

Titre: Intégration de données électromagnétiques transitoires au sol et
Title: héliportées en Montérégie-Est par déformation graduelle

Auteur: Ble Jean Fidele Yrro
Author:

Date: 2018

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Yrro, B. J. F. (2018). Intégration de données électromagnétiques transitoires au sol et héliportées en Montérégie-Est par déformation graduelle [Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal]. PolyPublie.
Citation: <https://publications.polymtl.ca/3108/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/3108/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche: Michel C. Chouteau, & Erwan Gloaguen
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

INTÉGRATION DE DONNÉES ÉLECTROMAGNÉTIQUES TRANSITOIRES AU SOL ET
HÉLIPORTÉES EN MONTÉRÉGIE-EST PAR DÉFORMATION GRADUELLE

BLE JEAN FIDELE YRRO

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

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIÆ DOCTOR
(GÉNIE MINÉRAL)

JANVIER 2018

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Cette thèse intitulée :

INTÉGRATION DE DONNÉES ÉLECTROMAGNÉTIQUES TRANSITOIRES AU SOL ET
HÉLIPORTÉES EN MONTÉRÉGIE-EST PAR DÉFORMATION GRADUELLE

présentée par : YRRO Ble Jean Fidele

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

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

M. MARCOTTE Denis, Ph. D., président

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

M. GLOAGUEN Erwan, Ph. D., membre et codirecteur de recherche

M. BAUDRON Paul, Ph. D., membre

M. RENINGER Pierre-Alexandre, Ph. D., membre externe

DÉDICACE

À Ma conjointe

À mon père YRRO KOUHON BENOIT, mes mères SEHA SEBAHI BERNADETTE et OULY PAMBLY HÉLÈNE, et mon oncle SEHA JEAN partis avant l'achèvement de cette œuvre pour laquelle nous avons partagé le rêve ensemble.

REMERCIEMENTS

En premier lieu, Je remercie sincèrement mes directeurs de recherche Mrs Michel CHOUTEAU et Erwan GLOAGUEN, qui se sont toujours montrés à l'écoute et disponibles tout au long de la réalisation de ce travail. Et surtout pour leurs qualités humaines indubitables. Ils ont eu l'inspiration de me proposer ce projet et m'ont laissé la latitude de l'orienter suivant des axes qui m'ont permis d'avoir des connaissances précieuses sur l'application des méthodes électromagnétiques transitoires et dans le domaine de la géostatistique.

Mes remerciements s'adressent également à Mr Denis MARCOTTE avec qui j'ai eu plusieurs échanges sur les méthodes géostatistiques en lien avec mon projet de recherche, et qui me fait l'honneur de présider le jury en charge d'évaluer cette thèse. Je lui témoigne toute ma reconnaissance.

Je remercie Mrs Pierre-Alexandre RENINGER et Paul BAUDRON pour l'intérêt qu'ils accordent à ce travail en acceptant d'être membres du jury.

Je remercie le Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques commanditaire du projet *PACES* dont est issue la majorité des données utilisées lors de ce travail. Je tiens également à remercier la compagnie *Geotech.Ltd*, plus particulièrement Mr Jean LEGAULT pour avoir mis à notre disposition les données *TEM* héliportées, et avec qui j'ai eu beaucoup d'échanges sur les caractéristiques techniques du système *VTEM-plus*.

Ma reconnaissance va à Abderrezak BOUCHEDDA et Pejman SHAMSIPOUR, qui m'ont offert leur amitié dès mon arrivée à l'École Polytechnique, et dont les conseils et les invitations au restaurant m'ont donné la force de remonter la pente de la vallée à des moments de doutes lors du doctorat.

Je remercie la famille KAMALAN, tout particulièrement Mme Adja Bintou BAKAYOKO qui a contribué directement à ce travail en corigeant le présent manuscrit.

Merci à toutes les personnes que j'ai eu l'occasion de connaitre au laboratoire de géophysique et de géostatistique ainsi qu'au personnel administratif du département C.G.M.

Merci aux familles AMBADIANG et M'BOCK pour leur sincère amitié qui a débuté depuis la Suisse et se poursuit ici au Canada.

Je remercie tous les membres de ma belle-famille FARZAM pour leur incommensurable soutien tout au long du doctorat.

Finalement, je tiens à remercier tous les membres de ma famille pour leur soutien sans faille tout au long de mes études, du primaire au doctorat.

RÉSUMÉ

Dans ce travail, j'ai développé un algorithme stochastique d'inversion conjointe de données électromagnétiques transitoires au sol *NanoTEM* et héliportées *VTEM-plus*. Ces données avaient été acquises lors de la première phase du Programme d'Acquisition de Connaissance sur les Eaux Souterraines (*PACES*) dans la région de Montérégie-Est, Québec, (Canada). Les objectifs visés étaient de : (1) évaluer pour les deux systèmes, dans le contexte géologique de la Montérégie-Est, la capacité de détection de proche surface et la profondeur d'exploration dans le cadre d'une étude hydrogéologique régionale ; (2) traiter et inverser par méthode conventionnelle (moindres-carrés amortis) les courbes db_z/dt_{obs} mesurées, et interpréter les résultats afin d'expliquer la différence observée dans les modèles électriques obtenus par les inversions conventionnelles (*HLCI*) du *VTEM-plus* mesuré préalablement par la compagnie *Geotech.Ltd* et *LCI* du *NanoTEM* mesuré par l'*INRS*; (3) développer une méthodologie algorithmique novatrice pour générer des modèles stochastiques géoélectriques 2D de haute résolution qui ajustent conjointement les courbes db_z/dt_{obs} *NanoTEM* et *VTEM-plus*.

Premièrement, l'évaluation de la résolution de proche surface et la profondeur d'exploration ont porté sur un jeu de modèles 1D dont les deux couches représentent soit les unités de sable de surface (*Ss*) et d'argile marine (*Am*), soit l'unité *Am* et le roc (*R*). De cette évaluation, il ressort que le *NanoTEM* récupère bien les épaisseurs et les résistivités tandis qu'avec le *VTEM-plus*, l'unité *Ss* doit avoir au minimum une épaisseur comprise entre 5 m et 8 m pour être résolue. Les profondeurs d'exploration théoriques au roc sont de 90 m et de 50 m respectivement pour les systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM*. L'interprétation et la comparaison des modèles 1D retournés par l'inversion de sondages voisins montrent que les modèles électriques du *VTEM-plus* sont plus en adéquation avec le contexte géologique de la zone d'étude contrairement au *NanoTEM*. La différence significative dans les modèles 1D des deux systèmes se situe au niveau de la détection de l'unité de sable de surface qui est mise en évidence par le *VTEM-plus* tandis que le *NanoTEM* voit en surface l'unité *Am*. Le contrôle de la qualité des sondages a permis d'établir que la différence observée sur les modèles électriques *HLCI* et *LCI* est liée au fait que certains sondages bruités ont été conservés lors de l'inversion.

Deuxièmement, un modèle conceptuel 3D composé des unités *Ss* et *Am*, et le roc a été élaboré dans le logiciel *SIG gocad* à partir de 1250 forages et de la carte géologique de surface. Ce modèle conceptuel a servi d'image d'entraînement (*TI*) pour simuler par multipoints (*MPS*)

plusieurs scénarios géologiques suivant deux profils conjoints *VTEM-plus* et *NanoTEM*, soit *L2000-T03* et *L6000-T16*. L'approche de simulation séquentielle gaussienne (*SGS*) par région et une étape de post-traitement de reproduction d'histogramme ont permis de convertir les réalisations géologiques en réalisations géoélectriques conditionnées aux valeurs de résistivité retournées par l'inversion moindres-carrés *VTEM-plus*. Les modèles géoélectriques obtenus respectent l'organisation stratigraphique de la zone d'étude, et ont des statistiques globales (i.e. moyenne et écart-type) assez similaires pour pouvoir les combiner par déformation graduelle (*GDM*).

Préalablement à l'étude du cas réel de la Montérégie-Est, la *GDM* a été testée sur un cas synthétique suivant trois (3) schémas de déformation graduelle, et pour trois (3) fonction-objectifs. Les modèles optimaux retournés par les différents tests sont sensiblement plus variables i.e. ont un écart-type légèrement plus grand, et une moyenne similaire aux réalisations géoélectriques synthétiques combinées. Les différents tests ont montré qu'utiliser une fonction-objectif dans laquelle les écarts entre les données observées et calculées sont normalisés par les valeurs observées ou par la moyenne des deux, donne un meilleur ajustement des courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ observées car la normalisation réduit la grande dynamique des réponses $\frac{db_z}{dt_{obs}}$, et les erreurs sur chaque fenêtre d'enregistrement contribuent de façon égale dans la valeur globale de la fonction-objectif.

Finalement, cinq (5) séries de déformation graduelle (*GDM*) ont été réalisées suivant chacun des profils *L2000-T03* et *L6000-T16*. Les deux modèles optimaux moyens retournés par ces cinq (5) séries sont sensiblement plus variables que les données de conditionnement, surtout pour les résistivités des unités *Ss* et *Am*. L'ajustement des courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ observées montre que plus de 70 % des sondages *VTEM-plus* de chacun des profils ont été ajustés sous le seuil de leur valeur finale de la fonction-objectif. Le nombre de sondages *NanoTEM* ajustés est différent d'un test à un autre, et d'un profil à un autre. De plus, les sondages *NanoTEM*, compte tenu de leur mauvaise qualité, ont été beaucoup moins bien ajustés que ceux du *VTEM-plus*.

La contribution principale cette thèse consiste en un ensemble de codes sources *Matlab* d'assimilation de données géophysiques *TEM* et géologiques de sources multiples permettant de générer des modèles géophysiques de haute résolution. Ces codes sources peuvent être adaptés et servir pour toutes les méthodes géophysiques dont les logiciels de modélisation de la fonction de transfert sont disponibles.

ABSTRACT

I developed a stochastic algorithm for joint inversion of ground-based *NanoTEM* and heliborne *VTEM-plus* Transient Electromagnetic (*TEM*) soundings. These data were acquired during the first phase of the regional groundwater characterization project (*PACES*) in Montérégie-Est, Quebec, (Canada). The objectives of this work were: (1) to estimate for both systems, in the geologic context of Montérégie-Est, the capacity of near surface detection and the depth of exploration within the framework of a regional hydrogeological study; (2) to process and invert by conventional method (damped least-squares) the $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ curves, and interpret the results to explain the difference observed in the electric models obtained by the conventional inversions (*HLCI*) of the *VTEM-plus* and (*LCI*) of *NanoTEM* soundings measured respectively by the *Geotech. Ltd* company and the *INRS*; (3) to develop an innovative algorithm for generating a stochastic high-resolution 2D geoelectric model which adjust jointly *NanoTEM* and *VTEM-plus* $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ curves.

The evaluation of near surface resolution and the depth of exploration was conducted on a set of 1D two (2) layers models corresponding either to the near surface sand unit (*Ss*) at the top with the marine clay unit beneath (*Am*), or the marine clay unit at the top with the rock (*R*) beneath. From this evaluation, it appears that *NanoTEM* returns well the thicknesses and the resistivities whereas with the *VTEM-plus*, the *Ss* unit must have at least a thickness between 5 m and 8 m to be solved. The theoretical depths of exploration are 90 m and 50 m respectively for *VTEM-plus* and *NanoTEM*.

The interpretation and the comparison of the inversion (1D model) results of nearby soundings show that the electrical models of the *VTEM-plus* are more in adequacy with the geologic context of study area contrary to *NanoTEM*. The *VTEM-plus* resolved well the *Ss* unit at the surface whereas *NanoTEM* sees *Am* unit. The data quality control establishes that the difference observed on the *HLCI* and *LCI* previous electrical resistivity models is related to the fact that the noisy soundings were preserved during the inversion.

From 1250 geologic boreholes and a geologic surface map, a 3D conceptual model made up of *Ss* and *Am* units, and the rock was built in the *GIS* software *gocad*. The 3D model is then used as a training image for conditional multipoint simulation (*MPS*) allowing generating multiple geological scenarios along two profiles *L2000-T03* and *L6000-T16*. Each geological

scenario is then populated with electrical resistivity from *VTEM-plus* inversion using conditional sequential gaussian simulation (*SGS*) by region and a post-processing for histogram reproduction. The geoelectrical models obtained respect the stratigraphic organization of the study area and have a similar global statistics (i.e. mean and standard deviation) that enables to combine them by gradual deformation (*GDM*).

Before Montérégie-Est real case study, the *GDM* was tested on a synthetic case using three (3) gradual deformation schemes, and for three (3) objectives functions. The optimal models returned by the tests are more variable i.e. have a slightly higher standard deviation, and a mean like the geoelectrical synthetics realizations combined using *GDM* method. The various tests showed also that using an objective function in which the errors between the observed and calculated data are normalized by the observed values or by the both average, give a better fitting of the observed db_z/dt_{obs} curves. The normalization reduces the dynamics of the db_z/dt_{obs} values, and the errors on each time gates contribute in an equal way in the objective function value.

For the real case, the *GDM* was run five (5) times on each profile *L2000-T03* and *L6000-T16*. The E-type optimal model returned by these tests is slightly variable than the conditioning data, especially the resistivity values of *Ss* and *Am* units. During each test, more than 70 % *VTEM-plus* db_z/dt_{obs} curves for each profile was adjusted under the objective function final value. The percentage of *NanoTEM* db_z/dt_{obs} curves adjusted under the objective function final value vary from test to test and from profile to profile and was generally lower than that of *VTEM-plus* due to the poor quality of the *NanoTEM* soundings.

The main contribution of this thesis consists of a set of *Matlab* source codes for assimilation of geophysics *TEM* and multiple sources geologic data allowing generating high-resolution geophysics electrical resistivity models. These source codes can be adapted and serve for all geophysics methods for which the modeling software is available.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ.....	VI
ABSTRACT	VIII
TABLE DES MATIÈRES	X
LISTE DES TABLEAUX.....	XV
LISTE DES FIGURES	XVII
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XXXI
LISTE DES ANNEXES.....	XXXVIII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Contexte général.....	1
1.2 Objectifs de la thèse	7
1.3 Méthodologie	8
1.4 Organisation du document	10
1.5 Contributions originales	11
CHAPITRE 2 RÉVUE DE LITTÉRATURE SUR LES MÉTHODES ÉLECTROMAGNÉTIQUES TRANSITOIRES.....	13
2.1 Introduction	13
2.2 Théorie de l'électromagnétisme.....	13
2.2.1 Équations de Maxwell.....	14
2.2.2 Solutions des équations inhomogènes de Maxwell : Potentiels de Schelkunoff.....	15
2.2.3 Réponse d'un milieu stratifié 1D	17
2.3 Principe de l'électromagnétisme transitoire.....	19

2.4	Systèmes de mesure de la réponse transitoire	20
2.4.1	Systèmes au sol	21
2.4.2	Systèmes héliportés	22
2.5	Dispositifs de mesure	24
2.5.1	Dispositif en boucle centrale	24
2.5.2	Dispositif avec déport.....	25
2.6	Problèmes liés à l'utilisation de la méthode <i>TEM</i>	25
2.6.1	Sources de bruits	25
CHAPITRE 3 MÉTHODES D'INVERSION DES MOINDRES-CARRÉS EN GÉOPHYSIQUE		28
3.1	Introduction	28
3.2	Définition du problème inverse.....	28
3.3	Méthodes d'inversion par les moindres-carrés	29
3.4	Inversion séparée.....	31
3.5	Inversion conjointe.....	32
CHAPITRE 4 THÉORIE DES MÉTHODES <i>MPS</i> , <i>SGS</i> ET <i>GDM</i>		33
4.1	Introduction	33
4.2	Méthodes <i>SGS</i>	34
4.3	Méthodes <i>MPS</i>	35
4.4	Calage d'historique de réservoirs	39
4.4.1	Définition de la fonction-objectif.....	40
4.4.2	Méthodes de minimisation de la fonction-objectif.....	42
4.4.3	Méthodes de paramétrisation de la fonction-objectif	43
4.5	Méthode de déformation graduelle	44
4.5.1	Formulation de base de la <i>GDM</i>	44

4.5.2	Formulation multidimensionnelle de la <i>GDM</i>	47
CHAPITRE 5	GÉOLOGIE DES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT ET TRAITEMENT DES DONNÉES DE FORAGES GÉOLOGIQUES	49
5.1	Introduction	49
5.2	Histoire géologique	50
5.3	Stratigraphie du socle	51
5.4	Géologie du Quaternaire	52
5.5	Traitements des données de forages géologiques	55
CHAPITRE 6	MODÉLISATION ET INVERSION MOINDRES-CARRÉS DES DONNÉES <i>TEM</i> DE LA MONTÉRÉGIE-EST	61
6.1	Introduction	61
6.2	Logiciels utilisés.....	61
6.3	Analyses résolution de proche surface et profondeur d'exploration au roc.....	62
6.3.1	Élaboration des modèles synthétiques 1D.....	62
6.3.2	Modélisation et inversion des courbes db_z/dt des modèles synthétiques 1D	64
6.3.3	Résultats de la résolution de proche surface : détection de l'unité <i>Ss</i>	66
6.3.4	Profondeur d'exploration : détection du roc	69
6.4	Inversion des courbes db_z/dt_{obs} des sondages de la Montérégie-Est	72
6.4.1	Acquisition des données.....	72
6.4.2	Inversion des données <i>VTEM-plus</i>	74
6.4.3	Inversion des données <i>NanoTEM</i>	84
6.5	Compatibilité <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i>	97
6.5.1	Comparaison des modèles électriques 1D <i>NanoTEM</i> et <i>VTEM-plus</i>	97
6.5.2	Comparaison des courbes db_z/dt observées et calculées avec le <i>NanoTEM</i>	99
6.5.3	Pertinence de l'utilisation des algorithmes <i>LCI</i> et <i>HLCI</i>	101

6.6	Sommaire	104
CHAPITRE 7	CONCEPTION DE L'IMAGE D'ENTRAINEMENT, ET SIMULATION DES FACIÈS GÉOLOGIQUES ET DES MODÈLES GÉOÉLECTRIQUES	106
7.1	Introduction	106
7.2	Conception de l'image d'entraînement	106
7.3	Simulation 3D des faciès géologiques	110
7.3.1	Conception des grilles 3D des profils <i>L6000</i> et <i>L2000</i>	110
7.3.2	Données de conditionnement	111
7.3.3	Simulation par <i>MPS</i> des réalisations géologiques dans <i>gocad</i>	113
7.4	Simulation 2D par <i>SGS</i> des réalisations géoélectriques dans <i>gocad</i>	116
7.4.1	Traitement des données de conditionnement <i>VTEM-plus</i>	118
7.4.2	Simulation des réalisations géoélectriques dans <i>gocad</i>	121
7.5	Sommaire	127
CHAPITRE 8	APPLICATION DE LA DEFORMATION GRADUELLE SUR UN CAS SYNTHÉTIQUE	128
8.1	Introduction	128
8.2	Élaboration du modèle de référence.....	129
8.3	Modélisation des courbes db_z/dt de référence	132
8.4	Simulation des réalisations géologiques et géoélectriques synthétiques	133
8.5	Test préliminaire des fonction-objectifs.....	136
8.5.1	Description des fonction-objectifs du test préliminaire	137
8.5.2	Méthodologie et résultat du test préliminaire.....	138
8.5.3	Hypothèses sur le comportement anticipé des fonction-objectifs lors de la <i>GDM</i> à partir des résultats du test préliminaire	139

8.6 Déformation graduelle suivant trois approches de combinaison des modèles géoélectriques synthétiques.....	140
8.6.1 Algorithme utilisé pour la minimisation des fonction-objectifs.....	141
8.6.2 <i>GDM SCHÉMA 1</i>	141
8.6.3 <i>GDM SCHÉMA 2</i>	153
8.6.4 <i>GDM SCHÉMA 3</i>	161
8.7 Sommaire	168
CHAPITRE 9 APPLICATION DE LA DÉFORMATION GRADUELLE SUR LES DONNÉES DE MONTÉRÉGIE-EST	170
9.1 Introduction	170
9.2 Rééchantillonnage et relocalisation des sondages.....	171
9.3 <i>GDM</i> appliquée sur les données de la Montérégie-Est	172
9.3.1 Résultats de la <i>GDM</i> appliquée sur le profil <i>L6000-T16</i>	172
9.3.2 Résultats de la <i>GDM</i> appliquée sur le profil <i>L2000-T03</i>	182
9.4 Sommaire	191
CHAPITRE 10 DISCUSSION	193
10.1 Introduction	193
10.2 Modélisation, traitement et inversion des données électromagnétiques transitoires ...	193
10.3 Simulations des modèles géoélectriques	194
10.4 Résultats de la <i>GDM</i>	197
CHAPITRE 11 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	200
BIBLIOGRAPHIE	202
ANNEXES	217

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 5.1: Résumé des forages acquis via la base de données du <i>PACES</i>	57
Tableau 5.2: Analyses statistiques des épaisseurs des unités stratigraphiques dans les forages....	58
Tableau 6.1: Caractéristiques d'acquisition des systèmes <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i>	65
Tableau 6.2: Nombre et pourcentage de sondages supprimés sur chaque profil <i>VTEM-plus</i>	77
Tableau 6.3: Statistiques sur les valeurs de résistivité, d'épaisseur des unités <i>Ss</i> et <i>Am</i> , et de la profondeur au roc retournées par l'inversion du profil <i>L6000</i>	81
Tableau 6.4: Statistiques sur les valeurs de résistivité, d'épaisseur des unités <i>Ss</i> et <i>Am</i> , et de la profondeur au roc retournées par l'inversion de la partie 1 du profil <i>L2000</i>	83
Tableau 6.5: Inventaire des sondages distordus et non distordus du profil <i>T16</i>	86
Tableau 6.6: Inventaire des sondages distordus et non distordus du profil <i>T03</i>	87
Tableau 6.7: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages non distordus <i>T16</i>	91
Tableau 6.8: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages distordus <i>T16</i>	91
Tableau 6.9: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages non distordus <i>T03</i>	94
Tableau 6.10: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages distordus <i>T03</i>	96
Tableau 6.11: Sondages <i>VTEM-plus</i> (<i>Sv</i>) du profil <i>L6000</i> et <i>NanoTEM</i> (<i>T16</i>) sélectionnés pour l'analyse de compatibilité.	98
Tableau 7.1: Listes des forages utilisés respectivement sur les grilles <i>2D6000</i> et <i>3D2000</i> pour le conditionnement des simulations des faciès géologiques par <i>MPS</i>	112
Tableau 7.2: Paramètres des variogrammes globaux des profils <i>L2000</i> et <i>L6000</i>	122
Tableau 8.1: Paramètres du variogramme global utilisé pour le krigeage du modèle de référence.	131

Tableau 8.2: Synthèse de la comparaison des coefficients de corrélation et des erreurs des modèles optimaux finaux <i>GDM SCH1</i> avec ceux de la meilleure réalisation géoélectrique.	151
Tableau 8.3: Synthèse de la comparaison des statistiques des modèles optimaux finaux <i>GDM SCH1</i> avec ceux des données de conditionnement.	152
Tableau 8.4: Comparaison des coefficients de corrélation et des erreurs des modèles optimaux finaux <i>GDM SCH2</i> avec ceux du meilleur modèle géoélectrique donné par la <i>SGS</i>	161
Tableau 8.5: Synthèse de la comparaison des statistiques des modèles optimaux finaux <i>GDM SCH2</i> avec ceux des données de conditionnement.	161
Tableau 8.6: Comparaison des coefficients de corrélation et des erreurs des modèles optimaux finaux de la <i>GDM SCH3</i> avec ceux du meilleur modèle géoélectrique donné par la <i>SGS</i> ..	168
Tableau 8.7: Synthèse de la comparaison des statistiques des modèles optimaux finaux <i>GDM SCH3</i> avec ceux des données de conditionnement.	168
Tableau 9.1: Synthèse des résultats pertinents des séries 1 à 5 de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L6000-T16</i> .	
.....	181
Tableau 9.2: Synthèse des résultats pertinents des séries 1 à 5 de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L2000-T03</i> .	
.....	190

LISTE DES FIGURES

<p>Figure 1.1: Inversion <i>HLCI</i> du profil <i>VTEM-plus L6000</i> montrant une couche résistante en surface de résistivité entre 100 $\Omega\cdot\text{m}$ et 200 $\Omega\cdot\text{m}$, et une zone conductrice de résistivité inférieure à 7 $\Omega\cdot\text{m}$ à l'extrémité <i>SSO</i> (A) ; Inversion <i>LCI</i> profil <i>NanoTEM T16</i> présentant une couche conductrice en surface de résistivité inférieure à 16 $\Omega\cdot\text{m}$ (B) (adaptée de Geotech, 2012).</p> <p>Figure 1.2: Approche multidisciplinaire proposée dans cette thèse afin d'inverser les données <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i>. Le modèle géologique 3D de la zone d'étude (phase 2) est utilisé comme image d'entraînement pour simuler par multipoints plusieurs réalisations géologiques qui sont converties en modèles géoélectriques par simulations séquentielles gaussiennes (phase 3) en prenant les résistivités retournées par l'inversion moindres-carrés 1D des sondages <i>VTEM-plus</i> (phase 1) comme données conditionnantes. Finalement, les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i> sont ajustées en combinant par déformation graduelle (<i>GDM</i>) les réalisations géoélectriques (phase 4).....</p> <p>Figure 2.1: Propagation des courants de Foucault sous forme de filaments de courant dans le sol (d'après Krivochieva, 2002).</p> <p>Figure 2.2: Principe de la <i>TEM</i> (d'après Krivochieva, 2002).....</p> <p>Figure 2.3: Système <i>NanoTEM</i> présenté en dispositif d'acquisition en boucle centrale.....</p> <p>Figure 2.4: Système <i>VTEM-plus</i> présenté en dispositif d'acquisition en boucle centrale (d'après Luo et al., 2015).</p> <p>Figure 2.5: Couplages galvanique (a) et capacitif (b), et leur réponse respective (c et d) sur la réponse <i>TEM</i> (d'après Christiansen et al., 2009).</p> <p>Figure 4.1: Principe de la méthode de simulations mutipoints (modifié de Paradigm, 2009). À l'aide d'un patron géométrique défini par l'utilisateur, la probabilité conditionnelle locale des faciès est inférée de façon empirique par balayage de l'image d'entraînement (<i>TI</i>) au début de la simulation.</p> <p>Figure 4.2: Principe de l'<i>history matching</i> adapté à l'ajustement de courbes $d\mathbf{b}_z/dt$.....</p>	<p>7</p> <p>9</p> <p>19</p> <p>20</p> <p>22</p> <p>24</p> <p>26</p> <p>37</p> <p>40</p>
--	---

Figure 4.3: Chaine de réalisations obtenue par combinaison de Z_0 et Z_1 pour différentes valeurs de t , et illustrant la formulation de base de la méthode de déformation graduelle. Pour la valeur de $t = 0$ ou $t = \pi/2$, $Z(t)$ est égale respectivement à Z_0 ou Z_1	45
Figure 4.4: Schématisation de la méthode de déformation graduelle de base intégrée dans un processus d'optimisation. À chaque itération n , on cherche le paramètre de déformation $t_{opt}(n)$ qui donne le modèle optimal $Z_{opt}(n)$ dont la réponse ajuste au mieux les données observées. À l'itération $n+1$, $Z_{opt}(n)$ est combinée avec une réalisation complémentaire Z et ainsi suite, jusqu'à l'obtention du modèle optimal final $Z_{opt}(final)$	46
Figure 5.1: Carte simplifiée des limites géographiques des Basses-Terres du Saint-Laurent et des grands ensembles géologiques du Québec (d'après Bourque & ULaval, 2004).	49
Figure 5.2: Coupe simplifiée des ensembles Province de Grenville, Plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches au Québec (d'après Bourque & ULaval, 2004). Cette coupe se situe à la hauteur des cantons de l'est et est indiquée par le tracé AB de la figure 5.1.....	51
Figure 5.3: Carte géologique simplifiée du Québec présentant les formations du socle rocheux de la Plate-forme du Saint-Laurent (d'après Chen et al., 2014).	52
Figure 5.4: Carte géologique de surface du contexte géologique Quaternaire de la Montérégie-Est (d'après Dubé-Loubert et al., 2011).	53
Figure 5.5: Cadre chrono-stratigraphie des Basses-Terres du Saint-Laurent (d'après Lamothe, 1989).	54
Figure 5.6: Unités lithostratigraphiques dans les forages géologiques de la zone d'étude (d'après Carrier et al., 2013).	56
Figure 5.7: Localisation des 1634 forages (points rouges) conservés sur la zone d'étude. Le fond représente les trois contextes géologiques de la Montérégie-Est à savoir les Basses-Terres du Saint-Laurent (bleu), le Piedmont Appalachien (vert clair) et les Appalaches (vert foncé). Le contour de la zone d'étude est délimité en noir.	57
Figure 5.8: Droites de régression linéaire de la profondeur au roc en fonction de l'épaisseur des unités Ss (a), Am (b) et Tb (c); d) Boîtes à moustache (<i>box plot</i>) des statistiques des épaisseurs des unités Ss , Am et Tb et la profondeur au roc. On remarque une bonne corrélation entre la profondeur au roc et l'épaisseur de l'unité Am , soit R^2 égale à 0.89. En	

revanche, la corrélation est faible avec les épaisseurs des unités Ss et Tb , soit R^2 égale respectivement à 0.2 et 0.03	59
Figure 6.1: Ensemble des modèles synthétiques 1D utilisés pour l'analyse de la résolution de proche surface (A) et de la profondeur d'exploration au roc (B). Chacune des colonnes correspond à un modèle à deux couches dont le bleu représente l'unité Am , et le rouge indique soit l'unité Ss soit le roc.....	63
Figure 6.2: Résultats de l'inversion des profils $E06-a5$ et $E04-b$ de tomographie de résistivité électrique situés respectivement au centre et au nord-est de la Plate-forme du Saint-Laurent, illustrant les plages de résistivités du roc, et des unités de sable de surface et d'argile marine sur la zone d'étude.	64
Figure 6.3: Résultat de l'inversion 1D de la capacité de détection de l'unité Ss ($20 \Omega.m$) située au-dessous de l'unité Am ($3 \Omega.m$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs utilisées ($EP0$) et celles retournées ($EP1$), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. La résistivité et les épaisseurs utilisées de l'unité Am lors de la modélisation sont relativement bien récupérées pas l'inversion du <i>NanoTEM</i> tandis que pour le <i>VTEM-plus</i> ces paramètres sont récupérés pour une épaisseur minimale d'environ 5 à 6 m.	67
Figure 6.4: Résultat de l'inversion 1D de la capacité de détection de l'unité Ss ($100 \Omega.m$) située au-dessous de l'unité Am ($3 \Omega.m$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs utilisées ($EP0$) et celles retournées ($EP1$), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. Les épaisseurs utilisées de l'unité Am lors de la modélisation sont relativement bien récupérées par l'inversion du <i>NanoTEM</i> tandis que pour le <i>VTEM-plus</i> celles-ci le sont à partir d'environ 8 m.	68
Figure 6.5: Résultat de l'inversion 1D pour la profondeur d'exploration au roc ($20 \Omega.m$) situé en dessous de l'unité Am ($3 \Omega.m$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs utilisées ($EP0$) et celles retournées ($EP1$), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. Les épaisseurs utilisées de l'unité Am lors de la modélisation aux index 19 et 16, soient 90 m et 50 m correspondent approximativement à la profondeur d'exploration au roc pour le <i>VTEM-plus</i> et le <i>NanoTEM</i> car l'inversion retourne un milieu homogène.	70
Figure 6.6: Résultat de l'inversion 1D pour la profondeur d'exploration au roc ($100 \Omega.m$) situé en dessous de l'unité Am ($3 \Omega.m$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs	

utilisées (<i>EP0</i>) et celles retournées (<i>EP1</i>), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. Les épaisseurs de l'unité utilisées <i>Am</i> lors de la modélisation aux index 19 et 16, soient 90 m et 50 m correspondent approximativement à la profondeur d'exploration au roc pour le <i>VTEM-plus</i> et le <i>NanoTEM</i> car l'inversion retourne un milieu homogène.	71
Figure 6.7: Position des sondages <i>VTEM-plus</i> (lignes rouges) et <i>NanoTEM</i> (cercles violet-noirs) avec en fond la carte topographique de la Montérégie-Est. Le tracé noir représente approximativement les limites de la zone d'étude.	73
Figure 6.8: Forme de l'onde (bleu) et fenêtres d'enregistrement (points rouges) des systèmes <i>VTEM-plus</i> (A) et <i>NanoTEM</i> (B).	74
Figure 6.9: Mise en relief des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ brutes (c) du profil <i>L6000</i> affectées par l'induction du champ primaire sur les lignes de distribution électrique (a) et/ou la hauteur de vol (b)...	75
Figure 6.10: Mise en relief des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ brutes (c) du profil <i>L2000</i> affectées par l'induction du champ primaire sur les lignes de distribution électrique (a) et/ou la hauteur de vol (b).	76
Figure 6.11: Résultats de l'inversion 1D du profil <i>L6000 VTEM-plus</i> conservée après traitement. (a) Données traitées ; (b) Valeurs rms et (c) Section pseudo-2D avec en surface les sondages <i>T16 NanoTEM</i> situés à proximité. La section pseudo-2D montre de la surface vers la base les unités <i>Ss</i> (zone) et <i>Am</i> (zone 2), et le roc (zone 3).....	79
Figure 6.12: Résultats de l'inversion de la portion du profil <i>L2000 VTEM-plus</i> conservé après le traitement. (a) Données traitées ; (b) Valeurs rms et (c) Section Pseudo-2D avec en surface les sondages <i>T03 NanoTEM</i> situés à proximité. La section Pseudo-2D se subdivise en deux parties représentant le contexte géologique de la Plate-forme du Saint-Laurent (Partie 1) et le Piedmont Appalachien (Partie 2).	82
Figure 6.13: Stations 14 à 20, et 22 du profil <i>T16</i> . Les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ en bleu représentent les stations avec une distorsion entre 100 μ s - 200 μ s ; Les courbes rouges sont les stations sans distorsion. Les deux (2) premières fenêtres de temps (1 μ s - 2.2 μ s) sont saturées (<i>early-time</i> ?).....	85
Figure 6.14: Stations 1 à 8 du profil <i>T03</i> . Les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ en bleu représentent les stations avec une distorsion entre 100 μ s - 200 μ s ; Les courbes rouges sont les stations sans	

distorsion. Les deux (2) premières fenêtres de temps (1 μ s - 2.2 μ s) sont saturées (<i>early-time</i> ?).....	87
Figure 6.15: Résultats de l'inversion trois couches des stations sans distorsion <i>T16-15</i> et <i>T16-17</i> ; (a-1 et a-2) : Ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : Modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.	89
Figure 6.16: Résultats de l'inversion deux couches des stations avec distorsion <i>T16-14</i> et <i>T16-16</i> ; (a-1 et a-2) : ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.	90
Figure 6.17: Résultats de l'inversion des stations avec peu de distorsion <i>T03-04</i> et <i>T03-08</i> . (a-1 et a-2) : ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.	93
Figure 6.18: Résultats de l'inversion des stations avec distorsion <i>T03-03</i> et <i>T03-06</i> ; (a-1 et a-2) : ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : Modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.	95
Figure 6.19: Comparaison de quelques modèles 1D retournés par l'inversion du profil <i>L6000 VTEM-plus</i> (rouge) avec ceux du profil <i>T16 NanoTEM</i> (bleu).	98
Figure 6.20: Fenêtres de temps du <i>VTEM-plus</i> (rouge) et du <i>NanoTEM</i> (bleu). <i>G1-G33</i> et <i>G11-G31</i> représentent respectivement pour le <i>VTEM-plus</i> et le <i>NanoTEM</i> , les fenêtres de temps où les deux systèmes coincident approximativement.	100
Figure 6.21: Comparaison des réponses $d\mathbf{b}_z/dt$ observées et calculées des sondages <i>T16-15</i> , <i>T16-17</i> , <i>T16-18</i> et <i>T16-22</i> du <i>NanoTEM</i> à partir des modèles 1D retournés par l'inversion des sondages <i>Sv7277</i> , <i>Sv6609</i> , <i>Sv6374</i> et <i>Sv5191</i> du profil <i>L6000 VTEM-plus</i> . <i>P1</i> représente la portion des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ <i>NanoTEM</i> sans chevauchement entre les fenêtres d'enregistrement du <i>NanoTEM</i> et du <i>VTEM-plus</i> , et <i>P2</i> est la portion avec chevauchement des fenêtres de temps.....	101
Figure 6.22: Mise en relief du résultat de l'inversion <i>HLCI</i> faite par la compagnie <i>Geotech Ltd.</i> avec les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ brutes du profil <i>L6000</i>	102
Figure 6.23: Mise en relief du résultat de l'inversion <i>LCI</i> faite par l' <i>INRS</i> avec les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ brutes du profil <i>T16</i>	103

Figure 7.1: Forages (A) et carte géologique de surface (B) utilisés pour générer l'image d'entraînement. Les unités <i>Ss</i> et <i>Am</i> sont respectivement représentées en jaune et en cyan.	108
Figure 7.2: Bloc stratigraphique délimitant les frontières entre les différentes unités <i>Ss</i> (jaune) et <i>Am</i> (cyan), et le roc (rouge).....	109
Figure 7.3: Coupe stratigraphique réalisée à l'aide de forages situés au voisinage du profil <i>L6000</i> .	109
Figure 7.4: Image d'entraînement utilisée pour la simulation multipoints (<i>MPS</i>) des réalisations géologiques.....	110
Figure 7.5 : Histogrammes de la proportion des faciès (<i>Ss</i> , <i>Am</i> et <i>R</i>) calculée lors de la <i>RDA</i> à partir des 7 et 27 forages de conditionnement respectivement sur les grilles <i>3D6000</i> (A) et <i>3D2000</i> (B).....	112
Figure 7.6: Courbe verticale de proportion des faciès <i>Ss</i> , <i>Am</i> et <i>R</i> observés sur les grilles stratigraphiques <i>3D6000</i> (A) et <i>3D2000</i> (B).....	113
Figure 7.7: <i>Workflow</i> de la simulation multipoint avec <i>gocad</i>	113
Figure 7.8: Résultat du filtrage sur la réalisation <i>R#85</i> du profil <i>L2000</i>	116
Figure 7.9: <i>R#5</i> et <i>R#13</i> avec quelques incohérences stratigraphiques à environ 5070 km.	116
Figure 7.10: Profil vertical de la résistivité et l'interprétation stratigraphique du <i>CPT T16-A</i>	117
Figure 7.11: Histogrammes avant (bleu) et après (rouge) discréétisation du \log_{10} des valeurs de résistivité électrique des sondages des profils <i>L2000</i> (A et B) et <i>L6000</i> (C et D). On a de légères variations des moyennes (environ 3 %), et de l'écart-type des résistivités du profil <i>L2000</i> (environ 7 %) après discréétisation.....	119
Figure 7.12: Histogramme du \log_{10} de la résistivité des 32 et 26 sondages de conditionnement utilisés respectivement sur les grilles <i>3D2000</i> (A-bleu), et <i>3D6000</i> (B-rouge). Les valeurs de résistivité des sondages de conditionnement conservent globalement les mêmes statistiques que l'ensemble des sondages suivant les profils <i>L2000</i> et <i>L6000</i>	120
Figure 7.13: Variogrammes horizontaux et verticaux globaux calculés à partir de l'ensemble des résistivités de conditionnement suivant les profils <i>L2000</i> et <i>L6000</i>	122

Figure 7.14: Diagramme boîte à moustache des plages de résistivité des unités <i>Ss</i> et <i>Am</i> , et le roc suivant les profils <i>L2000</i> et <i>L6000</i> . L'unité <i>Ss</i> et le roc ont des plages similaires de résistivité, et il y a très peu de variabilité à l'intérieur d'une même unité.	123
Figure 7.15: Diagramme boîte à moustache des statistiques des 100 réalisations géoélectriques des profils <i>L2000</i> (bleu) et <i>L6000</i> (rouge). (A)-Moyenne et Écart-type ; (B)-Minimum et maximum. Les index 2 et 6 représentent respectivement les premiers chiffres du nom des lignes <i>L2000</i> et <i>L6000</i>	125
Figure 7.16: Comparaison de la réalisation géologique <i>R#36</i> avec son équivalent géoélectrique pour le profil <i>L2000</i>	126
Figure 7.17: Comparaison de la réalisation géologique <i>R#1</i> avec son équivalent géoélectrique pour le profil <i>L6000</i>	126
Figure 8.1: Résultat de l'inversion 1D du profil <i>L5000</i> et les limites du modèle de référence indiquées en pointillé. ..	129
Figure 8.2: Grille 11 x 145 x 20 et les 9 sondages utilisés pour le krigeage du modèle de référence.....	129
Figure 8.3: Histogrammes du \log_{10} des valeurs de résistivité des 9 forages de conditionnement avant (A) et après (B) discréétisation. Les statistiques des résistivités sont globalement bien reproduites après la discréétisation.	130
Figure 8.4: Variogramme gaussien global obtenu à partir du \log_{10} des valeurs de résistivité discréétisées des 9 sondages de conditionnement.....	131
Figure 8.5: Modèle de référence obtenu par krigeage des résistivités du résultat de l'inversion 1D des 9 sondages du profil <i>L5000 VTEM-plus</i>	131
Figure 8.6: Courbes db_z/dt_{ref} de référence. Système <i>NanoTEM</i> : (A-1) sans bruits et (B-1) avec bruits ; Système <i>VTEM-plus</i> : (A-2) sans bruits et (B-2) avec bruits.....	132
Figure 8.7: <i>TI</i> synthétique obtenue par conversion de la résistivité électrique du modèle de référence en faciès géologiques <i>Ss</i> , <i>Am</i> et <i>R</i> (A), et histogramme de la proportion des faciès (B).....	133

Figure 8.8: Réalisations non conditionnelles géologiques synthétiques $R\#1$, $R\#25$, $R\#50$ et $R\#100$	134
Figure 8.9: Proportion des faciès Ss ($\max=0.32$, $\min=0.21$), Am ($\max=0.35$, $\min=0.34$) et roc ($\max=0.38$, $\min=0.23$) pour les 100 réalisations synthétiques MPS . La proportion des faciès des 100 réalisations synthétiques sont globalement similaires à celle de la TI	135
Figure 8.10: Réalisations géoélectriques synthétiques $R\#1$, $R\#25$, $R\#50$ et $R\#100$ obtenues à partir de leurs réalisations géologiques équivalentes MPS	136
Figure 8.11: Droite de régression linéaire entre les erreurs calculées avec les trois fonction-objectifs MSE (A), $RMS1$ (B) et $RMS2$ (C) et le coefficient de corrélation entre le modèle de référence et les 100 réalisations géoélectriques.	139
Figure 8.12: Courbes de décroissance (bleues) des trois fonction-objectifs MSE (A), $RMS1$ (B) et $RMS2$ (C) comparées à la valeur de l'erreur γ (droite rouge) calculée avec chacune des fonction-objectifs pour la meilleure réalisation géoélectrique. Lors de la $GDMSCH1$, le MSE décroît rapidement lors des premières itérations (valeur γ dépassée à $IT\#11$) et plus lentement après. Le $RMS1$ et le $RMS2$ décroissent lentement (valeur γ dépassée respectivement après $IT\#41$ et $IT\#38$) mais conservent quasiment la même tendance au fil des itérations.	142
Figure 8.13: Comparaison des modèles partiellement optimisés $IT\#1$ MSE (A-1), $RMS1$ (B-1) et $RMS2$ (C-1), et les modèles optimaux finaux $IT\#49$ MSE (A-2), $RMS1$ (B-2) et $RMS2$ (C-2). Les ellipsoïdes montrent la zone des changements majeurs opérés entre $IT\#1$ et $IT\#49$. Cette zone également observable sur le modèle de référence est moins bien récupérée par la $GDMSCH1$ sur le modèle optimal final du MSE comparativement à ceux du $RMS1$ et du $RMS2$	144
Figure 8.14: Comparaison des écarts relatifs (%) des résistivités du modèle de référence et des modèles optimaux finaux MSE (A), $RMS1$ (B) et $RMS2$ (C) lors de la $GDMSCH1$. Les ellipsoïdes indiquent la région où le modèle optimal du MSE comparativement à ceux du $RMS1$ et du $RMS2$ présente des écarts plus grands par rapport aux résistivités du modèle de référence.	145

Figure 8.15: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence et db_z/dt_{calGDM} des modèles optimaux *IT#49 MSE* (A-1 et A-2), *RMS1* (B-1 et B-2) et *RMS2* (C-1 et C-2) lors de la *GDMSCHE1* pour les systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus*. .146

Figure 8.16: Évolution du coefficient de corrélation (*Coefcor*) entre le modèle de référence et les modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) de la *GDMSCHE1*. Les tirets cyan et magenta représentent respectivement la plus grande et la plus petite valeur des *Coefcor* des réalisations géoélectriques. Le modèle optimal du *MSE* a un *Coefcor* plus faible que ceux des modèles optimaux du *RMS1*, du *RMS2*, et de la meilleure réalisation géoélectrique.148

Figure 8.17: Comparaison des histogrammes des résistivités conditionnantes (cyan) et des modèles optimaux *MSE* (vert), *RMS1* (orange) et *RMS2* (bleu) de la *GDMSCHE1*. Les modèles optimaux des trois fonction-objectifs reproduisent globalement la moyenne des résistivités conditionnantes. Les écart-types montrent que le modèle optimal du *MSE* est moins variable que les données conditionnantes comparativement à ceux du *RMS1* et du *RMS2*.150

Figure 8.18: Courbes de décroissance (bleu) des trois fonction-objectifs *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) comparées à la valeur de l'erreur γ (droite rouge) calculée avec chacune des fonction-objectifs pour la meilleure réalisation géoélectrique. À *IT#1*, lors de la *GDMSCHE2*, contrairement à *RMS1* et *RMS2*, la valeur du *MSE* est plus grande que la valeur γ équivalent bien que la meilleure réalisation géoélectrique soit parmi celles combinées.....153

Figure 8.19: Comparaison des modèles partiellement optimisés *IT#1 MSE* (A-1), *RMS1* (B-1) et *RMS2* (C-1), et les modèles optimaux finaux *IT#49 MSE* (A-2), *RMS1* (B-2) et *RMS2* (C-2). L'initialisation du processus de déformation graduelle à partir des réalisations qui ont un meilleur *Coefcor* a permis principalement avec le *MSE*, une meilleure récupération de la zone conductrice (ellipsoïdes rouges et noirs) lors de la *GDMSCHE2* comparativement à la *GDMSCHE1*.155

Figure 8.20: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les résistivités du modèle de référence et des modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) lors de la *GDMSCHE2*. Les ellipsoïdes indiquent la région où le modèle optimal du *MSE* comparativement à ceux du

<i>RMS1</i> et du <i>RMS2</i> présente des écarts plus grands par rapport aux résistivités du modèle de référence.....	156
Figure 8.21: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ du modèle de référence et $d\mathbf{b}_z/dt_{calGDM}$ des modèles optimaux des fonction-objectifs <i>MSE</i> (A-1 et A-2), <i>RMS1</i> (B-1 et B-2) et <i>RMS2</i> (C-1 et C-2) lors de la <i>GDM SCH2</i> des systèmes <i>NanoTEM</i> et <i>VTEM-plus</i>	157
Figure 8.22: Évolution du coefficient de corrélation (<i>Coefcor</i>) entre le modèle de référence et les modèles optimaux finaux <i>MSE</i> (A), <i>RMS1</i> (B) et <i>RMS2</i> (C) de la <i>GDM SCH2</i> . Les tirets cyan et magenta représentent respectivement la plus grande et la plus petite valeur des <i>Coefcor</i> des réalisations géoélectriques. Tous les modèles optimaux ont un <i>Coefcor</i> plus grand que la meilleure réalisation géoélectrique mais le <i>Coefcor</i> du <i>MSE</i> demeure moins élevé que ceux du <i>RMS1</i> et du <i>RMS2</i>	158
Figure 8.23: Comparaison des histogrammes des résistivités conditionnantes (cyan) et des modèles optimaux <i>MSE</i> (vert), <i>RMS1</i> (orange) et <i>RMS2</i> (bleu) de la <i>GDM SCH2</i> . Les modèles optimaux des trois fonction-objectifs reproduisent globalement la moyenne des résistivités conditionnantes. Les écart-types montrent que tous les modèles optimaux sont légèrement plus variables que les données conditionnantes.	160
Figure 8.24: Courbes de décroissance (bleu) des trois fonction-objectifs <i>MSE</i> (A), <i>RMS1</i> (B) et <i>RMS2</i> (C) comparées à la valeur de l'erreur γ (droite rouge) calculée avec chacune des fonction-objectifs pour la meilleure réalisation géoélectrique. Lors de la <i>GDM SCH3</i> , les trois fonction-objectifs ont des valeurs finales plus faibles que leur valeur γ équivalente. .	162
Figure 8.25: Comparaison des modèles partiellement optimisés <i>IT#1 MSE</i> (A-1), <i>RMS1</i> (B-1) et <i>RMS2</i> (C-1), et les modèles optimaux finaux <i>IT#49 MSE</i> (A-2), <i>RMS1</i> (B-2) et <i>RMS2</i> (C-2).On observe une moins bonne récupération de la zone conductrice que lors de la <i>GDM SCH2</i> , mais meilleure par rapport à la <i>GDM SCH1</i>	163
Figure 8.26: Comparaison des écarts relatifs (%) entre le \log_{10} des résistivités du modèle de référence et des modèles optimaux finaux <i>MSE</i> (A), <i>RMS1</i> (B) et <i>RMS2</i> (C) lors de la <i>GDM SCH3</i> . Les ellipsoïdes indiquent la région où le modèle optimal du <i>MSE</i> comparativement à ceux du <i>RMS1</i> et du <i>RMS2</i> présente des écarts plus grands par rapport aux résistivités du modèle de référence.....	164

Figure 8.27: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence et db_z/dt_{calGDM} des modèles optimaux *IT#49 MSE* (A-1 et A-2), *RMS1* (B-1 et B-2) et *RMS2* (C-1 et C-2) lors de la *GDM SCH3* pour les systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus*. .165

Figure 8.28: Évolution du coefficient de corrélation (*Coefcor*) entre le modèle de référence et les modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) de la *GDM SCH3*. Les tirets cyan et magenta représentent respectivement la valeur la plus grande et la plus petite des *Coefcor* des réalisations géoélectriques. Tous les modèles optimaux ont un *Coefcor* plus faible que la meilleure réalisation géoélectrique. Une fois encore la *MSE* a un *Coefcor* plus faible que ceux des modèles optimaux *RMS1*, *RMS2*.166

Figure 8.29: Comparaison des histogrammes des résistivités conditionnantes (cyans) et des modèles optimaux *MSE* (vert), *RMS1* (orange) et *RMS2* (bleu) de la *GDM SCH3*. Les modèles optimaux des trois fonction-objectifs reproduisent globalement la moyenne des résistivités conditionnantes. Les écart-types montrent que tous les modèles optimaux sont légèrement plus variables que les données conditionnantes.167

Figure 9.1: Comparaison du modèle partiellement optimisé retourné à *IT#1* (A) et le modèle optimal final *IT#500* (B) lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*. La *GDM* a réduit l'épaisseur de l'unité *Am*, l'unité *Ss* apparaît relativement continue, et on observe l'apparition d'une zone de transition entre les résistivités de l'unité *Am* et le roc. Du point de vu géologique, cette zone de transition de résistivité pourrait correspondre au till qui n'a pas été pris en compte lors des simulations *MPS*. Les lignes noires délimitent le toit et la base de la grille utilisée lors des simulations.173

Figure 9.2: Décroissance de la fonction-objectif lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*.....174

Figure 9.3: Comparaison des histogrammes des valeurs de résistivité des sondages de conditionnement (A) et du modèle optimal final (B) lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*. Le modèle optimal reproduit globalement bien la moyenne mais a un écart-type légèrement plus grand que les données conditionnantes.....176

Figure 9.4: Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages *L6000* lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*. Écarts relatifs (%) \log_{10} des courbes db_z/dt_{obs} et db_z/dt_{calGDM} (A). Valeur *RMSβ* pour chaque sondage (B) ; Courbe de distribution cumulative (C).....178

Figure 9.5: Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages <i>T16-14, T16-15, T16-16 et T16-17</i> lors de la série 1 de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L6000-T16</i> . Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.....	180
Figure 9.6: Modèle optimal moyen (A) et Écart-types (B) des résistivités des modèles optimaux des séries 1 à 5 du profil <i>L6000-T16</i>	181
Figure 9.7: Comparaison entre le modèle partiellement optimisé <i>IT#1</i> (A) et le modèle optimal final <i>IT#500</i> (B) lors de la série 1 de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L2000-T03</i>	183
Figure 9.8: Décroissance de la fonction-objectif lors de la série 1 de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L2000-T03</i>	184
Figure 9.9: Comparaison des histogrammes des valeurs de résistivité des sondages de conditionnement (A) et du modèle optimal final (B) lors de la série 1de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L2000-T03</i>	185
Figure 9.10: Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages <i>L2000</i> lors de la série 1 de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L2000-T03</i> . Écarts relatifs (%) entre le \log_{10} des courbes db_z/dt observées et calculées (A). Valeur $RMS\beta$ pour chaque sondage (B) ; Courbe de distribution cumulative du $RMS\beta$ (en bleu) comparée au $RMS\alpha$ (en rouge) (C).....	187
Figure 9.11: Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages <i>T03-1 à T03-4</i> lors de la série 1 de la <i>GDM</i> sur le profil <i>L2000-T03</i> . Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.....	189
Figure 9.12: Modèle optimal moyen (A) et Écart-types (B) des résistivités des modèles optimaux des séries 1 à 5 du profil <i>L2000-T03</i>	190
Figure 11.1: Systèmes <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i> : résultats de la modélisation de la capacité de détection de l'unité de sable de surface (à 25 $\Omega.m$, 32 $\Omega.m$ et 40 $\Omega.m$) située au-dessus de l'unité d'argile marine à 3 $\Omega.m$. Les épaisseurs de l'unité <i>Am</i> varient géométriquement de 1.5 à 15 m d'un facteur multiplicatif de 1.26. <i>EP0</i> et <i>EP1</i> sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion.....	217
Figure 11.2: Systèmes <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i> : résultats de la modélisation de la capacité de détection de l'unité de sable de surface (à 50 $\Omega.m$, 63 $\Omega.m$ et 80 $\Omega.m$) située au-dessus de l'unité d'argile marine à 3 $\Omega.m$. Les épaisseurs de l'unité <i>Am</i> varient géométriquement de 1.5	

à 15 m d'un facteur multiplicatif de 1.26. <i>EP0</i> et <i>EP1</i> sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion	218
Figure 11.3: Systèmes <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i> : résultats de la modélisation de la capacité de détection de l'unité de sable de surface (à 126 Ω.m, 159 Ω.m et 200 Ω.m) située au-dessus de l'unité d'argile marine à 3 Ω.m. Les épaisseurs de l'unité <i>Am</i> varient géométriquement de 1.5 à 15 m d'un facteur multiplicatif de 1.26. <i>EP0</i> et <i>EP1</i> sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion	219
Figure 11.4: Systèmes <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i> : résultats de la modélisation de la profondeur d'exploration au roc (à 25 Ω.m, 32 Ω.m et 40 Ω.m) situé en dessous de l'unité d'argile marine à 3 Ω.m. Les épaisseurs de l'unité <i>Am</i> varient géométriquement de 1.5 à 150 m d'un facteur multiplicatif de 1.58. <i>EP0</i> et <i>EP1</i> sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion	220
Figure 11.5: Systèmes <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i> : résultats de la modélisation de la profondeur d'exploration au roc (à 50 Ω.m, 63 Ω.m et 80 Ω.m) situé en dessous de l'unité d'argile marine à 3 Ω.m. Les épaisseurs de l'unité <i>Am</i> varient géométriquement de 1.5 à 150 m d'un facteur multiplicatif de 1.58. <i>EP0</i> et <i>EP1</i> sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion	221
Figure 11.6: Systèmes <i>VTEM-plus</i> et <i>NanoTEM</i> : résultats de la modélisation de la profondeur d'exploration au roc (à 126 Ω.m, 159 Ω.m et 200 Ω.m) situé en dessous de l'unité d'argile marine à 3 Ω.m. Les épaisseurs de l'unité <i>Am</i> varient géométriquement de 1.5 à 150 m par un facteur multiplicatif de 1.58. <i>EP0</i> et <i>EP1</i> sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion	222
Figure 11.7: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ brutes (c), les courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ après traitement (d), et le modèle géoélectrique (f) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil <i>L1000 VTEM-plus</i>	223
Figure 11.8: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ brutes (c), les courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ après traitement (d), et le modèle géoélectrique (f) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil <i>L1001VTEM-plus</i>	224

Figure 11.9: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ brutes (c), les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ après traitement (d), et le modèle géoélectrique (f) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil <i>L5000 VTEM-plus</i>	225
Figure 11.10: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ brutes (c), les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ après traitement (d), et le modèle géoélectrique (f) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil <i>L7000 VTEM-plus</i>	226
Figure 11.11: Résultat <i>GDM</i> série 1 profil <i>L6000-T16</i> ; ajustement des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ sondages <i>T16-8 à T16-27</i> , et <i>T16-33 NanoTEM</i> . Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.	227

Figure 11.12: Résultat <i>GDM</i> série 1 profil <i>L2000-T03</i> ; ajustement des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ sondages <i>T03-5 à T03-8 NanoTEM</i> . Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.....	228
Figure 11.13: Résultat de la <i>GDM</i> séries 2 à 5 sur le profil <i>L6000-T16</i> . Modèles optimaux, fonction-objectif et statistiques des valeurs de résistivité du modèle optimal final.....	229
Figure 11.14: Résultat <i>GDM</i> séries 2 à 5 profil <i>L6000-T16</i> , ajustement courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ sondages <i>L6000</i> . Écart \log_{10} courbes $d\mathbf{b}_z/dt$ observées et calculées ; Valeur $RMS\beta$ pour chaque sondage et courbe de distribution cumulative du $RMS\beta$ (bleu) comparée au $RMS\alpha$ (rouge).	230

Figure 11.15: Résultat de la <i>GDM</i> séries 2 à 5 sur le profil <i>L2000-T03</i> . Modèles optimaux, fonction-objectif et statistiques des valeurs de résistivité du modèle optimal final.....	231
Figure 11.16: Résultat <i>GDM</i> séries 2 à 5 profil <i>L2000-T03</i> , ajustement courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ profil <i>L2000</i> . Écart \log_{10} courbes $d\mathbf{b}_z/dt$ observées et calculées ; Valeur $RMS\beta$ pour chaque sondage et courbe de distribution cumulative du $RMS\beta$ en bleu comparée au $RMS\alpha$ en rouge.	232

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ρ	Distance entre la source et le récepteur
∇	Opérateur nabla
μ	Perméabilité magnétique
μ_0	Perméabilité magnétique du vide
A	Potentiel de Schelkunoff
a	Rayon de la boucle du transmetteur Tx
AEM	Méthode électromagnétique aéroportée
Am	Unité géologique argile marine
AMT	Audio magnétotellurique
$ATEM$	Méthode électromagnétique transitoire aéroportée
B	Induction magnétique dans le domaine des fréquences
b	Induction magnétique dans le domaine du temps
C_D	Matrice de covariance des erreurs de mesure
CFL	Fichier de commande pour la modélisation et l'inversion de données électromagnétiques
C_M	Matrice de covariance du modèle m_0
$Coefcor$	Coefficient de corrélation entre les modèles optimaux retournés par la GDM et le modèle de référence
CPT	Tests de pénétration au cône
CPU	Unité centrale de traitement
$CSIRO$	Organisation Commonwealth pour la recherche scientifique et industrielle
d	Induction électrique ou champ de déplacement électrique dans le domaine du temps

D	Induction électrique ou champ de déplacement électrique dans le domaine des fréquences
$\mathbf{db}_z/dt_{calGDM}$	Réponse Réponses \mathbf{db}_z/dt des modèles optimaux retournés lors de la <i>GDM</i> des cas synthétique ou réel de la Montérégie-Est
\mathbf{db}_z/dt_{obs}	Courbe \mathbf{db}_z/dt mesurée avec les systèmes <i>VTEM-plus</i> ou <i>NanoTEM</i>
\mathbf{db}_z/dt_{ref}	Réponse du modèle de référence de la <i>GDM</i> cas synthétique
$\mathbf{db}_z/dt_{simSGS}$	Réponse meilleure réalisation géoélectrique de la <i>GDM</i> cas synthétique.
<i>DC</i>	Courant continu
<i>DE</i>	Données de conditionnement au voisinage du nœud à simuler lors de la simulation multipoints
<i>DEM</i>	Modèle numérique de terrain
d_{obs}	Données observées dans la théorie des méthodes d'inversion des moindres-carrés
<i>DS</i>	Méthode de simulation d'une variable aléatoire par échantillonnage direct
<i>E</i> et <i>e</i>	Champ électrique respectivement dans les domaines des fréquences et du temps
e_r	Écart entre la réponse du modèle et les données observées dans les méthodes d'inversion des moindres-carrés
e_{r0}	Écart entre la réponse du modèle initial et les observations dans les méthodes d'inversion des moindres-carrés
$\mathbf{E}_e, \mathbf{H}_e$	Paires de fonctions vectorielles
<i>EM</i>	Méthode électromagnétique
$\mathbf{E}_m, \mathbf{H}_m$	Paires de fonctions vectorielles
EP_0	Épaisseurs des unités <i>Ss</i> , <i>Am</i> ou le roc utilisés pour la modélisation
EP_1	Épaisseurs des unités <i>Ss</i> , <i>Am</i> ou le roc retournées par l'inversion
<i>erf</i>	Fonction d'erreur

<i>ERT</i>	Tomographie de résistivité électrique
<i>F</i>	Potentiel de Schelkunoff
<i>FFTMA</i>	Méthode de simulation d'une variable aléatoire par la méthode de la transformée de Fourier rapide
<i>FILTERSIM</i>	Méthode de simulation multipoint basée sur des scores de filtre
<i>F_z</i>	Composante verticale du potentiel Schelkunoff
<i>g</i>	Fonction de transfert utilisée pour calculer la réponse du modèle m dans la théorie des méthodes d'inversion des moindres-carrés
<i>GDM</i>	Méthode de déformation graduelle
<i>GDMSCH</i>	Schéma de déformation graduelle
<i>GFM</i>	Méthodologie d'élaboration d'un modèle géologique en 3D dans <i>gocad</i>
<i>H et h</i>	Champ magnétique respectivement dans les domaines des fréquences et du temps
<i>HEM</i>	Méthode électromagnétique héliportée
<i>HiTEM</i>	Système d'acquisition électromagnétique transitoire avec un fort moment magnétique
<i>HLCI</i>	Méthode d'inversion moindres-carrés heuristique qui utilise des contraintes latérales
<i>HTEM</i>	Méthode électromagnétique transitoire héliportée
<i>I</i>	Courant électrique
<i>I</i>	Matrice identité
<i>INRS</i>	Institut National de la Recherche Scientifique
<i>IT#</i>	Itération
<i>J</i>	Matrice des dérivées premières (matrice Jacobienne)
<i>J₀</i> et <i>J₁</i>	Fonction de Bessel respectivement d'ordre zéro et d'ordre 1

$\mathbf{j}_c / \mathbf{J}_c$	Courant de conduction lié au déplacement des charges dues à \mathbf{e} / \mathbf{E} ;
\mathbf{J}'_e	Densité de courant électrique
\mathbf{J}'_m	Densité de courant magnétique
k	Nombre d'onde
k_n	Nombre d'onde dans la couche n
k_x	Fréquences spatiale en x
k_y	Fréquences spatiale en y
L	Distance entre la source et le récepteur
l	Épaisseur des couches
LCI	Méthode d'inversion moindres-carrés qui utilise des contraintes latérales
m	Modèle dans les méthodes d'inversion des moindres-carrés
M	Moment magnétique dipolaire
m_0	Modèle initial dans les méthodes d'inversion des moindres-carrés
max	Maximum
$MDDEFP$	Ministère du Développement Durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs du Québec
$MDDELCC$	Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques du Québec
min	Minimum
MPS	Méthode de simulation multipoints
MRN	Ministère des Ressources Naturelles du Québec
MTQ	Ministère du Transport du Québec
n	Index des couches
$NanoTEM$	Système d'acquisition électromagnétique transitoire au sol développé par la compagnie <i>Zonge International</i>

<i>P1</i>	Portion de courbe $d\mathbf{b}_z/dt$ pour laquelle il n'y a pas chevauchement des fenêtres de temps du <i>NanoTEM</i> et du <i>VTEM-plus</i>
<i>P2</i>	Portion de courbe $d\mathbf{b}_z/dt$ pour laquelle il y a chevauchement des fenêtres de temps du <i>NanoTEM</i> et du <i>VTEM-plus</i>
<i>PACES</i>	Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines
<i>PP</i>	Polarisation Provoquée
<i>R</i>	Unité géologique roc
<i>R</i> ²	Coefficient de détermination de la régression linéaire entre la profondeur du roc et les épaisseurs des unités <i>Ss</i> , <i>Am</i> et <i>Tb</i>
<i>R#</i>	Réalisation géologique ou géoélectrique
<i>RAM</i>	Mémoire vive de l'ordinateur
<i>randn</i>	Fonction <i>Matlab</i> permettant de générer des nombres aléatoires normalement distribués
<i>RDA</i>	Procédure d'analyse des données de réservoir dans le logiciel <i>gocad</i>
<i>RMP</i>	Résonnance magnétique à proton
<i>RMSα</i>	Valeur rms obtenue pour l'ajustement global de tous les sondages lors de la déformation graduelle
<i>RMSβ</i>	Valeur rms obtenue pour l'ajustement individuel des sondages lors de la déformation graduelle
<i>r_{TE}</i>	Coefficient de réflexion
<i>Rx</i>	Boucle du récepteur <i>EM</i>
<i>S/N</i>	Rapport signal sur bruit
<i>SGS</i>	Méthode de simulation séquentielle gaussienne
<i>SIG</i>	Système d'Information Géographique
<i>SIH</i>	Système d'Information Hydrogéologique du Québec
<i>SIMPAT</i>	Méthode de simulation multipoints par collage de patch

<i>SNESIM</i>	Méthode de simulation multipoints basée sur l'estimation empirique des probabilités conditionnelles
<i>Ss</i>	Unité géologique sable de surface
<i>Sv</i>	Sondages <i>VTEM-plus</i>
<i>SVD</i>	Décomposition en valeur singulière
<i>t</i>	Paramètre de déformation graduelle
<i>Tb</i>	Unité géologique de till basal
<i>TDEM</i>	Méthode électromagnétique dans le domaine du temps
<i>TEM</i>	Méthode électromagnétique transitoire
<i>TI</i>	Image d'entraînement utilisé lors de la simulation multipoints pour calculer les valeurs des probabilités conditionnelles
<i>Tx</i>	Boucle du transmetteur <i>EM</i>
<i>U</i>	Matrice des vecteurs propres des données
<i>u</i>	Nœud de la grille de simulation
<i>V</i>	Matrice des vecteurs propres des paramètres.
<i>VTEM-plus</i>	Système d'acquisition électromagnétique transitoire héliportée développé par la compagnie <i>Geotech Ltd.</i>
<i>Z</i>	Variable aléatoire
<i>Z*</i>	Variable aléatoire estimée par krigeage simple
<i>Z₀</i> et <i>Z_I</i>	Réalisations complémentaires combinées par déformation graduelle
<i>α</i>	Coefficient contrôlant le pas de correction des paramètres dans la méthode d'inversion de la plus grande pente
<i>α_i</i>	Coefficient de déformation graduelle
<i>β</i>	Facteur d'atténuation (coefficient de régularisation)

γ	Valeurs des erreurs MSE , $RMS1$ et $RMS2$ entre les courbes $d\mathbf{b}_z/dt$ de la meilleure réalisation géoélectrique et le modèle de référence.
$\delta \mathbf{m}$	Vecteur de perturbation des paramètres.
ϵ''	Partie imaginaire de la conductivité électrique
ϵ'	Partie réelle de la conductivité électrique
ε	Permittivité diélectrique
Λ	Matrice diagonale des valeurs propres non nulles
λ	Valeurs propres non nulles
ρ	Densité volumique de charges électriques ;
σ	Conductivité électrique
σ''	Partie imaginaire de la conductivité électrique
σ'	Partie réelle de la conductivité électrique
σ_{es}^2	Variance d'estimation
ω	Fréquence angulaire
Φ	Fonction-objectif

LISTE DES ANNEXES

Annexe A - DÉTECTION DE L'UNITÉ <i>Ss</i> PAR LE <i>VTEM-plus</i> ET LE <i>NanoTEM</i>	217
Annexe B - DÉTECTION DU ROC PAR LE <i>VTEM-plus</i> ET LE <i>NanoTEM</i>	220
Annexe C – RÉSULTATS INVERSION PROFILS <i>VTEM-plus</i>	223
Annexe D - AJUSTEMENTS db_z/dt_{obs} <i>NanoTEM GDM</i> SÉRIE 1 DU PROFIL <i>L6000-T16</i>	227
Annexe E - AJUSTEMENTS db_z/dt_{obs} <i>NanoTEM GDM</i> SÉRIE 1 DU PROFIL <i>L2000-T03</i>	228
Annexe F -MODÈLES OPTIMAUX <i>GDM</i> SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL <i>L6000-T16</i>	229
Annexe G - ÉCARTS db_z/dt SONDAGES <i>VTEM-plus</i> DE LA <i>GDM</i> SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL <i>L6000-T16</i>	230
Annexe H -MODÈLES OPTIMAUX <i>GDM</i> SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL <i>L2000-T03</i>	231
Annexe I - ÉCARTS db_z/dt SONDAGES <i>VTEM-plus</i> DE LA <i>GDM</i> SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL <i>L2000-T03</i>	232

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Contexte général

Les eaux souterraines constituent une ressource importante, mais restent très vulnérables à cause de son utilisation intensive par l'homme. En effet, multiples sont les implications environnementales de son usage abusif, parmi lesquelles on peut citer l'appauvrissement des aquifères, la dégradation de la qualité de l'eau liée au rejet dans l'environnement d'effluents industriels et/ou domestiques sans aucun traitement préalable (Sophocleous, 2002). L'intégrité écologique des ressources en eau s'en trouve ainsi menacée ce qui pourrait rendre à court et moyen terme inexploitables les réservoirs d'eau disponible. C'est pourquoi, dans un contexte de changements climatiques, il est plus qu'urgent d'acquérir de la connaissance sur les systèmes aquifères, et particulièrement sur les processus chimiques et hydrogéologiques contrôlant la vulnérabilité des nappes d'eau souterraine afin de mieux les protéger. D'autant plus que la croissance démographique mondiale aura pour conséquence d'accentuer la pollution d'origine anthropique (Johnson et al., 2001).

Plusieurs outils de caractérisation hydrogéologique tels que les essais de pompage et les essais à choc hydraulique, entre autre, permettent d'inférer la conductivité hydraulique des formations géologiques qui contrôlent la circulation de l'eau dans le sous-sol (Hubbard & Rubin, 2005). Dans le cas des essais de pompage, la conductivité hydraulique mesurée est une valeur moyenne pour l'aquifère (Meier et al., 1998; Sánchez-Vila et al., 1999). Dans le cas des essais à choc hydraulique, ils fournissent une conductivité hydraulique qui dépend beaucoup des formations géologiques autour du forage (Beckie & Harvey, 2002). D'autres outils tels que les analyses d'échantillons d'eau et de sol en laboratoire permettent d'obtenir des informations précieuses sur la salinité de l'eau, la porosité et la conductivité hydraulique des formations géologiques. Cependant, ces méthodes s'avèrent parfois limitées car elles impliquent la réalisation de forages coûteux, localisés, invasifs, et les mesures sont fortement affectées par le remaniement des échantillons lors du transport jusqu'au laboratoire. En outre, plus l'échantillon est petit, plus les effets d'échelle sont importants lors de l'extrapolation aux échelles d'intérêt pour les hydrogéologues. Pour combler ces limitations, la géophysique se présente comme une alternative intéressante afin de mesurer à grande échelle et avec une grande densité spatiale, des données

physiques fortement reliées aux propriétés hydrogéologiques. L'application de la géophysique à l'hydrogéologie n'est pas récente car depuis des décennies, les sondages électriques sont employés dans l'exploration de l'eau souterraine (Auken, Guérin, et al., 2009). Principalement, la géophysique a été utilisée pour les caractérisations stratigraphiques et structurales des lithologies délimitant la géométrie des aquifères (Giustiniani et al., 2008).

Il existe dans la littérature, un large éventail d'applications de méthodes géophysiques en hydrogéologie. Ces études de cas, dans des environnements hydrogéologiques divers, mettent parfois à contribution une ou plusieurs méthodes géophysiques. La tomographie de résistivité électrique, la méthode électromagnétique transitoire (*TEM*) et des sondages de résonance magnétique protonique (*RMP*) ont été utilisés pour mettre en évidence les zones de recharge d'un aquifère en milieu semi-aride (Boucher et al., 2009). Sailhac et al. (2009) ont imagé en 3D des structures à des échelles différentes un aquifère perché dans un environnement fracturé de montagne, en se servant de la *RMP*, la tomographie de résistivité électrique (*ERT*), l'audio-magnéto-tellurique (*AMT*) et le géoradar. Albouy et al. (2001) ont imagé l'interface entre l'eau douce et l'eau saline dans différents aquifères côtiers proches de Biarritz en France et à l'île de la Réunion par inversion conjointe de données *ERT* et *TEM*.

L'intérêt des techniques susmentionnées tient au fait qu'il existe une relation étroite entre la salinité, la teneur en eau, la porosité des formations géologiques avec les propriétés électriques (résistivité électrique, constante diélectrique) (Archie, 1942; Zegelin et al., 1989; Weiler et al., 1998; Parkin et al., 2000). Il est à noter qu'un des freins à l'adoption systématique des méthodes géophysiques pour les applications hydrogéologiques est le faible rendement spatial des mesures conventionnelles. Récemment, avec la possibilité de faire des mesures héliportées (Sørensen & Auken, 2004; Legault et al., 2012), le *TEM* permet d'investiguer avec une grande couverture spatiale, de grandes zones qui sont parfois difficiles d'accès pour les outils conventionnels (Dafflon et al., 2009; Huisman et al., 2010).

La présence prépondérante de la géophysique dans la caractérisation hydrogéologique a donné naissance au champ de l'hydrogéophysique. Cette discipline se définit comme l'utilisation des méthodes géophysiques pour l'estimation spatiale des paramètres hydrogéologiques ainsi que leur géométrie, le monitoring de processus importants dans les études hydrogéologiques associées aux ressources en eau, et le transport des contaminants (Hubbard & Rubin, 2005; Binley et al., 2010).

Malgré son énorme potentiel, la géophysique a parfois des limites qu'il faudra déterminer suivant les objectifs de chaque type de projet hydrogéologique. En effet, même quand elles sont acquises en forage, certaines données géophysiques peuvent être limitées en termes de résolution en fonction des objectifs visés (Day-Lewis et al., 2005). Plusieurs limites peuvent être rencontrées, comme les erreurs de mesure, la résolution due à la méthode et à la géométrie d'acquisition, l'erreur dans le modèle physique reliant les paramètres physiques et les mesures géophysiques et l'erreur due à l'inversion (traitement permettant d'estimer la distribution spatiale des paramètres physiques à partir des mesures géophysiques). Généralement, l'incorporation de l'information *a priori* lors de l'inversion permet de résoudre l'indétermination dans l'estimation des paramètres.

La plupart des algorithmes d'inversion utilisent une procédure de lissage des paramètres du modèle final (Binley et al., 2010). Interpréter quantitativement ces paramètres sans tenir compte des limitations de la résolution peut entraîner des erreurs dans l'estimation des paramètres hydrogéologiques (Day-Lewis & Lane, 2004; Singha & Gorelick, 2005). En effet, les paramètres estimés par les algorithmes d'inversion peuvent servir à calculer la moyenne, mais ne permettent pas de reconstruire les queues des distributions. Or, c'est la distribution spatiale des valeurs hautes et basses des propriétés hydrogéologiques (reliées aux valeurs extrêmes des propriétés physiques) qui contrôlent l'écoulement de l'eau souterraine et le transport de masse. En outre, se pose la question fondamentale du passage des propriétés physiques estimées par la géophysique aux paramètres d'intérêt pour l'hydrogéologue.

Les différentes méthodes géophysiques permettent d'estimer des propriétés physiques très variées, pour lesquelles parfois, il n'existe aucune relation mathématique permettant de convertir l'une en l'autre. Dans certains cas, une relation mathématique simple existe, par exemple entre la conductivité et son inverse la résistivité électrique. Néanmoins, du fait de la différence de sensibilité entre les méthodes *EM* et *ERT* suivant que le sous-sol est très résistant ou conducteur, les modèles électriques donnés par l'inversion séparée de ces deux méthodes, sur une même zone investiguée peuvent parfois présenter des points de non-similarité ce qui peut rendre l'interprétation conjointe difficile.

Au vu des limitations associées à la sensibilité des différentes techniques géophysiques, l'effet de lissage des différents algorithmes d'inversion, et les difficultés liées à la conversion des propriétés pétrophysiques obtenues avec la géophysique en paramètres d'intérêts pour l'hydrogéologue, il

apparaît alors qu'un des défis majeurs du géophysicien et de l'hydrogéologue est de trouver la meilleure approche à utiliser pour l'intégration des données géophysiques entre elles dans un premier temps, et avec les mesures hydrogéologiques dans un second temps afin d'obtenir un modèle du sous-sol soutenu par toutes les méthodes.

En pratique, le processus d'intégration approprié doit prendre en compte la résolution de chaque méthode, le type de données, la conception de la campagne d'acquisition, les effets des erreurs de mesure, le contexte géologique etc. Toutefois, même dans le cas du choix d'une approche d'intégration qui respecterait tous ces critères, le géophysicien et l'hydrogéologue doivent garder à l'esprit qu'un modèle unique ne saurait rendre fidèlement compte de toute la complexité du sous-sol en raison de l'incertitude sur la distribution spatiale des paramètres à estimer et des données disponibles.

Dans la littérature, l'intégration se fait suivant trois approches qui sont l'interprétation intégrée, l'inversion conjointe et les méthodes de calage d'historique.

L'interprétation intégrée consiste en l'analyse qualitative et conjointe du résultat de l'inversion séparée de chaque type de données (Lines et al., 1988). L'utilisation d'une plateforme de système d'information géographique (*SIG*) peut faciliter l'analyse en réunissant dans une même base de données et sur une même plateforme de visualisation toutes les données existantes. En outre, si des relations empiriques existent, on peut convertir les paramètres estimés par l'inversion en d'autres paramètres (teneur en eau, porosité) qui sont importants pour l'hydrogéologue (Archie, 1942; Topp et al., 1980). Cependant, ce type d'intégration est surtout qualitatif.

L'inversion conjointe nécessite l'utilisation simultanée de plusieurs types de données. Si les paramètres à estimer sont identiques pour toutes les données, celles-ci sont unifiées dans une fonction-coût qu'on minimise afin d'obtenir le modèle du sous-sol qui reproduit dans une certaine mesure les différents jeux de données. Dans la fonction-coût, on peut assigner à l'une ou l'autre des données, différentes pondérations suivant leur sensibilité aux paramètres à estimer (Vozoff & Jupp, 1975). Par contre, si les paramètres à estimer sont différents, le modèle obtenu par un ensemble de données peut servir comme modèle de départ dans l'inversion des autres données (Lines et al., 1988), ceci en utilisant des relations physiques ou des lois empiriques. Ainsi, les erreurs et les approximations sur un type de données sont réduites par les contraintes apportées

par les autres données, et le modèle final dépend fortement de la manière dont ces contraintes sont incorporées dans le processus d'inversion (Gallardo & Meju, 2003).

Les méthodes de calage d'historique permettent dans un processus d'optimisation d'ajuster des modèles stochastiques aux observations. Le modèle optimal stochastique obtenu conserve la variabilité spatiale (moyenne, écart-type) et reproduit les valeurs mesurées aux points d'échantillonnage. Souvent, le modèle optimal est de plus haute résolution que ceux obtenus par les méthodes classiques d'inversion en géophysique. De plus, l'utilisation des méthodes stochastiques permet de proposer plusieurs modèles optimaux et de quantifier les incertitudes sur les paramètres estimés (Dafflon et al., 2009).

Dans ce projet, nous allons développer une méthodologie d'assimilation de données *TEM* pour la simulation stochastique de la distribution spatiale de la résistivité électrique dans le sol. Ce projet de recherche est né de la possibilité d'utiliser le grand nombre de données acquises en Montérégie-Est (région centre-sud du Québec) dans le cadre du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (*PACES*, programme financé par le *MDDELCC*) et du partenariat avec la société *Geotech Ltd.* qui a réalisé des levés pour tester son nouveau système *VTEM-plus*. Plus particulièrement, l'ensemble de données consiste en de l'information géologique (forages et carte géologique de surface), ainsi que des sondages électromagnétiques transitoires au sol (*TDEM*) et héliportés (*HEM*).

De nombreux chercheurs ont utilisé les méthodes *TEM* afin d'inférer à partir des modèles géophysiques, des paramètres hydrogéologiques importants tels que les limites des aquifères, la composition et la qualité des eaux souterraines. Pour atteindre cet objectif, l'accent a été mis ces dernières années sur l'amélioration de la qualité des données, la résolution des systèmes d'acquisition, et les outils d'inversion et de modélisation des réponses de différents systèmes (Viezzoli et al., 2013).

Dans cette dynamique, un effort particulier a été consenti au développement et à l'interprétation des réponses des systèmes *TEM*. Cet effort a eu pour conséquence le développement de nouveaux systèmes héliportés tels que le *SkyTEM* (Sørensen & Auken, 2004) et le *VTEM-plus* (Legault et al., 2012). Ces systèmes ont été spécialement adaptés pour cartographier les premiers 100 à 200 mètres du sous-sol, permettant ainsi une meilleure caractérisation superficielle de la résistivité électrique du sous-sol.

En plus des nouveaux systèmes d'acquisition, on a aussi assisté au développement de nouveaux logiciels et algorithmes d'inversion ou de modélisation des données *TEM*. À titre d'exemple, on peut citer l'inversion *Laterally Constrained Inversion (LCI)* développée par le groupe de géophysique de l'université d'Aarhus au Danemark (Auken & Christiansen, 2004). La *LCI* permet une transition plus ou moins lisse entre les modèles électriques 1D individuels de différents sondages. Ainsi, l'information secondaire géologique ou géophysique (par exemple la sismique réflexion, l'*ERT*) ayant servi à contraindre certains modèles là où elle existe, peut être propagée aux autres modèles où elle n'est pas mesurée. La *LCI* permet ainsi de mettre en évidence les variations latérales de la résistivité électrique et de l'épaisseur des couches contrairement à la méthode classique d'inversion 1D.

Malgré toutes ces récentes améliorations, il peut arriver que les modèles de résistivité électrique du sous-sol obtenus par les systèmes au sol et héliporté soient différents les uns des autres en termes de résistivité, d'épaisseur et de continuité latérale des couches pour des sondages à faible distance l'un de l'autre.

Ce problème s'est posé en Montérégie-Est avec les modèles électriques dérivés des sondages au sol acquis avec le *NanoTEM* et héliportés acquis avec le *VTEM-plus*. Le résultat de l'inversion du profil *L6000 VTEM-plus* montre des valeurs élevées de résistivité en surface, de 100 $\Omega\text{.m}$ à 200 $\Omega\text{.m}$, et une zone très conductrice de résistivité inférieure à 7 $\Omega\text{.m}$ à l'extrémité *SSO* du profil (Fig. 1.1-A). À l'opposé, le profil *NanoTEM T16* présente une résistivité faible en surface inférieure à 16 $\Omega\text{.m}$, et la zone conductrice observée sur la ligne *L6000 VTEM-plus* à l'extrémité *SSO* n'y apparaît pas (Fig. 1.1-B).

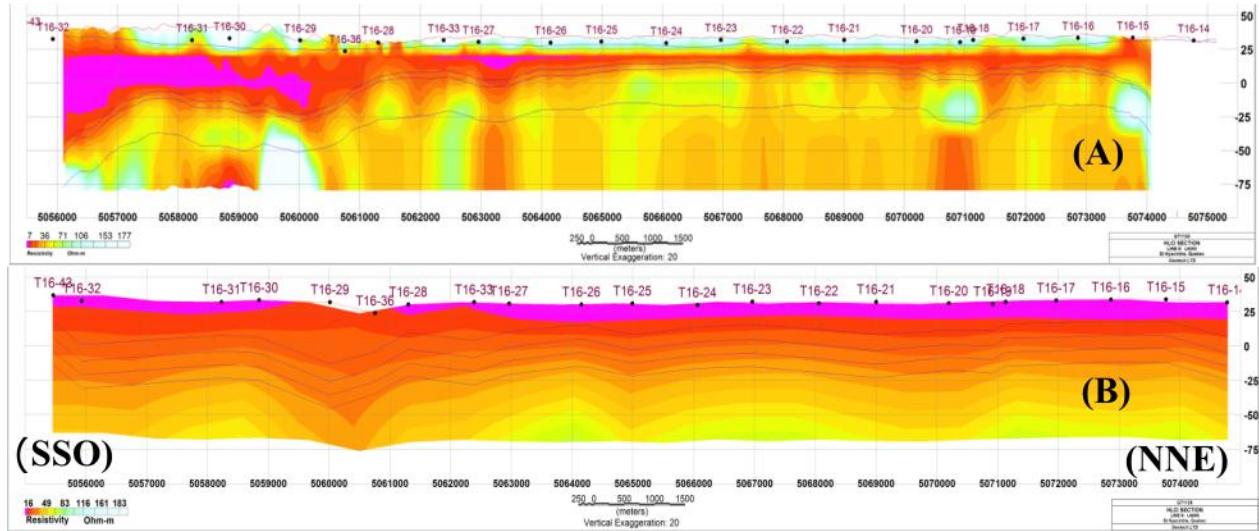


Figure 1.1: Inversion *HLCI* du profil *VTEM-plus L6000* montrant une couche résistante en surface de résistivité entre $100 \Omega\text{-m}$ et $200 \Omega\text{-m}$, et une zone conductrice de résistivité inférieure à $7 \Omega\text{-m}$ à l'extrême SSO (A) ; Inversion *LCI* profil *NanoTEM T16* présentant une couche conductrice en surface de résistivité inférieure à $16 \Omega\text{-m}$ (B) (adaptée de Geotech, 2012).

À la lumière de cette différence entre les résultats de l'inversion, des questions s'imposent, à savoir :

1. Quelles pourraient être la ou les causes de la non-similarité des modèles électriques interprétés ?
2. Lequel de ces modèles est le plus représentatif de la zone investiguée ?
3. Quels sont les critères de sélection de ce modèle ?
4. Est-ce qu'une approche d'intégration pourrait résoudre cette ambiguïté ?
5. Dans le cas du choix d'une approche intégratrice, quelle serait la meilleure méthode pour réaliser cette intégration ?

1.2 Objectifs de la thèse

L'objectif général de ce projet de recherche est d'obtenir le modèle stochastique à haute résolution 2D de résistivité électrique dont les réponses ajustent au mieux les données *NanoTEM* et *VTEM-plus*.

Outre l'objectif général, il s'agit de façon spécifique de :

1. Inverser par la méthode des moindres-carrés les courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ mesurées par les systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM* ;
2. Vérifier la compatibilité des sondages *VTEM-plus* avec ceux du *NanoTEM*. Ceci se fera par comparaison du modèle obtenu après inversion pour les sondages les plus proches ;
3. Simuler en 3D par simulation multipoints plusieurs réalisations de faciès géologiques conditionnées aux données de forages ;
4. Proposer une méthodologie de conversion des réalisations géologiques en modèles géoélectriques par simulations séquentielles gaussiennes (*SGS*) ;
5. Obtenir le modèle stochastique 2D géoélectrique haute résolution qui sera soutenu par les deux types de données *NanoTEM* et *VTEM-plus*, et l'information géologique en utilisant la méthode de déformation graduelle.

1.3 Méthodologie

Ce projet de recherche est une approche multidisciplinaire (Fig. 1.2) qui comporte les domaines de la géophysique, la modélisation géologique, la géostatistique et l'optimisation, et qui veut aborder d'une manière différente l'inversion conjointe des données *TDEM* et *HEM*. Il s'agit d'une approche stochastique basée sur la perturbation et la combinaison progressive de plusieurs réalisations de champ de propriétés pétrophysiques (ici la résistivité électrique). Cette approche comporte 4 phases qui sont les suivantes :

1. Phase 1 : Inversion 1D préalable des données *VTEM-plus* ;
2. Phase 2 : Élaboration d'un modèle géologique 3D à partir de l'ensemble des forages et de la carte géologique de surface ;
3. Phase 3 : Utilisation du modèle géologique 3D de la phase 2 comme image d'entraînement pour simuler par multipoints (*MPS*) plusieurs réalisations géologiques. Ensuite, ces réalisations géologiques sont converties en réalisations géoélectriques par simulations séquentielles gaussiennes (*SGS*). Lors de la *SGS*, les valeurs de résistivité retournées par l'inversion 1D *VTEM-plus* lors de la phase 1 sont utilisées comme données conditionnantes. Ces données *VTEM-plus* ont été choisies car celles-ci présentent une grande couverture spatiale contrairement aux sondages *NanoTEM*. Par conséquent, on

estime qu'elles permettront de mieux reproduire la variabilité de la résistivité sur la zone d'étude.

4. Phase 4 : Combinaison par déformation graduelle (*GDM*), et dans un processus d'optimisation des réalisations géoélectriques de la phase 3 afin d'ajuster conjointement les courbes db_z/dt_{obs} *VTEM-plus* et *NanoTEM*.

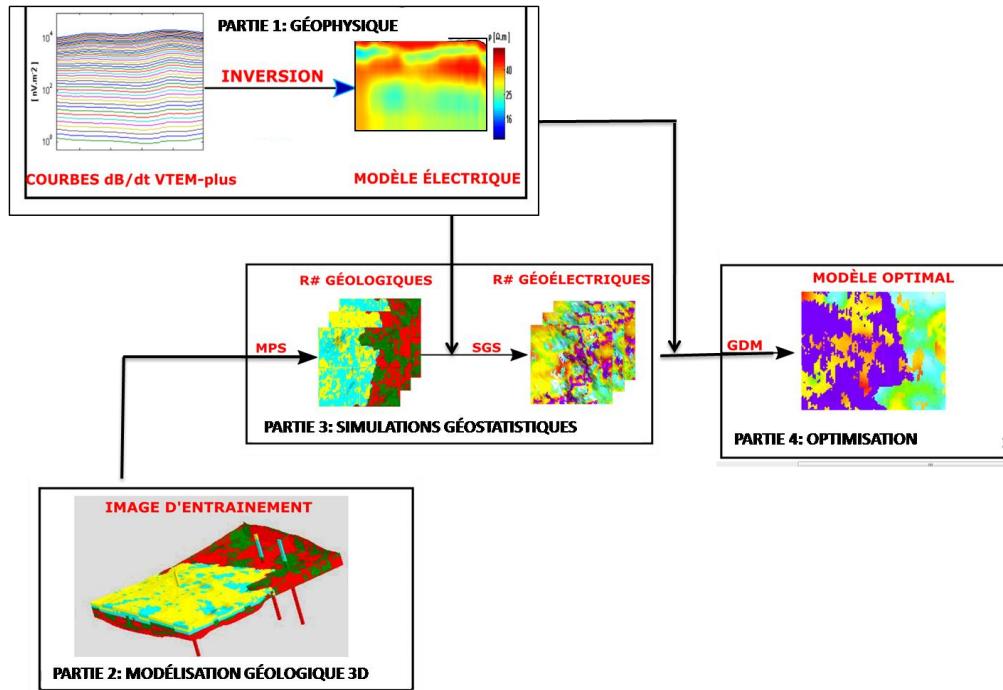


Figure 1.2: Approche multidisciplinaire proposée dans cette thèse afin d'inverser les données *VTEM-plus* et *NanoTEM*. Le modèle géologique 3D de la zone d'étude (phase 2) est utilisé comme image d'entraînement pour simuler par multipoints plusieurs réalisations géologiques qui sont converties en modèles géoélectriques par simulations séquentielles gaussiennes (phase 3) en prenant les résistivités renversées par l'inversion moindres-carrés 1D des sondages *VTEM-plus* (phase 1) comme données conditionnantes. Finalement, les courbes db_z/dt_{obs} *VTEM-plus* et *NanoTEM* sont ajustées en combinant par déformation graduelle (*GDM*) les réalisations géoélectriques (phase 4).

Le mot *géoélectrique* est utilisé pour mettre l'accent sur le fait que la variabilité spatiale des réalisations de résistivité électrique est soutenue par les modèles géologiques obtenus par *MPS* tandis que les valeurs de résistivité obtenues après inversion 1D des données *VTEM-plus* sont prises comme des données conditionnantes. Ainsi, nous partons des données ayant une grande

couverture spatiale mais une faible résolution. L'approche initiale au début de la thèse était de convertir les réalisations géologiques en modèles géoélectriques en utilisant les essais au *CPT* (*Cone Penetrometer Test*). Cependant, l'analyse préliminaire des *CPT* a révélé des problèmes que nous aborderons ultérieurement.

1.4 Organisation du document

Ce projet de recherche est structuré suivant 11 chapitres qui portent sur la problématique (chapitre 1) la revue de littérature individuelle des différents domaines de connaissance qui constituent les différentes phases du projet (chapitre 2 à 5), les résultats (chapitres 6 à 9), et la discussion suivie d'une conclusion (chapitres 10 à 11). Ainsi :

Dans le chapitre 1, en introduction on pose les bases de notre réflexion articulée autour de la présentation générale du sujet, de la problématique et des objectifs.

Le chapitre 2 présente les lois physiques qui gouvernent la propagation des ondes électromagnétiques et le principe des méthodes *TEM*. Nous abordons aussi la modélisation de la réponse *TEM* pour un milieu stratifié. Les dispositifs et quelques systèmes utilisés pour mesurer la réponse électromagnétique transitoire au sol ou héliportée sont introduits. Les bruits affectant les sondages *TEM* sont également décrits.

Le chapitre 3 traite des méthodes d'inversion au sens des moindres-carrés en géophysique. Il débute par la définition du problème inverse de façon générale. Ensuite, nous abordons les notions d'inversion séparée et conjointe à travers quelques études de cas.

Le chapitre 4 aborde les questions liées aux méthodes géostatistiques notamment les méthodes *MPS* et *SGS*. Ces deux méthodes de simulations sont utilisées dans la thèse pour simuler respectivement les faciès géologiques et la résistivité électrique. Nous présentons aussi une revue de littérature sur les méthodes de calage d'historique de réservoir telles que la méthode des points pilotes et celle de la déformation graduelle. La déformation graduelle adoptée pour l'intégration des données *VTEM-plus* et *NanoTEM* est centrale à cette thèse.

Le chapitre 5 est dédié à la description de la géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent et à l'analyse des données de forages mises à notre disposition.

Le chapitre 6 est consacré à la modélisation de la réponse transitoire des systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM*. Il s'agit dans le contexte des Basses-Terres du Saint-Laurent, de mettre en évidence la capacité de détection de proche surface et la profondeur d'exploration au roc de chaque système. L'inversion préliminaire des données *TEM* au sol et héliportées est aussi présentée. Enfin, sur la base du résultat de l'inversion individuelle de quelques sondages voisins, nous analysons la compatibilité entre le *VTEM-plus* et le *NanoTEM*.

Le chapitre 7 présente la méthodologie adoptée pour simuler les réalisations de faciès géologiques et géoélectriques sur la zone étudiée. La conception de l'image d'entraînement, une étape importante lors des *MPS* est également abordée.

Dans le chapitre 8, nous validons la méthode de déformation graduelle sur des données synthétiques *VTEM-plus* et *NanoTEM* obtenues à partir d'un modèle géoélectrique de référence. Les questions liées au choix de la fonction-objectif qui quantifie mieux les écarts entre les courbes db_z/dt observées (db_z/dt_{obs}) et calculées lors de la *GDM* (db_z/dt_{calGDM}) afin d'obtenir le meilleur modèle optimal sont testées. Comme dans toutes méthodes inverses, le modèle optimal obtenu n'est pas unique. Dès lors, la méthode est testée suivant différents schémas de déformation graduelle afin de vérifier la reproductibilité des statistiques globales i.e. moyenne et écart-type des données ayant servi à simuler les réalisations géoélectriques dans le cas synthétique.

Le chapitre 9 est consacré à l'application de la méthode de déformation graduelle sur les réalisations géoélectriques obtenues au chapitre 7, afin d'ajuster les courbes db_z/dt_{obs} des profils *L6000* et *L2000* du *VTEM-plus* conjointement avec celles des profils *T16* et *T03* du *NanoTEM* qui se trouvent dans leur voisinage immédiat.

Une discussion sur les avantages et les limites de l'approche proposée est présentée au chapitre 10.

Au chapitre 11, nous concluons notre thèse par une synthèse des résultats pertinents et des recommandations pour de futurs travaux.

1.5 Contributions originales

La contribution principale de la thèse consiste en un ensemble de codes sources *Matlab* d'assimilation de données géophysiques *TEM* et géologiques de sources multiples permettant de générer des modèles géophysiques de haute résolution, ouvrant ainsi la voie à une utilisation

quantitative de la géophysique pour l'estimation des paramètres hydrogéologiques. La méthode développée peut être adaptée et servir pour toutes les méthodes géophysiques dont les logiciels de modélisation de la fonction de transfert sont disponibles. L'ensemble des codes sources développés lors de cette thèse est mis à la disposition de la communauté scientifique sur le site *Github.com*. En outre, dans ce travail à travers une étude de cas synthétique, nous avons exploré l'impact sur le modèle optimal final du choix de la fonction-objectif et de l'ordre dans lequel les réalisations sont combinées lors de la déformation graduelle.

CHAPITRE 2 RÉVUE DE LITTÉRATURE SUR LES MÉTHODES ÉLECTROMAGNÉTIQUES TRANSITOIRES

2.1 Introduction

Les sondages *TEM* sont utilisés pour identifier les variations de la résistivité électrique (conductivité) du sous-sol. Ces variations peuvent être causées par des changements de propriétés physiques et chimiques des roches et des fluides. La *TEM* opère dans le domaine temporel contrairement aux méthodes électromagnétiques fréquentielles. Les Russes et les Canadiens sont les pionniers dans le développement des méthodes *TEM* pour l'exploration sous des conditions glaciaires, où le roc et le mort-terrain ont des résistivités généralement élevées (Nabighian, 1988). Au Canada, l'application de la *TEM* était principalement liée à la prospection des gisements de sulfures massifs.

Les progrès technologiques ont permis au fil des années le développement de plusieurs systèmes au sol i.e. le *PROTEM* (1985) et *NanoTEM* (1990), et héliporté à savoir le *VTEM* (2002) et *SkyTEM* (2003). Le développement de ces nouveaux systèmes a permis une meilleure résolution des zones conductrices, d'augmenter la profondeur d'investigation, ainsi que la rapidité de mise en œuvre. Cela a rendu la *TEM* simple, fiable, permettant une couverture spatiale importante à un coût relativement faible.

Dans ce chapitre, nous introduisons les équations de Maxwell et leurs solutions dans le domaine des fréquences et dans le domaine du temps. Ensuite, nous présentons le principe physique, et les dispositifs de mesure. Nous décrivons aussi quelques sources de bruits *EM* occasionnant la distorsion des données transitoires.

Ce chapitre ne présente pas une description exhaustive de la méthode *TEM*. Les ouvrages de Kaufman et Keller (1983) ou McNeill (1990) offrent un cadre d'explication plus détaillé sur la théorie de la méthode *TEM*.

2.2 Théorie de l'électromagnétisme

La base théorique présentée dans cette partie est essentiellement tirée de Christiansen et al. (2009). Le développement qui suit permet de comprendre les équations de base de

l'électromagnétisme et les formulations permettant de calculer la réponse transitoire d'un milieu stratifié 1D sous l'effet d'un dipôle magnétique créé par une boucle circulaire. Une description plus détaillée est présentée dans Ward et Hohmann (1988).

Tout au long de la thèse, les lettres majuscules sont utilisées pour désigner les champs électriques et magnétiques dans le domaine des fréquences et les lettres minuscules pour le domaine du temps.

2.2.1 Équations de Maxwell

Dans leurs formulations de base, les équations de Maxwell (1881) sont un ensemble de quatre équations (Eqs. 2.1 à 2.4) traduisant les lois physiques qui décrivent toute variation dans l'espace et dans le temps les champs magnétique et électrique.

$$\nabla \times \mathbf{e} + \frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} - \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} = \mathbf{j}_c \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0 \quad (2.3).$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = \rho \quad (2.4)$$

e [$V \cdot m^{-1}$]: Champ électrique ;

h [$A \cdot m^{-1}$]: Champ magnétique ;

d [$C \cdot m^{-2}$]: Induction électrique ou champ de déplacement électrique ;

b [T]: Induction magnétique ;

j_c [$A \cdot m^{-2}$]: Courant de conduction lié au déplacement des charges dues à **e** ;

ρ [$C \cdot m^{-3}$]: Densité volumique de charges électriques ;

∇ : Opérateur nabla ;

$t[s]$: Temps.

Lorsqu'un champ électrique **E** est généré dans un milieu de conductivité σ [$S \cdot m^{-1}$], celui-ci provoque le déplacement des charges libres et donne naissance au courant de conduction **J_c**. La relation entre le champ, le courant de conduction et la conductivité du milieu est donnée par la loi

d'Ohm (Eq. 2.5). L'induction électrique ou champ de déplacement électrique \mathbf{D} est liée au champ électrique par la permittivité diélectrique $\epsilon [F.m^{-1}]$ (Eq. 2.6). L'induction magnétique \mathbf{B} est reliée au champ magnétique \mathbf{H} par la perméabilité magnétique $\mu [H.m^{-1}]$ du milieu (Eq. 2.7).

$$\mathbf{J}_c = [\sigma'(\omega) + i\sigma''(\omega)]\mathbf{E} = \sigma\mathbf{E} \quad (2.5)$$

$$\mathbf{D} = [\epsilon'(\omega) - i\epsilon''(\omega)]\mathbf{E} = \epsilon\mathbf{E} \quad (2.6)$$

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \quad (2.7)$$

Les équations 2.5 à 2.7 sont appelées lois constitutives, et relient les propriétés intrinsèques du milieu (conductivité, permittivité diélectrique et perméabilité magnétique) aux champs électrique et magnétique auxquels il est soumis. Les équations 2.5 et 2.6 montrent que la permittivité diélectrique et la conductivité dépendent de la fréquence contrairement à la perméabilité magnétique, qu'on assume égale à celle du vide.

La transformée de Fourier des équations 2.1 à 2.4 combinées avec les lois constitutives dans les équations 2.5 à 2.6, permet d'obtenir les équations de Maxwell dans le domaine des fréquences (Eqs. 2.8 et 2.9).

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu_0\mathbf{H} = 0 \quad (2.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\epsilon\omega)\mathbf{E} = 0 \quad (2.9)$$

Les équations de Maxwell ci-dessus sont dites homogènes et valides pour une région dépourvue de source. Lorsqu'il y a présence d'une source, on utilise les équations inhomogènes (Eqs. 2.10 et 2.11) pour calculer les champs \mathbf{E} et \mathbf{H} .

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu_0\mathbf{H} = -\mathbf{J}_m^s \quad (2.10)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\epsilon\omega)\mathbf{E} = \mathbf{J}_e^s \quad (2.11)$$

\mathbf{J}_m^s et \mathbf{J}_e^s sont les densités de courant magnétique et électrique imposées par une source.

2.2.2 Solutions des équations inhomogènes de Maxwell : Potentiels de Schelkunoff

Les équations inhomogènes de Maxwell dans le domaine des fréquences peuvent être résolues pour les régions homogènes si \mathbf{J}_m^s et \mathbf{J}_e^s peuvent être décrites. Pour faciliter le calcul par différenciation, \mathbf{E} et \mathbf{H} sont exprimés respectivement en fonction des potentiels de Schelkunoff A

et \mathbf{F} . Il en résulte que les potentiels sont parallèles aux champs sources, contrairement aux champs eux-mêmes. En général, les champs électriques et magnétiques dans chaque région homogène sont décrits comme une superposition de deux sources de type électrique ou magnétique (Eqs. 2.12 et 2.13).

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_m + \mathbf{E}_e \quad (2.12)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_m + \mathbf{H}_e \quad (2.13)$$

Ainsi, un champ électromagnétique est décrit par les paires de fonctions vectorielles \mathbf{E}_m , \mathbf{H}_m et de \mathbf{E}_e , \mathbf{H}_e . Pour la première paire, \mathbf{J}_e^s est supposée égal à zéro, et dans le second cas \mathbf{J}_m^s l'est aussi. Cela implique que le courant de source électrique est zéro pour les champs électriques et magnétiques en présence d'une source magnétique, et vice versa.

Toutes les équations ci-dessus sont valables en général, mais les méthodes *TEM* utilisent une source magnétique \mathbf{J}_m^s qui transmet dans le milieu un champ électrique transverse. Par conséquent, seul le potentiel de Schelkunoff \mathbf{F} est nécessaire pour calculer le champ électrique transverse en utilisant l'équation 2.14 suivante :

$$\mathbf{E}_m \equiv -\nabla \times \mathbf{F} \quad (2.14)$$

En remplaçant l'équation 2.14 dans l'équation 2.10, on en déduit l'équation d'Helmholtz.

$$\nabla^2 \mathbf{F} + k^2 \mathbf{F} = -\mathbf{J}_m^s \quad (2.15)$$

$k^2 = \mu_0 \epsilon \omega^2 - i \mu_0 \sigma \omega$ avec k le nombre d'onde.

Pour des matériaux terrestres soumis à des fréquences de moins de 10^5 Hz, le courant de déplacement est négligeable par rapport au courant de conduction. Dans ce cas, on fait une approximation quasi-statique en considérant que $\mu_0 \epsilon \omega^2 \ll \mu_0 \sigma \omega$, et par conséquent que $k^2 \approx -i \mu_0 \sigma \omega$. Les champs totaux électrique et magnétique suivant le potentiel \mathbf{F} sont :

$$\mathbf{E}_m = -\nabla \times \mathbf{F} \quad (2.16)$$

$$\mathbf{H}_m = -(\sigma + i \epsilon \omega) \mathbf{F} + \frac{1}{i \omega \mu_0} \nabla (\nabla \cdot \mathbf{F}) \quad (2.17)$$

Si on se place dans le cas d'un milieu stratifié horizontal 1D, seule est prise en compte la composante verticale $\mathbf{F}_z(x, y, z)$ du potentiel \mathbf{F} . En substituant $\mathbf{F}_z(x, y, z)$ dans les équations 2.16

et 2.17, on obtient les composantes x , y et z des champs magnétique et électrique (Eqs. 2.18 à 2.23) :

$$\mathbf{H}_x = \frac{1}{i\mu_0\omega} \frac{\partial^2 \mathbf{F}_z}{\partial x \partial z} \quad (2.18)$$

$$\mathbf{H}_y = \frac{1}{i\mu_0\omega} \frac{\partial^2 \mathbf{F}_z}{\partial y \partial z} \quad (2.19)$$

$$\mathbf{H}_z = \frac{1}{i\mu_0\omega} \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} + k^2 \right) \mathbf{F}_z \quad (2.20)$$

$$\mathbf{E}_x = - \frac{\partial \mathbf{F}_z}{\partial y} \quad (2.21)$$

$$\mathbf{E}_y = \frac{\partial \mathbf{F}_z}{\partial x} \quad (2.22)$$

$$\mathbf{E}_z = 0 \quad (2.23)$$

L'expression du potentiel de Schelkunoff dans les équations ci-dessus dépend des caractéristiques de la source. Dans le point suivant, nous allons donner l'expression de ce potentiel pour une boucle circulaire située au-dessus d'un milieu stratifié 1D et déduire la réponse magnétique du sous-sol.

2.2.3 Réponse d'un milieu stratifié 1D

Le champ transmis dans le cadre de la méthode *TEM* est un champ électrique transverse ; par conséquent, seul le potentiel \mathbf{F} est nécessaire pour calculer le champ magnétique vertical au centre d'une boucle circulaire si les distances *Tx-cible-Rx* sont plus grandes que les dimensions de la boucle d'émission. Pour un milieu stratifié 1D composé de régions contenant des sources, l'expression de \mathbf{F} exige de définir les caractéristiques de la source. Ainsi, sur sa surface, une boucle circulaire ou carrée peut être approximée par un dipôle magnétique vertical dont l'expression du potentiel Schelkunoff est donnée par l'équation 2.24.

$$\mathbf{F}(L, z) = \frac{i\mu_0\omega M}{4\pi} \int_0^\infty [e^{-u_0 |z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda}{\mu_0} J_0(\lambda L) d\lambda \quad (2.24)$$

Avec M étant le moment magnétique du dipôle et J_0 la fonction de Bessel d'ordre zéro. $\lambda = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ avec k_x et k_y étant les fréquences spatiales en x et y ; $u_n = \sqrt{\lambda^2 - k_n^2}$ avec k_n^2 le nombre d'onde en approximation quasi-statique dans la couche (n); $L = \sqrt{x^2 + y^2}\rho$ représente la distance entre la source et le récepteur; r_{TE} est le coefficient de réflexion. Le coefficient de réflexion est calculé de façon récursive de la dernière à la première couche. Il est variable en fonction de la profondeur et dépend de la résistivité de la couche dans laquelle il est calculé. Son expression est donnée par :

$$r_{TE} = \frac{\lambda - u}{\lambda + u} \quad (2.25)$$

En intégrant l'équation 2.24 sur une boucle de rayon a parcourue par un courant I , on obtient :

$$\mathbf{F}(L, z) = \frac{i\mu_0 \omega I a}{2} \int_0^\infty [e^{-u_0 |z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] J_1(\lambda a) J_0(\lambda L) d\lambda \quad (2.26)$$

Avec J_1 la fonction de Bessel d'ordre 1.

Dans le cas d'un récepteur situé au centre de la boucle émettrice, en remplaçant l'expression du potentiel de Schelkunoff (Eq. 2.26) dans l'équation 2.17, on obtient l'expression du champ magnétique vertical :

$$\mathbf{H}_z = \frac{Ia}{2} \int_0^\infty [e^{-u_0 |z+h|} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda^2}{\mu_0} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (2.27)$$

L'équation 2.27 est exprimée dans le domaine fréquentiel car r_{TE} est fonction de la fréquence. La réponse transitoire, c'est-à-dire dans le domaine temporel, est obtenue par transformation inverse de Laplace ou de Fourier. L'intégrale de l'équation 2.27 est une intégrale de Hankel. Elle ne peut être résolue analytiquement, mais doit être évaluée à l'aide de méthodes numériques (Anderson, 1979; Christensen, 1990). Toutefois, des expressions analytiques du champ magnétique vertical (ou sa dérivée par rapport au temps) existent pour une configuration en boucle centrale et un demi-espace homogène.

En substituant l'équation 2.25 dans l'équation 2.27, on obtient :

$$\mathbf{H}_z = Ia \int_0^\infty \frac{\lambda^2}{\lambda - u} J_1(\lambda a) d\lambda \quad (2.28)$$

En utilisant la relation entre le champ magnétique et l'induction magnétique (Eq. 2.7), l'intégrale (Eq. 2.28) peut être évaluée pour \mathbf{b}_z . Par la transformée de Laplace inverse, on obtient :

$$\mathbf{b}_z = \frac{\mu_0 I}{2a} \left[\frac{3}{\pi^{1/2} \theta_a} e^{-\theta^2 a^2} + \left(1 - \frac{3}{2\theta^2 a^2} \right) \text{erf}(\theta a) \right] \quad (2.29)$$

La différentiation de l'équation 2.29 permet de calculer la dérivée temporelle de l'induction magnétique $d\mathbf{b}_z/dt$ (Eq. 2.30).

$$\frac{\partial \mathbf{b}_z}{\partial t} = -\frac{I}{\sigma a^3} \left[3\text{erf}(\theta a) - \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (2.30)$$

Avec $\theta = (\mu_0 \sigma / 4t)^{1/2}$ et erf la fonction d'erreur.

2.3 Principe de l'électromagnétisme transitoire

Le principe des méthodes *TEM* est basé sur le fait qu'un champ magnétique variable peut être créé par une interruption brusque d'un courant continu circulant dans une boucle émettrice. Ce champ magnétique variable dans le temps induit des courants de Foucault dans le sol. Ces courants induits vont à leur tour donner naissance à un champ magnétique secondaire dont la décroissance au cours du temps est enregistrée par des instruments. Nabighian (1979) compare la propagation du courant induit dans le sous-sol à des ronds de fumée (Fig. 2.1).

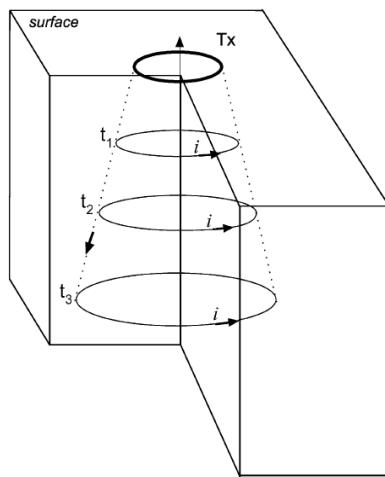


Figure 2.1: Propagation des courants de Foucault sous forme de filaments de courant dans le sol (d'après Krivochieva, 2002).

Dans la pratique, pendant un quart de période, le courant est interrompu dans la boucle émettrice *Tx* pour être ultérieurement injecté en sens opposé lors d'un autre quart de période. Ces deux

étapes d'injection sont séparées par la période d'enregistrement au récepteur Rx , de la décroissance dans le temps du champ secondaire (db_z/dt).

L'injection du courant, sa coupure et l'enregistrement sont respectivement appelés *turn-on-time*, *turn-off-time* et *off-time* (Fig. 2.2).

La courbe db_z/dt enregistrée contient les informations sur la variabilité en profondeur de la résistivité électrique (conductivité) du sous-sol. Les données sont enregistrées suivant des fenêtres de temps distribuées de manière logarithmique, 8 à 10 fenêtres par décade. Cette distribution permet d'augmenter le rapport signal sur bruit (S/N) pour les dernières fenêtres dont le signal est très faible (Christiansen et al., 2009).

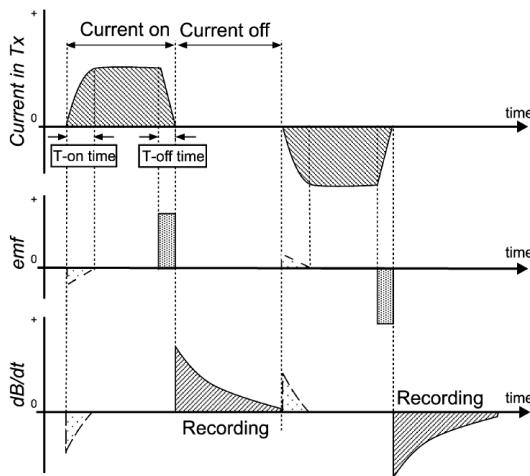


Figure 2.2: Principe de la TEM (d'après Krivochieva, 2002).

2.4 Systèmes de mesure de la réponse transitoire

Les systèmes électromagnétiques peuvent être subdivisés en deux groupes suivant que les mesures sont faites au sol ou en vol.

Lorsque les systèmes sont au sol, on parle de *TDEM* (*Time-Domain ElectroMagnetic*) et en vol, suivant qu'on utilise un avion ou un hélicoptère, on parle de *ATEM* (*Airborne Time-Domain ElectroMagnetic*) ou *HTEM* (*Heliborne Time-Domain ElectroMagnetic*). Dans cette partie, nous présentons quelques systèmes au sol et héliportés couramment rencontrés.

2.4.1 Systèmes au sol

Le *PROTEM Digital* est un système développé par la compagnie *Geonics Ltd.* Le *PROTEM* utilise trois transmetteurs interchangeables *TEM47*, *TEM57-MK2* et *TEM67*. Utilisé avec le transmetteur *TEM47*, le récepteur *PROTEM* est appelé *PROTEM47*. Le *TEM47* est le plus petit et le plus léger transmetteur (5.3 kg), avec un très rapide temps de coupure ou *turn-off-time* typique de 2.5 μ s pour une traîne de boucle de 40 m x 40 m. Cela permet de mesurer la réponse de proche surface. L'injection d'un courant de 3 A dans une boucle de 100 m x 100 m donne une réponse et une résolution allant jusqu'à 150 m de profondeur. La courbe de décroissance du champ secondaire est mesurée en utilisant trois fréquences de répétition 285, 75, 30 Hz dans une zone avec des lignes haute tension à 60 Hz. Suivant la fréquence de répétition, on a trois portions de la courbe nommées *U*, *V*, *H* (*Ultra*, *Very* et *High frequency*). Chaque portion de courbe est mesurée sur 20 fenêtres de temps organisées sous formes logarithmiques avec un temps d'enregistrement total avoisinant 10 ms. Généralement, pour une taille de boucle émettrice de 40 m x 40 m, le moment magnétique varie entre 1600-4800 A.m². Ce système au sol a beaucoup été utilisé au Danemark dans des études hydrogéologiques. En revanche, pour certaines applications, la profondeur de pénétration a été jugée insatisfaisante ce qui a favorisé la conception du *high moment TEM system (HiTEM)* (Danielsen et al., 2002). Le *HiTEM* est capable d'injecter jusqu'à 75 A dans une boucle de 30 m x 30 m. Cela offre un moment magnétique 67500 A.m², soit quatorze fois plus grand que celui du *PROTEM47* pour une boucle de 40 m x 40 m (Auken et al., 2003). La profondeur de pénétration peut aller jusqu'à 300 m soit deux fois le *PROTEM47*. Le système *HiTEM* opère soit en dispositif central ou avec déport. Les premières fenêtres de temps, 10 à 500 μ s sont obtenues en boucle centrale avec un courant 2.4 A, un *turn-off time* de 3 μ s et une fréquence de répétition de 237.5 Hz. Les fenêtres de temps de 200 μ s à 9 ms sont enregistrées en utilisant un dispositif avec déport pour un courant de 75 A et une fréquence de répétition de 25 Hz.

En plus des deux systèmes précédents, on peut citer le *NanoTEM* conçu par la compagnie *Zonge International* (Fig. 2.3). Le *NanoTEM* utilise deux récepteurs soit le *GDP16* soit le *GDP32* avec le transmetteur *NT-20*. En fonction de la taille de la boucle émettrice, le *NT-20* peut assurer un *turn-off time* de 1.5 μ s plus rapide que celui du *PROTEM47* et du *HiTEM*. Ce rapide *turn-off time* et la grande vitesse de conversion analogique-numérique dans le *GDP16* et le *GDP32*, permet de

recueillir des données pour des profondeurs de moins de 2 mètres et dans des zones avec une résistivité électrique de plus de 20000 $\Omega \cdot \text{m}$.

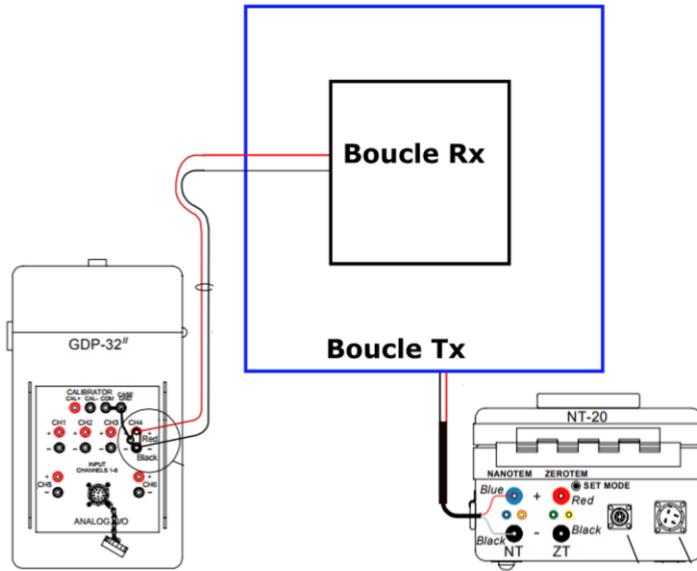


Figure 2.3: Système *NanoTEM* présenté en dispositif d'acquisition en boucle centrale.

La courbe de décroissance du champ magnétique secondaire (db_z/dt) est enregistrée sur 31 fenêtres de temps reparties de façon logarithmique de $1.01 \mu\text{s}$ jusqu'à environ 2 ms après la coupure du courant. Les valeurs des courbes db_z/dt mesurées présentent une forte dynamique, et la répartition logarithmique des fenêtres d'enregistrement permet une décroissance de $t^{-1/2}$ du bruit ambiant si celui-ci est blanc i.e. stochastique (Christiansen & Christensen, 2003). Cela a pour conséquence que le bruit ambiant domine dans les dernières fenêtres d'enregistrement.

Le courant injecté est généralement de l'ordre de 3 A pour une boucle émettrice de $40 \text{ m} \times 40 \text{ m}$, assurant ainsi un moment magnétique de 4800 A.m^2 . La boucle réceptrice a une surface effective de 250 m^2 . En raison de la souplesse de l'évolution de l'émetteur et du récepteur, le *NanoTEM* peut utiliser différentes tailles de boucle pour une variété de cibles différentes (Carlson & Zonge, 2002; MacInnes et al., 2002; Telfer et al., 2005). Dans le cadre de cette thèse, le *NanoTEM* est le système utilisé pour acquérir les données au sol.

2.4.2 Systèmes héliportés

Depuis 1950, les systèmes *ATEM* sont utilisés dans l'exploration minière au Canada. Par la suite, on les a adaptés pour des problèmes hydrogéologiques ou environnementaux (Boudour, 2011).

Les années 2000, ont vu le développement de plusieurs systèmes *HTEM*. Une liste exhaustive de ces systèmes peut être consultée dans Sattel (2009) et Reninger (2012). Les systèmes les plus utilisés actuellement pour des projets hydrogéologiques sont le *SkyTEM* et le *VTEM-plus*.

Le *SkyTEM* est un système héliporté développé spécialement pour l'hydrogéologie (Sørensen & Auken, 2004). Le transmetteur est une boucle octogonale de quatre tours (314 m^2) divisée en segments et montée sur un cadre en bois. La subdivision de l'émetteur permet la transmission d'un moment magnétique soit faible soit fort avec des courants respectifs d'environ 7 A et 100 A, et des *turn-off-time* de quelques μs et $38 \mu\text{s}$ (Auken, Christiansen, et al., 2009). Le moment magnétique faible est utilisé pour l'investigation de proche surface tandis que le plus élevé pour les cibles plus en profondeur (Viezzoli et al., 2013). La bobine réceptrice de dimension $0.5 \times 0.5 \text{ m}^2$ est située à 1.5 m au-dessus de l'extrémité de l'émetteur. Le *SkyTEM* utilise une configuration en boucle centrale avec un décalage vertical entre *Tx* et *Rx*. Cette configuration assure une grande sensibilité à la variation de la résistivité dans les zones de proche surface contrairement au dispositif avec déport (Danielsen et al., 2003).

Le *VTEM-plus* (Fig. 2.4), basé sur le *full waveform technology*, est le résultat de l'amélioration en 2011 du *VTEM*. Le *turn-off-time* de ce nouveau système est plus petit que celui de l'ancien système ($100 \mu\text{s}$) ce qui permet une bonne caractérisation de proche surface. Cette amélioration a favorisé son utilisation fréquente en hydrogéologie (Legault et al., 2012). Les deux systèmes sont opérés par la compagnie *Geotech Ltd.*

L'utilisation commerciale du *VTEM* a débuté en 2002 (Witherly et al., 2004). L'émetteur est une bobine de forme octogonale de 26 m de diamètre avec un moment magnétique de l'ordre de 600.000 A.m^2 . La fréquence de répétition est de 30 Hz ou 25 Hz dépendant de la fréquence des lignes de haute tension présente dans la zone d'acquisition. La forme d'onde trapézoïdale a une largeur de 4.5 ms à 7.5 ms. Le récepteur est une bobine d'axe vertical de 1.1 m de diamètre. Le dispositif d'acquisition est en boucle centrale. Initialement, le système était conçu pour des applications minières (Witherly & Irvine, 2007; Combrinck et al., 2008)

À l'instar des systèmes au sol, les décroissances db_z/dt mesurées avec les systèmes héliportés présentent une forte dynamique. De manière générale, à cause de la hauteur au-dessus du sol à laquelle se situe le dispositif de mesure, les systèmes aéroportés donnent des réponses db_z/dt plus faibles en intensité que ceux au sol.

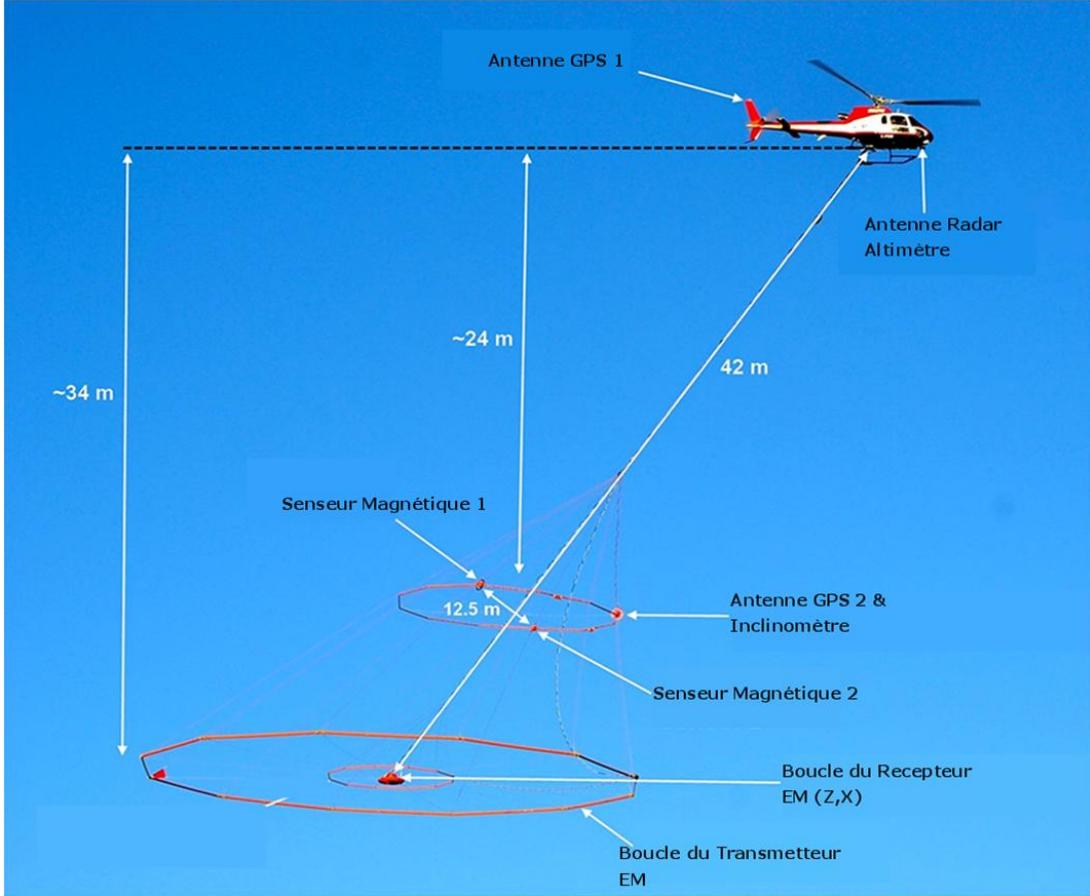


Figure 2.4: Système VTEM-plus présenté en dispositif d'acquisition en boucle centrale (d'après Luo et al., 2015).

2.5 Dispositifs de mesure

2.5.1 Dispositif en boucle centrale

Il est le plus utilisé pour les méthodes *électromagnétiques transitoires*. Dans cette configuration, le récepteur est placé au centre de la boucle émettrice. Ce dispositif est facile à mettre en œuvre, mais dépend fortement de l'espace disponible surtout lorsqu'on utilise les systèmes au sol. En effet, avec le système au sol *POTEM47*, pour une taille de Tx inférieure à $40 \times 40 \text{ m}^2$, il est recommandé de ne pas utiliser cette configuration car le champ primaire généré peut fortement interagir avec l'appareillage électronique de la boucle réceptrice (Krivocheva, 2002). Pour certains systèmes au sol et les systèmes aéroportés, cette recommandation n'est pas nécessaire car l'appareillage électronique de la boucle réceptrice est situé loin du transmetteur. Par exemple à la

figure 2.3, le *GDP-32* (l'appareillage électronique du *NanoTEM*) est situé à l'extérieur de la boucle *Tx*. Quant aux systèmes héliportés, l'électronique est transportée dans l'hélicoptère.

2.5.2 Dispositif avec dépôt

La boucle réceptrice est située à l'extérieur du transmetteur. Le dispositif est essentiellement utilisé lorsque les conditions sur le terrain ne permettent pas un déploiement du dispositif central. Il est aussi très adapté dans le cas du profilage et est moins influencé par les effets de polarisation provoquée qui diminue au fur à mesure que la distance entre *Tx* et *Rx* augmente.

2.6 Problèmes liés à l'utilisation de la méthode *TEM*

2.6.1 Sources de bruits

Les systèmes *TEM* sont affectés par différents types de bruit qui détériorent la qualité du signal enregistré. On distingue deux catégories de bruit qui sont les bruits électromagnétiques et les bruits géologiques. Une description sur les différents types de bruits, leurs impacts sur les courbes électromagnétiques transitoires et les techniques pour les éliminer peuvent être consultés dans Reninger (2012).

2.6.1.1 Bruits électromagnétiques

Les décharges électriques (ou atmosphériques), appelées *sferics* en anglais, provenant de l'activité orageuse sont les bruits naturels les plus couramment rencontrés lors de l'acquisition. Elles apparaissent sous forme de pics au niveau des décroissances de db_z/dt . Environ 100 *sferics* illuminent la terre par seconde; elles ont un caractère aléatoire et sont plus importantes pendant la journée, surtout en été (Christiansen et al., 2009).

En plus des *sferics*, on a les bruits liés aux lignes de haute tension et aux antennes de télécommunications. Au Canada, les bruits provenant des lignes de haute tension sont le 60 Hz et ses harmoniques essentiellement impairs.

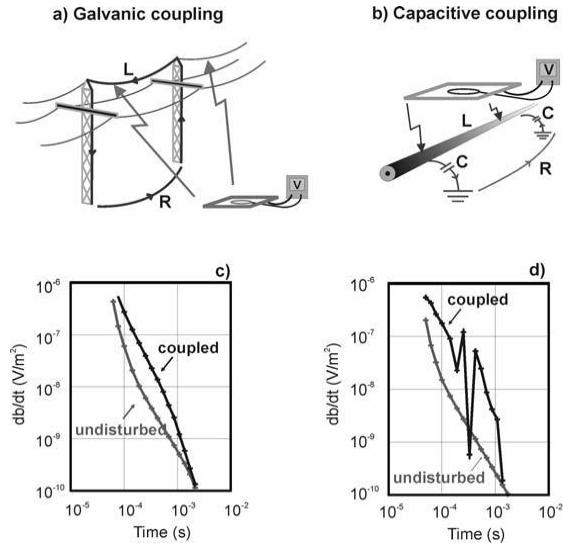


Figure 2.5: Couplages galvanique (a) et capacitif (b), et leur réponse respective (c et d) sur la réponse TEM (d'après Christiansen et al., 2009).

D'autres types de bruit enregistrés lors de l'acquisition des données TEM peuvent être dus au couplage galvanique (Fig. 2.4-a) ou capacitif (Fig. 2.4-b) entre le champ magnétique créé dans la bobine émettrice et d'autres conducteurs métalliques (pipelines, câbles électriques, clôture métalliques) présents dans le sol. Les effets de ces couplages se matérialisent respectivement par l'apparition de fortes distorsions (Fig. 2.4-c) ou de pics (Fig. 2.4-d) dans les réponses db_z/dt mesurées. Il est fortement souhaitable de s'éloigner de ces infrastructures lors de l'acquisition car les bruits liés à celles-ci sont difficiles à éliminer. Lors de l'interprétation, il est conseillé de ne pas prendre en compte les sondages affectés par ces bruits.

Outre les bruits mentionnés ci-dessus, les systèmes aéroportés sont affectés par la hauteur de vol. En effet, la réponse du sol décroît avec la hauteur de vol ce qui a pour conséquence une faible résolution pour les temps longs et une faible définition des couches proches de la surface. Pour assurer une bonne qualité des données, la hauteur de vol, l'inclinaison et l'altitude de Tx et Rx nécessite un monitoring précis et continu. Le post-traitement consiste essentiellement à la correction de l'altitude et l'inclinaison du dispositif afin de minimiser les variations de la géométrie du système sur les sondages.

Lors de l'acquisition des données TEM pour augmenter le rapport signal/bruit, on procède à un *stacking* et un filtrage.

2.6.1.2 Bruits géologiques

Spies et Frischknecht (1991) décrivent comme bruits géologiques, toutes les hypothèses et les approximations faites afin de résoudre les équations de Maxwell. Il s'agit entre autres de considérer que la perméabilité magnétique des matériaux est égale à celle du vide et ne dépend pas de la fréquence ou encore de négliger les courants de déplacements. En effet, dans un milieu résistant, les courants de déplacement peuvent ne pas être négligeables.

Dans les méthodes *TEM*, le sous-sol est considéré comme un milieu tabulaire 1D ce qui n'est pas toujours le cas dans la réalité. Danielsen et al. (2003) ont montré que la profondeur à une interface inclinée séparant deux milieux peut être mal récupérée par une inversion 1D si le pendage est supérieur à 45° . Dans un contexte géologique plus complexe, lors de l'inversion des sondages, l'approximation 1D peut générer des artefacts qui rendent le modèle de résistivité électrique obtenu moins exact.

Il y aussi le problème d'équivalence. Par exemple, une couche conductrice intercalée entre deux couches résistantes verra le produit conductivité-épaisseur bien déterminé mais pas la conductivité ni l'épaisseur. Inversement, la résistivité d'un corps résistant sera mal résolue (Ellis, 1998).

Généralement, on fait l'hypothèse que la conductivité est indépendante de la fréquence. Cela n'est pas le cas dans les milieux polarisables car la conductivité augmente avec la fréquence ce qui peut induire des effets dits de dispersion ou de polarisation provoquée (*PP*). L'effet *PP* se produit lorsque les courants de Foucault entraînent une polarisation des ions contenus dans le fluide des pores. Ces ions retournent à leur état d'équilibre lorsque les courants de Foucault sont atténués ce qui donne naissance à un courant dans le sens opposé aux courants de Foucault. En plus, si le sous-sol est très résistant, les courants induits sont faibles par rapport aux courants de polarisation, et donc l'effet *PP* est plus marqué. Pour des données mesurées en boucle centrale, on peut alors observer une réponse négative aux temps longs (Flis et al., 1989). Lors de l'inversion, les sondages *TEM* affectés peuvent être supprimés ou interprétés en prenant en compte les effets *PP* (Kozhevnikov & Antonov, 2008).

CHAPITRE 3 MÉTHODES D'INVERSION DES MOINDRES-CARRÉS EN GÉOPHYSIQUE

3.1 Introduction

Ce chapitre aborde dans un premier temps la définition du problème inverse en géophysique. Ensuite, nous présentons les méthodes d'inversion dites des moindres-carrés les plus utilisées en géophysique dans un second temps. Sans toutefois rentrer dans une description exhaustive de ces méthodes, nous en présentons quelques solutions. Le lecteur intéressé peut consulter la littérature géophysique suivante (Jackson, 1972; Tarantola & Valette, 1982; Lines & Treitel, 1984; Constable et al., 1987; Meju, 1994a) et aussi des livres de référence (Menke, 1989; Parker, 1994; Kirsch, 2011). Nous terminons ce chapitre en abordant les notions d'inversion séparée et conjointe.

3.2 Définition du problème inverse

La définition du problème inverse en géophysique implique la définition de trois notions fondamentales, les données (\mathbf{d}), le modèle (\mathbf{m}) et la relation mathématique $g(\mathbf{m})$ reliant \mathbf{d} à \mathbf{m} . Ces notions seront abordées dans le cadre de l'inversion des données *TEM* et se traduisent comme suit :

- Les données sont les courbes de décroissance de la dérivée du champ magnétique secondaire mesurées sur le terrain :

$$\mathbf{d} = \left[\frac{\partial \mathbf{b}_1}{\partial t}, \frac{\partial \mathbf{b}_2}{\partial t}, \dots, \frac{\partial \mathbf{b}_n}{\partial t} \right]^T \quad (3.1)$$

- Le modèle est défini par la conductivité électrique (σ) et l'épaisseur (l) des couches :

$$\mathbf{m} = [\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_i, l_1, l_2, \dots, l_{i-1}]^T \quad (3.2)$$

- La relation mathématique représente les lois de l'électromagnétisme permettant de construire la matrice $g(\mathbf{m})$ reliant le modèle aux données.

L'inversion consiste alors à minimiser l'écart entre $g(\mathbf{m})$ et \mathbf{d} . Mathématiquement l'écart s'écrit comme suit :

$$\mathbf{e}_r = \mathbf{d} - g(\mathbf{m}) \quad (3.3)$$

Le plus souvent, la réponse $g(\mathbf{m})$ est non-linéairement liée aux paramètres du modèle \mathbf{m} . Afin de minimiser l'écart entre les observations et la réponse du modèle, on émet l'hypothèse que $g(\mathbf{m})$ est une fonction linéaire autour d'un modèle initial \mathbf{m}_0 de sorte qu'une petite perturbation de la réponse du modèle au voisinage de \mathbf{m}_0 peut être représentée par la série de Taylor de premier ordre :

$$g(\mathbf{m}) = g(\mathbf{m}_0) + \mathbf{J}\delta\mathbf{m} \quad (3.4)$$

$$J_{ij} = \frac{\partial g_i(\mathbf{m}_0)}{\partial m_j} \quad (3.5)$$

$$\delta\mathbf{m} = \mathbf{m} - \mathbf{m}_0 \quad (3.6)$$

$g(\mathbf{m}_0)$: Réponse du modèle initial.

\mathbf{J} : Matrice de sensibilité (matrice jacobienne) dont les éléments représentent la contribution de chaque paramètre à la réponse calculée.

$\delta\mathbf{m}$: Vecteur de perturbation des paramètres.

L'équation (3.4) substituée dans l'équation (3.3) donne une nouvelle expression de l'erreur qui est :

$$\mathbf{e}_r = \mathbf{e}_{r0} - \mathbf{J}\delta\mathbf{m} \quad (3.7)$$

Avec $\mathbf{e}_{r0} = \mathbf{d} - g(\mathbf{m}_0)$; représente l'erreur entre la réponse du modèle initial et les observations.

Minimiser l'équation (3.7) revient à déterminer $\delta\mathbf{m}$.

3.3 Méthodes d'inversion par les moindres-carrés

Dans ces méthodes d'inversions, on recherche une solution stable au sens des moindres-carrés à l'équation 3.7. C'est-à-dire qui minimise la norme des écarts entre les données observées et calculées (Eq. 3.8).

$$\Phi = \mathbf{e}_r^T \mathbf{e}_r = [\mathbf{e}_{r0} - \mathbf{J}\delta\mathbf{m}]^T [\mathbf{e}_{r0} - \mathbf{J}\delta\mathbf{m}] \quad (3.8)$$

Ce problème est résolu par itération à partir d'un modèle initial \mathbf{m}_0 en utilisant plusieurs algorithmes. La solution donnée par la méthode classique de Gauss-Newton est donnée par l'équation 3.9.

$$\delta\mathbf{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{e}_{r0} \quad (3.9)$$

En remplaçant (Eq. 3.9) dans (Eq. 3.6), le modèle à l'itération $k+1$ s'écrit :

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{e}_{r0} \quad (3.10)$$

L'équation 3.10 est la solution des moindres carrés non-contrainte (Lines & Treitel, 1984). Cependant, il peut arriver que $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ n'existe pas ou soit singulière. Dans ce cas, Levenberg (1944) et Marquardt (1963) proposent d'ajouter une contrainte additionnelle à l'équation 3.8 pour résoudre le problème de singularité. La nouvelle approche est connue sous le nom de méthode de *Marquardt-Levenberg* ou des moindres carrés amortis. La fonction à minimiser et la solution sont données par les équations 3.11 et 3.12.

$$\Phi = \mathbf{e}_r^T \mathbf{e}_r + \beta(\delta\mathbf{m}^T \delta\mathbf{m} - \delta_0^2) \quad (3.11)$$

$$\delta\mathbf{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \beta \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{e}_{r0} \quad (3.12)$$

β est appelé facteur d'atténuation et \mathbf{I} est la matrice identité. $\beta \mathbf{I}$ est négligeable si β est petit, on se retrouve alors dans le cas de la méthode des moindres-carrés non-contrainte (Eq. 3.8). Lorsque β est grand, la méthode est semblable à la méthode de la plus grande pente car $\delta\mathbf{m}$ est proportionnel à $-\mathbf{J}^T \mathbf{e}_{r0}$.

Les solutions (Eqs. 3.9 et 3.12) nécessitent le calcul de $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ et $\mathbf{J}^T \mathbf{e}_{r0}$ ce qui peut entraîner des instabilités numériques. Afin d'éviter ces instabilités numériques, plusieurs auteurs proposent la méthode de décomposition en valeurs singulières (*SVD*) (Golub & Reinsch, 1970; Jupp & Vozoff, 1975; Chen & Raiche, 1998). Cette méthode consiste à factoriser la matrice \mathbf{J} en un produit de trois autres matrices \mathbf{U} , Λ et \mathbf{V} tel que :

$$\mathbf{J} = \mathbf{U} \Lambda \mathbf{V}^T \quad (3.13)$$

$\mathbf{U}_{n \times p}$ et $\mathbf{V}_{n \times p}$ sont respectivement les matrices de vecteurs propres des données et des paramètres. $\Lambda_{p \times p}$ une matrice diagonale dont les éléments λ_j sont les valeurs propres non nulles de \mathbf{J} (Lanczos, 1961; Lawson & Hanson, 1974). Ainsi, en utilisant la méthode *SVD*, la solution $\delta\mathbf{m}$ dans les équations 3.9 et 3.12 est donnée respectivement par les équations 3.14 et 3.15.

$$\delta \mathbf{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{e}_{r0} = \mathbf{V} \Lambda^{-1} \mathbf{U}^T \mathbf{e}_{r0} \quad (3.14)$$

$$\delta \mathbf{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \beta \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{e}_{r0} = \mathbf{V} diag\left(\frac{1}{\lambda_j^2 + \beta}\right) \mathbf{U}^T \mathbf{e}_{r0} \quad (3.15)$$

3.4 Inversion séparée

L'inversion des données *TEM* consiste à obtenir la distribution de la résistivité et l'épaisseur des couches du sous-sol. Au cours de l'inversion, chaque sondage est interprété individuellement. Le sous-sol est simulé par un milieu tabulaire 1D dans lequel la résistivité de chaque couche est supposée constante et isotrope (Huang & Palacky, 1991; Chen & Raiche, 1998; Farquharson et al., 1999). En pratique, on cherche le modèle le plus simple possible (5 couches au maximum) pouvant expliquer les données. Les résultats obtenus dépendent du nombre de couches et du modèle de départ utilisés lors de l'inversion (Farquharson & Oldenburg, 1993). Lorsqu'on désire un modèle avec une variation lisse de la résistivité, le sous-sol peut être discréteisé en un nombre plus important de couches (Vallée & Smith, 2009). Dans ce cas, les couches ont des épaisseurs fixes et seules les résistivités des couches peuvent varier (Christensen et al., 2010). Lorsque des informations *a priori* fournies par la géologie ou l'interprétation d'autres méthodes géophysiques existent à proximité des sondages, celles-ci peuvent servir à contraindre l'épaisseur et/ou la résistivité des couches. Si la densité spatiale des données le permet et que les stations de mesures sont le long d'un profil, les modèles obtenus pour chaque station peuvent être juxtaposés pour des besoins de représentation afin de fournir une image multi-1D ou pseudo-2D du sous-sol, mais qui peuvent montrer un comportement variable d'un sondage à l'autre. Des méthodes telles que la *LCI* (Auken & Christansen, 2004; Viezzoli et al., 2008) appliquent des contraintes sur des sondages contigus permettant ainsi d'obtenir un modèle lisse 2D du sous-sol. Très souvent, le modèle 1D obtenu par inversion est assez représentatif du milieu investigué. Néanmoins, celui-ci devient insuffisant dans un contexte géologique complexe avec de fortes variations latérales de résistivité. Des artefacts peuvent être créés dans le modèle de résistivité final, le rendant plus ou moins imprécis, voir faux (Ley-Cooper et al., 2010). Dans ces contextes géologiques complexes, le sous-sol est approché par des modèles discréteisés en cellules 2D (Wolfgram et al., 2003; Guillemoteau et al., 2012), voire 3D de résistivité électrique (Cox et al., 2010).

3.5 Inversion conjointe

Le développement de l'inversion en géophysique a permis de proposer divers schémas afin d'inverser deux ou plusieurs ensembles de données distinctes. L'ensemble de ces méthodes est connu sous le vocable d'inversion conjointe (Vozoff & Jupp, 1975).

En effet, l'inversion séparée de deux ensembles de données mesurant la même propriété physique peut produire deux modèles individuels qui pourraient ne pas être corrélés (Christiansen et al., 2007). Initialement, il s'agissait de combiner des méthodes géophysiques différentes mais permettant d'estimer des propriétés physiques identiques dans une certaine mesure. Cependant, le concept a été étendu à l'inversion simultanée de deux ensembles de données obtenues par la même méthode géophysique, avec le même système, mais avec des dispositifs de mesure différents sur le terrain (Krivochieva & Chouteau, 2001). Certains auteurs tels que Raiche et al. (1985), Schmutz et al. (2000) et Albouy et al. (2001) et Bała et Pięta (2010) proposent une combinaison de la *TEM* avec les méthodes de résistivité *DC* pour résoudre les ambiguïtés liées à la résolution de chaque technique. Par exemple, les méthodes *EM* peuvent bien résoudre une couche si celle-ci n'est pas mince ou résistive par rapport au milieu encaissant (Verma, 1980). Les méthodes de résistivité *DC* ne peuvent résoudre une couche conductrice mince située entre deux terrains résistifs que par le rapport épaisseur/résistivité, et une couche résistante mince située entre deux terrains conducteurs que par le rapport épaisseur/conductivité.

Lors de l'inversion conjointe, si les paramètres recherchés du sous-sol sont identiques pour les différents jeux de données, une seule matrice jacobienne permettant de calculer le terme de correction des paramètres à chaque itération est à estimer. Dans le cas de paramètres totalement dissemblables, Haber et Oldenburg (1997) font l'hypothèse que les modèles sous-jacents aux ensembles de données ont une structure commune. Dans ce cas, on utilise une fonction-objectif commune qui minimise la différence de structure entre les modèles obtenus par l'inversion individuelle de chaque ensemble de données.

CHAPITRE 4 THÉORIE DES MÉTHODES MPS, SGS ET GDM

4.1 Introduction

Les méthodes géostatistiques sont utilisées pour interpoler et simuler de l'information géologique ou pétrophysiques (porosité, résistivité électrique, conductivité hydraulique, etc.) à partir de données directes ou indirectes sur une grille 2D ou 3D représentant le sous-sol, et en se basant sur une analyse du lien spatial unissant les données entre elles.

Initialement développées dans le domaine minier et pétrolier, les techniques géostatistiques sont de plus en plus utilisées dans la recherche liée à l'hydrogéologie (Gómez-Hernández & Wen, 1998; Gloaguen et al., 2001; Goovaerts, 2001; Zinn & Harvey, 2003; Lee et al., 2007; Rivest et al., 2008; Dubreuil-Boisclair et al., 2011; Rivest & Marcotte, 2012). Ces techniques sont soit des outils d'interpolation soit de simulations stochastiques.

Le krigeage (Matheron, 1963) est probablement l'approche la plus utilisée en géostatistique pour interpoler les données. Lors du krigeage, l'information est assignée aux endroits non échantillonnés par une combinaison linéaire des données avoisinantes. La structure spatiale des données mesurées est modélisée par un variogramme. Le variogramme permet de calculer le poids attribué à chaque donnée en fonction des distances qui la séparent du point à estimer et des autres données mesurées. La principale caractéristique du krigeage est de minimiser la variance d'estimation, ce qui en fait le meilleur interpolateur linéaire sans biais. Bien que meilleure en termes de minimisation de la variance d'estimation, le krigeage est un estimateur par moindres-carrés de la moyenne, donc, il souffre d'un problème de lissage. L'effet de lissage fait que le krigeage sous-estime les grandes valeurs et surestime les faibles valeurs ce qui peut causer un biais conditionnel local (Journel & Huijbregts, 1978). En outre, on n'obtient qu'une seule estimation des paramètres du sous-sol ce qui rend impossible la quantification des incertitudes sur ceux-ci.

Le krigeage peut être étendu au cas multivariable en utilisant de l'information auxiliaire pour procéder à une meilleure estimation. On parle alors de cokrigeage (Marcotte, 1991; Deutsch & Journel, 1992; Asli & Marcotte, 1995; Goovaerts, 1997; Gloaguen et al., 2007; Shamsipour et al., 2010).

Afin de pallier aux limitations du krigage, les techniques de simulation stochastique (Journel, 1974; Lantuéjoul, 2002) ont été développées. Ces méthodes cherchent à modéliser l'incertitude et à évaluer le risque sur les paramètres. En lieu et place de fournir un seul résultat, elles proposent un ensemble de réponses possibles (réalisations) pour un même ensemble de données mesurées et un variogramme donné. Suivant qu'elle honore ou pas les données mesurées, la simulation est dite conditionnelle ou non-conditionnelle (Journel, 1974; Gómez-Hernández et al., 1997; Chilès & Delfiner, 2012).

Les techniques de simulations peuvent être classées suivant le type de la variable à simuler i.e. continue (Ex. la résistivité électrique) ou catégorique (Ex. faciès géologique). Cependant, certaines techniques comme les méthodes de simulations multipoints (*MPS*) peuvent être utilisées à la fois pour des variables continues et/ou discrètes (Mariethoz et al., 2010).

Très souvent, les réalisations obtenues par simulation ne sont pas calibrées aux données de production et/ou hydrodynamiques. Afin d'honorer ces données, on a recours à des méthodes d'optimisation. Développées pour l'étude des réservoirs pétroliers, ces méthodes d'optimisation connues sous le terme de calage à l'historique de production ou *history matching methods* en anglais, ont été transférées aux études hydrogéologiques. Une revue des méthodes d'*history matching* peut être consultée dans Yeh (1986); Carrera et al. (2005); Oliver et Chen (2011).

Dans ce chapitre, nous présentons dans un premier temps, les deux méthodes de simulation que nous avons utilisées dans la thèse, soient les *SGS* et les *MPS*, et dans un second temps les méthodes de calage des réservoirs à l'historique de production.

Dans la suite de la thèse, le terme « réservoir » est utilisé pour désigner à la fois des réservoirs pétroliers ou aquifères.

4.2 Méthodes *SGS*

Les *SGS*, dont la théorie remonte à Lévy (1937), sont l'application du principe de décomposition d'une distribution jointe par un produit séquentiel de distributions conditionnelles dans un cadre gaussien (Deutsch & Journel, 1998). L'algorithme des simulations séquentielles conditionnelles est le suivant :

1. Choisir un chemin aléatoire passant par tous les nœuds de la grille de simulation.

2. Attribuer au premier nœud u_1 de la grille, une valeur $Z(u_1)$ de la variable aléatoire simulée en prenant en compte les n données de conditionnement situées dans le voisinage du nœud de départ. Concrètement, on estime par krigage simple la valeur $Z^*(u_1)$ et la variance d'estimation $\sigma_{es}^2(u_1)$ de la variable à simuler à partir des points de mesures présents dans le voisinage de u_1 . Ensuite, la valeur $Z(u_1)$ est obtenue par tirage aléatoire dans la fonction de distribution cumulative conditionnelle ayant comme distribution $N(Z^*(u_1), \sigma_{es}^2(u_1))$.
3. Ajouter la valeur $Z(u_1)$ à la liste des données de conditionnement.
4. Attribuer une valeur de la variable aléatoire simulée, au second nœud sur le chemin aléatoire utilisé pour parcourir la grille, en prenant en compte les $n + 1$ données conditionnelles, comme à l'étape 2 et ainsi de suite, jusqu'à ce que tous les nœuds soient simulés.

L'approche nécessite généralement une transformation préalable des données pour s'assurer qu'au moins la distribution univariée est normale. À la fin de la simulation, une transformation inverse est nécessaire afin de reproduire approximativement l'histogramme des données d'origine (Caers, 2000; Goovaerts, 2001).

Journel (1994) a montré qu'avec la méthode *Direct Sequential Simulation* (*DSS*), on pouvait simuler des variables continues et reproduire leur variogramme sans aucune transformation préalable, si les valeurs simulées étaient tirées d'une distribution dont les paramètres (moyenne et variance) sont estimés par krigage simple. Selon Soares (2001), la *DSS* ne reproduit pas toujours l'histogramme des données sauf pour quelques distributions (ex. gaussienne). Par conséquent, une étape de post-traitement est nécessaire tout en courant le risque de détériorer le variogramme. Marcotte (communication personnelle, 07-01-2018) conseille d'éviter la *DSS* car la distribution n'est pas préservée si on n'est pas dans un cadre gaussien. En effet, chaque point aura une distribution théorique différente selon son ordre de simulation.

4.3 Méthodes MPS

Les méthodes de simulations de faciès géologiques telles que les simulations séquentielles d'indicatrice (Goovaerts, 1997), les gaussiennes tronquées (Matheron et al., 1987) et les plurigaussiennes tronquées (Armstrong et al., 2003; Mariethoz et al., 2009; Armstrong et al.,

2011) utilisent le variogramme pour modéliser la variabilité entre deux points de l'espace. L'utilisation du variogramme limite la capacité de ces méthodes de simulations à modéliser des éléments complexes ayant un lien spatial supérieur à l'ordre 2 (variance et covariance, ou variogramme). Le besoin d'aller au-delà de la comparaison de deux points de l'espace a donné naissance aux statistiques multipoints. Les statistiques multipoints étudient la connectivité entre plusieurs points de l'espace, permettant ainsi de reproduire des structures géologiques complexes (Strebelle, 2002). La connectivité entre les points de l'espace est inférée d'une image d'entraînement ou *Training image (TI)*. La *TI* est un modèle conceptuel ou une image de la propriété à simuler (cartes de faciès géologiques, coupes géologiques ou des photographies aériennes). Celle-ci n'a pas besoin d'honorer les données locales existantes, mais doit représenter les caractéristiques géométriques spatiales du modèle géologique ou de la propriété physique à simuler (Arpat & Caers, 2007). Selon Journel et Zhang (2006), la *TI* doit être vue clairement comme un modèle *a priori*. En effet, le résultat de la simulation ne dépend pas uniquement des données conditionnantes mais aussi de l'image d'entraînement.

L'idée d'utiliser les statistiques multipoints pour simuler les faciès géologiques a été proposée par Guardiano et Srivastava (1993). À chaque nœud à simuler, la probabilité conditionnelle locale est inférée de façon empirique à partir du balayage de la *TI* à l'aide d'un patron géométrique défini par l'utilisateur (Fig. 4.1). L'implémentation initiale des *MPS* telle que proposée par Guardiano et Srivastava était exigeante en termes de *CPU* car la *TI* devait être scannée entièrement pour chaque nouveau nœud à simuler. Contrairement à ceux-ci, Strebelle (2000) a proposé l'algorithme *SNESIM* dans lequel la *TI* est scannée une seule fois au début de la simulation. Par la suite, les probabilités conditionnelles sont stockées dans un arbre de recherche. Lors de la phase de simulations, l'arbre de recherche sert à déduire directement les probabilités conditionnelles pour un nœud donné en fonction des données conditionnantes situées au voisinage. L'ensemble de ces données conditionnantes est désigné en anglais sous le terme de *data event (DE)*. L'algorithme *SNESIM* est beaucoup plus rapide que celui de Guardiano et Srivastava et a rendu possible l'application industrielle des *MPS* (Hu & Chugunova, 2008). Cependant à cause de la forte demande de mémoire *RAM* pour stocker les probabilités conditionnelles, celui-ci semble inefficace pour simuler des champs avec un grand nombre de faciès ou une *TI* trop large. Le code *IMPALA* proposé par Straubhaar et al. (2011) utilise des listes pour stocker les probabilités conditionnelles plutôt que des arbres. Les listes ont un besoin de mémoire moins important. Le

logiciel *gocad* utilisé dans le cadre de cette thèse fonctionne avec le module *IMPALA* pour les simulations multipoints.

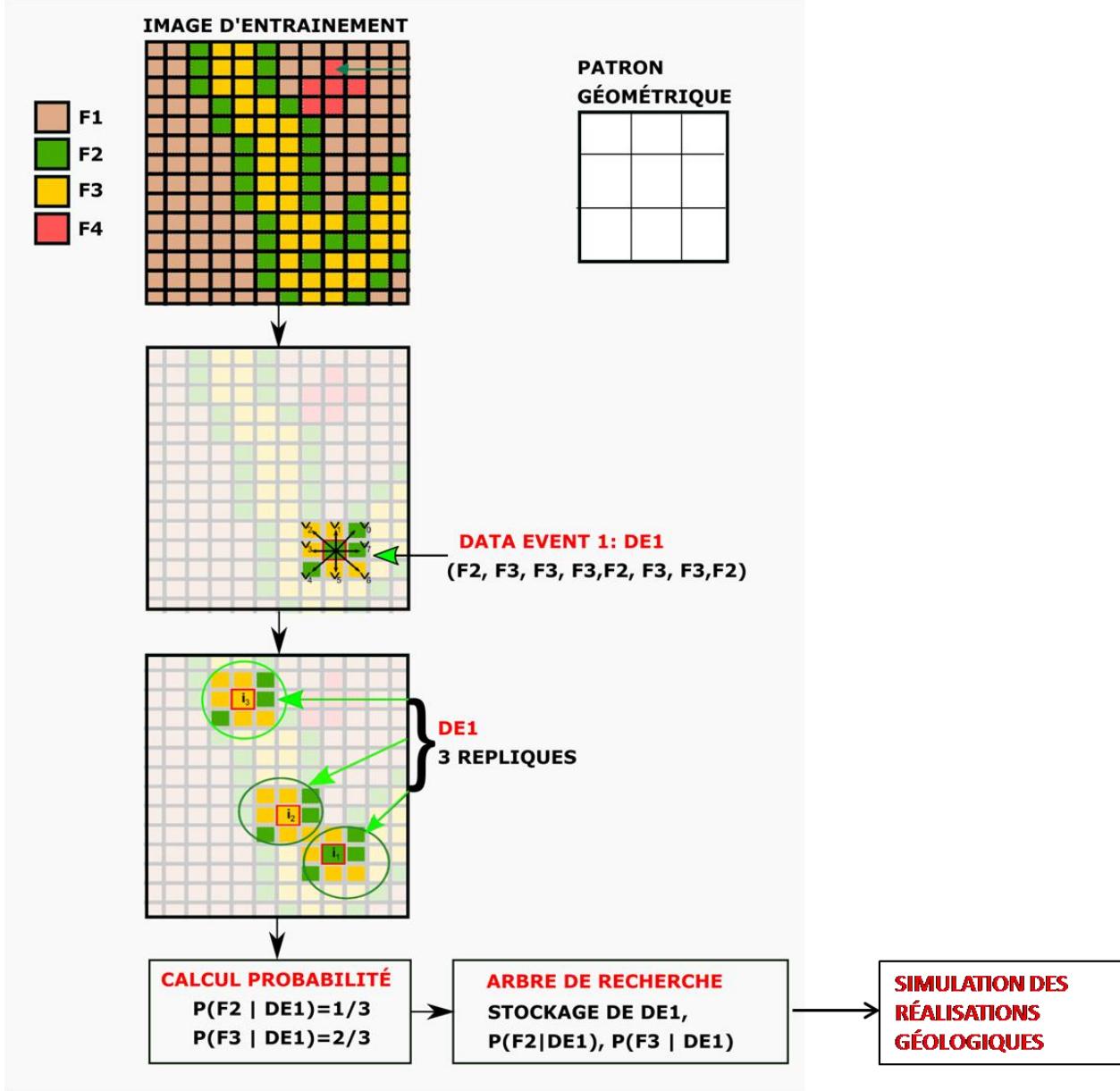


Figure 4.1: Principe de la méthode de simulations multipoints (modifié de Paradigm, 2009). À l'aide d'un patron géométrique défini par l'utilisateur, la probabilité conditionnelle locale des faciès est inférée de façon empirique par balayage de l'image d'entraînement (*TI*) au début de la simulation.

SNESIM et *IMPALA* simulent les nœuds pixel par pixel et souffrent de deux lacunes principales. Premièrement, les deux algorithmes ne simulent que des variables discrètes. Deuxièmement, avec *SNESIM*, si le *DE* ne trouve pas son exacte réplique dans l'arbre de recherche, sa taille est réduite en rejetant le nœud le plus loin du nœud à simuler. Cette opération est répétée jusqu'à trouver le *DE* exact ce qui constitue une perte d'information sur les données conditionnantes (Zhang et al., 2006). Quant à *IMPALA*, il utilise dans la liste tous les *DE* qui sont similaires à celui du nœud à simuler pour calculer la probabilité conditionnelle. Si l'algorithme ne trouve aucun motif similaire au *DE*, alors le faciès est tiré des proportions globales des faciès dans la *TI* et cela se produit généralement au début du processus de simulation.

Afin de résoudre les limitations mentionnées ci-dessus, Mariethoz et al. (2010) proposent un échantillonnage direct ou *Direct Sampling (DS)*. L'algorithme *DS* est aussi une approche basée pixel qui permet de simuler aussi bien les variables continues que discrètes. La *DS* scanne la *TI* à la recherche du premier motif identique au *DE* trouvé au voisinage du nœud à simuler. Lorsque ce motif est trouvé, le nœud central est directement collé au nœud à simuler, évitant de scanner toute la *TI*, et permettant ainsi de sauver de la mémoire. Si aucun motif identique n'est trouvé dans la *TI*, la *DS* utilise un calcul de distance pour évaluer le degré de similarité entre les motifs de la *TI* et la *DE* du nœud à simuler.

Certains auteurs ont proposé des algorithmes permettant de simuler des groupes de pixels (patchs) au lieu de simuler un pixel à la fois pour répondre à certaines limitations des méthodes par pixel. Ces algorithmes s'appliquent à la fois à des variables continues ou discrètes.

SIMPAT (Arpat & Caers, 2007) procède par collage de patchs sur la grille de simulation. L'algorithme utilise une fonction de distance pour ajuster les patchs ensemble et ne nécessite pas de classification préalable des patchs. Contrairement à *SIMPAT*, *FILTERSIM* (Zhang, 2006) mesure la similarité entre les patchs par l'utilisation de filtres. Ces filtres peuvent être des opérations directionnelles linéaires de moyennes, de gradients etc. permettant d'attribuer des scores aux patchs. Ces opérations peuvent être assimilées à une projection des patchs 2D et 3D dans un espace dimensionnel plus petit dans lequel l'analyse statistique peut être effectuée pour les comparer et les classifier. Rezaee et al. (2013) ont proposé une approche mixte qui est un mélange de l'approche *DS* et la simulation par collage de patchs. Cette méthode permet

d'améliorer le temps de calcul de la simulation par un facteur proportionnel à la taille du patch comparativement à la *DS*.

D'autres variantes et améliorations de simulations par patchs ont été proposées (El Ouassini et al., 2008; Faucher et al., 2013; Rezaee et al., 2013; Faucher et al., 2014; Rezaee et al., 2015; Rezaee & Marcotte, 2017). De plus, le calcul rapide des distances entre patchs par convolution dans le domaine spatial ou spectral, permet de s'affranchir complètement des listes ou arbre (Rezaee, 2017).

4.4 Calage d'historique de réservoirs

Le calage à l'historique de production (*history matching*) est un processus dans lequel une variable indépendante sert de variable d'ajustement et de validation des modèles de réservoirs statiques (mesures non répétées dans le temps et l'espace). Par exemple, dans le cas de réservoir d'hydrocarbure, celui-ci est, en premier lieu, calibré aux données géologiques (failles, interfaces des unités géologiques, etc.), géophysiques (cube de sismique réflexion, *TDEM*, etc.) et hydrostatiques (données de pression, de saturation, etc.) existantes. Une fois que de nouvelles données de productions sont acquises (pression d'injection, débit de pompage, hydrocarbure extrait, etc.), ces données sont utilisées pour modifier les paramètres du modèle du réservoir afin de prévoir sa performance future. Ainsi, un réservoir bien calibré peut permettre d'améliorer les futurs plans de développement du réservoir et de modifier les différents programmes de caractérisation et d'acquisition de données (Ertekin et al., 2001)

Un autre impact précieux de l'*history matching* consiste à identifier un comportement anormal du réservoir dû à certaines de ses propriétés cachées (Shahkarami, 2014). Par exemple, des problèmes tels que les fuites dans les tubages des forages ou la présence de failles non détectées avec les données statiques pourraient ainsi être identifiés (Mattax & Dalton, 1990).

L'*history matching* est un problème inverse (optimisation). Cela signifie qu'en lieu et place d'utiliser les paramètres du modèle de réservoir pour prédire sa performance (le problème direct), on utilise son comportement observé pour estimer les paramètres contrôlant sa performance. Les problèmes d'*history matching* sont généralement mal posés dans le sens où de nombreuses combinaisons possibles de paramètres peuvent entraîner presque le même comportement du réservoir. Dès lors, un problème d'*history matching* devrait toujours comporter une évaluation de

l'incertitude sur les propriétés et les prévisions de production du réservoir (Oliver & Chen, 2011). La figure 4.2 illustre le processus d'*history matching* adaptée pour le cas de l'ajustement de courbes db_z/dt .

Au cours de l'*history matching*, on définit une fonction-objectif (fonction-coût) qu'on cherche à minimiser. La fonction-coût quantifie la différence entre les données observées et les réponses des modèles. Généralement, les modèles sont préalablement générés par des méthodes de simulations telles que la *MPS* ou la *SGS*. Le problème à résoudre étant non-linéaire, la solution optimale est obtenue par itération (Le Ravalec-Dupin & Hu, 2007).

Dans le point suivant, nous discutons le choix de la fonction-objectif et présentons quelques algorithmes utilisés pour la minimiser.

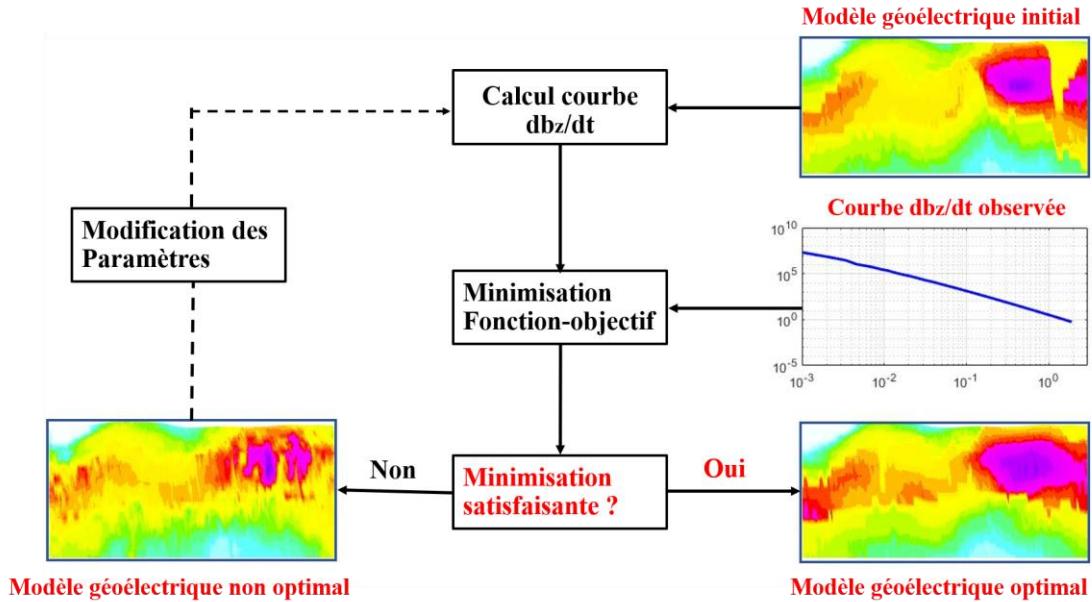


Figure 4.2: Principe de l'*history matching* adapté à l'ajustement de courbes db_z/dt .

4.4.1 Définition de la fonction-objectif

La fonction-coût est généralement définie suivant le critère des moindres carrés (Eq. 4.1).

$$\phi(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \|g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|_D^2 \quad (4.1)$$

$g(\mathbf{m})$ et \mathbf{d}_{obs} représentent respectivement la réponse du modèle \mathbf{m} (les données calculées) et les données observées. Selon Oliver et Chen (2011), si les données observées sont dans différentes unités de mesure, l'équation 4.1 peut être normalisée par les erreurs sur les données observées

afin de rendre la fonction-objectif sans dimension. D'autres méthodes de pondérations peuvent être utilisées pour donner plus de poids à certaines données.

La fonction-objectif (Eq. 4.1) est généralement utilisée pour des problèmes surdéterminés (Feraille et al., 2003) pour lesquelles le nombre de paramètres à estimer est inférieur au nombre des observations. Dans bien des cas, le problème à résoudre est mal posé et sous déterminé. Afin d'éviter des insatiabilités numériques lors de l'optimisation, un terme additionnel est ajouté à l'équation 4.1. On parle de régularisation ou de minimisation sous contrainte (Tikhonov & Arsenin, 1977; Golub et al., 1999; Tikhonov et al., 2013). La fonction-objectif peut être formulée comme (Eq. 4.2)

$$\phi(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \|g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|_D^2 + \alpha \|\mathbf{m} - \mathbf{m}_0\|_m^2 \quad (4.2)$$

Le coefficient α (coefficient de régularisation) contrôle le lissage du modèle optimal ou pénalise la déviation du modèle final par rapport au modèle initial \mathbf{m}_0 . Suivant que α est petit ou grand, on donne plus de poids à l'ajustement des données au détriment du lissage et vice versa (Le Ravalec-Dupin & Hu, 2007).

Tarantola (2005) propose un cadre plus général pour intégrer de l'information *a priori* lorsque la matrice de covariance (C_D) des erreurs de mesure et la matrice de covariance (C_M) du modèle \mathbf{m}_0 sont connues (Eq. 4.3).

$$\phi(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} (g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs})^T C_D^{-1} (g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}) + \frac{1}{2} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T C_M^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (4.3)$$

C_D est une matrice diagonale car on suppose que les erreurs de mesures ne sont pas corrélées. Les utilisations de C_D et C_M dans l'équation 4.3 ne se limitent pas seulement au cas gaussien.

Les formulations de la fonction-objectif (Eqs. 4.1 et 4.2) sont toutes appropriées si l'objectif unique est d'ajuster au mieux les données. Cependant, une étude d'*history matching* doit toujours comporter une évaluation des incertitudes du modèle optimal final. Dans ce cas, l'équation 4.3 est la plus appropriée car si les erreurs de mesures et les paramètres *a priori* suivent une distribution gaussienne, la matrice de résolution ou la fonction de densité de probabilité *a posteriori* des paramètres estimés peuvent être calculées (Oliver et al., 2001; Tarantola, 2005). Il apparaît ici que le choix de la fonction-objectif peut dépendre à la fois de la distribution marginale des

paramètres du modèle optimal que l'on souhaite obtenir et de la dynamique des données à ajuster lors de l'*history matching*.

Comme mentionné dans les sous-sections 2.4.1 et 2.4.2 du chapitre 2, les données *VTEM-plus* et *NanoTEM* qui seront inversées conjointement présentent une forte dynamique. C'est pourquoi, à travers une étude de cas synthétique, nous testerons trois formulations de la fonction-objectif afin de retenir celle qui permet d'obtenir un meilleur ajustement des courbes db_z/dt . La fonction-objectif retenue sera utilisée ultérieurement dans l'étude du cas réel de la Montérégie-Est.

4.4.2 Méthodes de minimisation de la fonction-objectif

La fonction-objectif peut être minimisée en utilisant différents algorithmes d'optimisation dont une bonne revue est présenté par Oliver et Chen (2011). Parmi ces algorithmes, celles basées sur la méthode du gradient (les méthodes de la plus grande pente ou de Gauss-Newton) sont les plus utilisées (Pourpak, 2008). La méthode de la plus grande pente est très robuste, cependant, sa convergence est réduite au voisinage de la solution optimale (Verschueren, 2010). Quant à la méthode de Gauss-Newton, elle a une convergence beaucoup plus rapide (Abacioglu et al., 2001).

Ces algorithmes sont très performants lorsque la fonction à optimiser est lisse et a un seul minimum mais ils peuvent être bloqués dans un minimum local si la fonction-objectif présente plusieurs minima. De plus, la fonction-objectif doit être composée d'un nombre raisonnable d'observations et de paramètres. Dans le cas contraire, le calcul des matrices Jacobienne et Hessienne deviennent coûteux en temps de calcul.

Afin de pallier les limitations des méthodes basées sur le gradient, on a recours à des techniques stochastiques d'optimisation globale. Ces techniques explorent l'espace des paramètres par des trajectoires aléatoires jusqu'à trouver le minimum global évitant ainsi les minimums locaux (Mantica et al., 2001). Elles sont aussi appropriées pour traiter des fonctions non dérivables car n'ayant pas besoin de calculer le gradient. Une revue de ces méthodes peut être consultée dans (Ouenes & Bhagavan, 1994). Le recuit simulé ou *simulated annealing* (Kirkpatrick, 1984; Dekkers & Aarts, 1991), les algorithmes génétiques (Harding et al., 1996) et les approches hybrides (Ouenes et al., 1994) sont quelques-unes de ces méthodes d'optimisation globale très utilisées, mais souvent lourdes lorsque le nombre de paramètres augmente.

Dans la pratique, l'utilisation de ces algorithmes d'optimisation peut parfois s'avérer fastidieuse en termes de temps de calcul dans la recherche du minimum global. Ce qui constitue un prix souvent trop élevé pour les problèmes d'*history matching*, dont un des objectifs est d'obtenir plusieurs réalisations optimales du réservoir en un temps relativement court.

Dans le but de surmonter les contraintes de temps, on peut avoir recours aux techniques de paramétrisation stochastiques pour réduire le nombre de paramètres à optimiser. Une bonne technique de paramétrisation doit préserver la variabilité des modèles stochastiques tout en assurant une rapide et une bonne convergence de l'algorithme d'optimisation (Hu, 2000).

4.4.3 Méthodes de paramétrisation de la fonction-objectif

Parmi les techniques de paramétrisation, la méthode des points pilotes (de Marsily et al., 1984) a été utilisée dans la résolution de problèmes non-linéaires, par exemple, pour caler des champs de perméabilité ou de transmissivité à des données dynamiques. La technique consiste à tirer aléatoirement dans des distributions données les valeurs de certains points à des endroits stratégiques du modèle des paramètres (les points pilotes). Ensuite, la perturbation est propagée à l'intérieur du modèle par krigeage à une distance maximum égale à la portée du variogramme. Les points pilotes sont en nombre limité, permettant ainsi de caler le réservoir aux données observées à l'aide de peu de paramètres. L'efficacité de l'optimisation s'en trouve alors améliorée en termes de temps de calcul.

Cette méthode présente néanmoins quelques inconvénients, celle-ci peut générer des artefacts car des valeurs extrêmes peuvent être attribuées aux points pilotes en fonction de la sensibilité du point vis-à-vis de la variable qui sert à l'ajuster. Il se pose aussi le problème du choix du nombre et des emplacements optimaux des points pilotes afin d'assurer une bonne convergence. Par exemple, de Marsily et al. (1984) ont positionné les points pilotes plus ou moins uniformément, tout en essayant de suivre des zones à forts contrastes de transmissivité alors que Bissell et al. (1997) ont utilisé des informations de sensibilité calculées en utilisant la méthode directe pour choisir les meilleurs emplacements des points pilotes. Ces deux exemples montrent que la position des points pilotes ne suit aucun protocole prédéfini et s'adapte suivant l'objectif recherché par l'utilisateur de la technique.

Afin de remédier aux limitations des points pilotes, Hu (2000) a proposé la méthode de déformation graduelle (*GDM*) permettant de paramétriser la fonction-objectif à l'aide d'une seule variable t réduisant ainsi drastiquement le temps de calcul à chaque itération. C'est cette approche que nous avons utilisée dans notre travail pour obtenir le modèle de résistivité du sous-sol qui ajuste au mieux les données électromagnétiques transitoires au sol (*NanoTEM*) et héliportées (*VTEM-plus*).

4.5 Méthode de déformation graduelle

La déformation graduelle est une méthode alternative ou complémentaire à celle des points pilotes. La *GDM* permet de perturber de manière continue des réalisations géostatistiques. L'idée principale est qu'une nouvelle réalisation d'une fonction aléatoire gaussienne peut être obtenue par la combinaison linéaire de deux fonctions aléatoires gaussiennes indépendantes tout en conservant leur variabilité spatiale. La théorie de la *GDM* présentée ici est tirée de Hu (2000) et Pourpak (2008).

4.5.1 Formulation de base de la *GDM*

Soit $Z(t)$, ($t \in D$), une réalisation d'une fonction aléatoire Z , multi-gaussienne d'ordre 2 définie sur un domaine (D). $Z(t)$ peut être générée par combinaison linéaire de deux fonctions aléatoires gaussiennes indépendantes Z_0 et Z_1 ayant la même covariance (Eq. 4.4).

$$Z(t) = Z_0 \cos(t) + Z_1 \sin(t) \quad t \in [-\pi, \pi] \quad (4.4)$$

Quelle que soit la valeur du coefficient t de déformation graduelle, $Z(t)$ est une fonction aléatoire de même moyenne et partageant la covariance de Z_0 et Z_1 . En faisant varier t dans l'équation 4.4, on arrive à créer une chaîne de réalisations qui se déploie entre les deux pôles formés de Z_0 et Z_1 (Fig. 4.3).

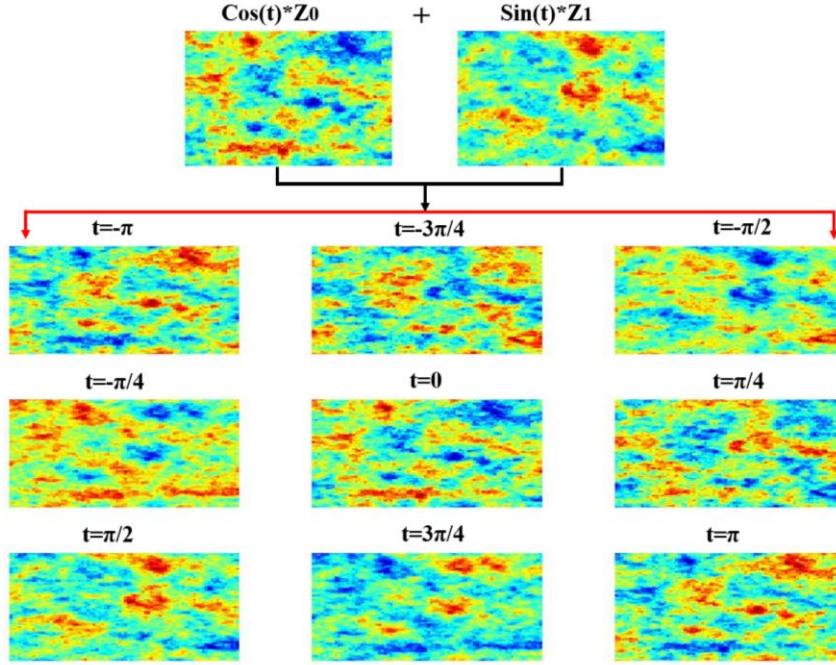


Figure 4.3: Chaine de réalisations obtenue par combinaison de Z_0 et Z_1 pour différentes valeurs de t , et illustrant la formulation de base de la méthode de déformation graduelle. Pour la valeur de $t = 0$ ou $t = \pi/2$, $Z(t)$ est égale respectivement à Z_0 ou Z_1 .

Pour les valeurs de $t = 0$ ou $t = \pi/2$, $Z(t)$ est égale respectivement à Z_0 ou Z_1 . Dans cet exemple, les réalisations Z_0 et Z_1 ont été générées à l'aide du logiciel *S-GeMS* (Remy, 2005) en utilisant un variogramme exponentiel isotrope de portée 5500 m et de seuil 1.

Lorsque la chaîne de réalisation est intégrée dans un processus d'optimisation (Fig. 4.4), l'objectif est de trouver le paramètre optimal t qui permet de calibrer la réponse $Z(t_{opt})$ aux observations mais il peut arriver que le modèle optimal $Z(t_{opt})$ puisse ne pas réduire la fonction-objectif de manière suffisante. Dans ce cas, une nouvelle chaîne de réalisation est initialisée avec $Z_0 = Z(t_{opt})$ comme modèle de départ et une autre réalisation complémentaire Z_2 et ainsi de suite jusqu'à la réduction de la fonction-objectif à un seuil satisfaisant. À l'itération n , l'équation 4.4 devient :

$$Z_n(t) = Z_{n-1} \cos(t) + Z_n \sin(t) \quad t \in [-\pi, \pi] \quad (4.5)$$

Z_{n-1} : Réalisation optimale à l'itération $n-1$.

Z_n : Réalisation complémentaire.

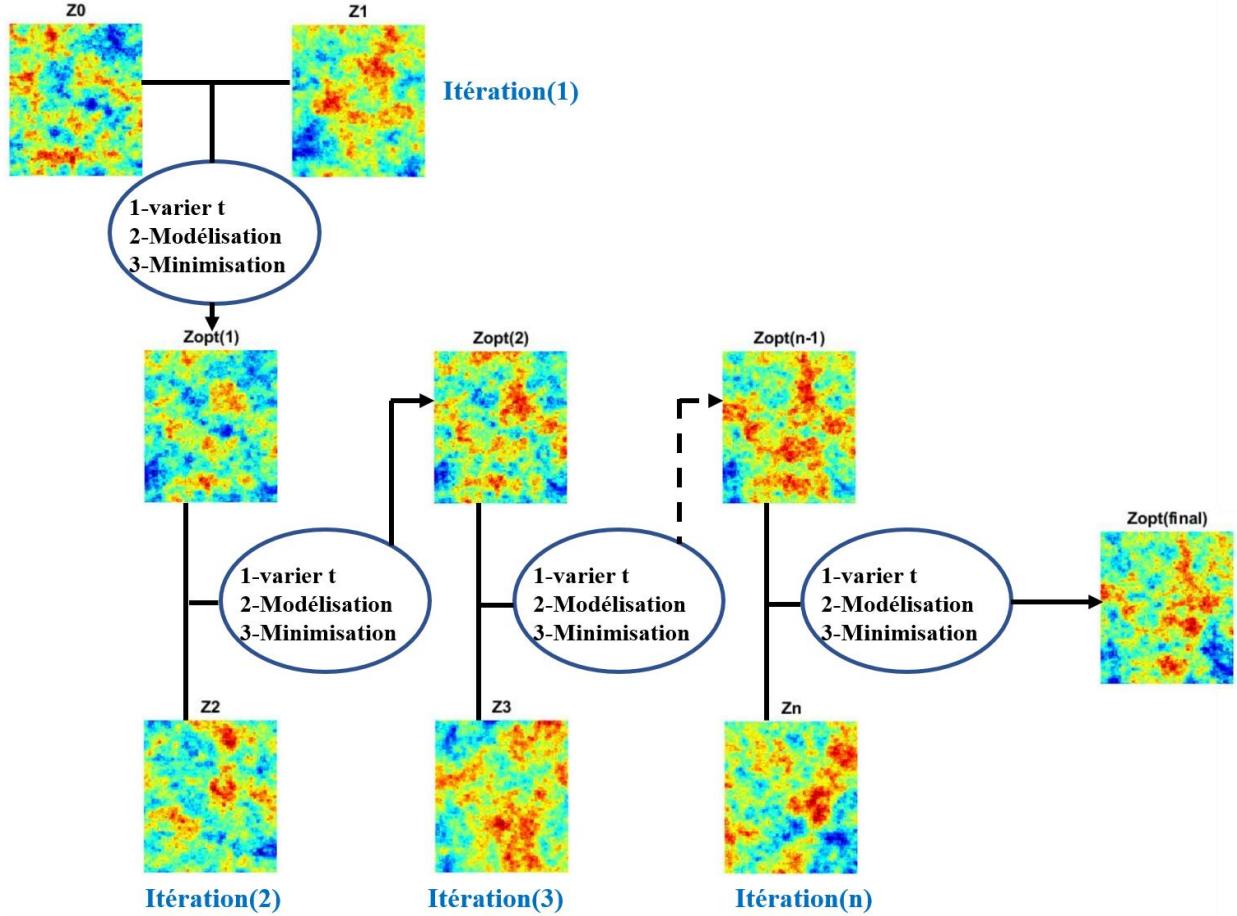


Figure 4.4: Schématisation de la méthode de déformation graduelle de base intégrée dans un processus d'optimisation. À chaque itération n , on cherche le paramètre de déformation $t_{opt}(n)$ qui donne le modèle optimal $Z_{opt}(n)$ dont la réponse ajuste au mieux les données observées. À l'itération $n+1$, $Z_{opt}(n)$ est combinée avec une réalisation complémentaire Z et ainsi suite, jusqu'à l'obtention du modèle optimal final $Z_{opt}(final)$.

$$Z_n(t) = Z_{n-1} \cos(t) + Z_n \sin(t) \quad t \in [-\pi, \pi] \quad (4.5)$$

La *GDM* telle que formulée précédemment (Eq. 4.5) détériore la variabilité spatiale des réalisations lorsque celle-ci est appliquée directement sur des réalisations conditionnelles. Il est alors plus judicieux de perturber des réalisations non-conditionnelles (*SGS*) ou sur les bruits blancs gaussiens (simulation *FFTMA*), ou encore utiliser la méthode de déformation graduelle multidimensionnelle. Dans le cas de l'utilisation des méthodes de simulations *FFTMA*, une étape de post-conditionnement par krigeage est utilisée pour honorer les données de conditionnement des réalisations (Eq. 4.6).

$$Z_c(t) = Z^* + [Z_{nc}(t) - Z_{nc}^*(t)] \quad (4.6)$$

$Z_{nc}(t)$: Simulation non-conditionnelle.

Z^* : Krigeage des données conditionnantes.

$Z_{nc}^*(t)$: Krigeage avec des données issues de la simulation non-conditionnelle $Z_{nc}(t)$.

4.5.2 Formulation multidimensionnelle de la GDM

La *GDM* telle que formulée précédemment peut être généralisée à la combinaison de $n+1$ réalisations indépendantes (Eq. 4.7) sous contrainte de normalité afin de préserver la variance des modèles.

$$Z(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n) = \sum_{i=0}^n \alpha_i Z_i \quad (4.7)$$

Avec les contraintes $\sum_{i=0}^n \alpha_i^2 = 1$: et $\sum_{i=0}^n \alpha_i = 1$ permettant respectivement de préserver la covariance des réalisations et de reproduire les données de conditionnement.

Lorsque les poids α_i sont exprimés en fonction de t , on obtient l'équation 4.8.

$$\left\{ \begin{array}{l} \alpha_0 = \prod_{i=1}^n \cos(t_i) \\ \alpha_i = \sin(t_i) \prod_{j=i+1}^n \cos(t_j) \quad (i = 1, n-1) \\ \alpha_m = \sin(t_m) \end{array} \right. \quad (4.8)$$

Ying et Gomez-Hernandez (2000) ont montré que la *GDM* multidimensionnelle peut être appliquée directement sur des réalisations conditionnées aux observations. Dès lors, l'étape de post-conditionnement par krigeage n'est plus nécessaire. Dans le cas conditionnel, les contraintes $\sum_{i=0}^n \alpha_i^2 = 1$ et $\sum_{i=0}^n \alpha_i = 1$ obligent à combiner au moins trois réalisations simultanément.

Les pondérations proposées par Hu (2002) pour la combinaison de trois réalisations sont données dans l'équation 4.9. Selon Suzuki (2004), repris par Caers (2007), ces pondérations sont aussi valables pour combiner des modèles non gaussiens. Selon Marcotte (communication personnelle, 07-01-2018), on va reproduire la covariance et la moyenne avec les contraintes imposées mais pas l'histogramme car on devrait converger vers une loi normale au moins au début de la *GDM* i.e. lorsque les poids des différentes réalisations ne sont pas trop faibles. Il faut donc inclure dans

la fonction-objectif un terme de contrôle pour reproduire l'histogramme à la fin du processus de déformation graduelle.

$$\begin{cases} \alpha_0 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \cos(t) \\ \alpha_1 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin\left(-\frac{\pi}{6} + t\right) \\ \alpha_2 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin\left(-\frac{\pi}{6} - t\right) \end{cases} \quad t \in [-\pi, \pi] \quad (4.9)$$

Lorsque $t = 0, \frac{2}{3}\pi$ ou $-\frac{2}{3}\pi$, $Z(t)$ est égale respectivement à Z_0, Z_1 ou Z_2 .

La déformation graduelle globale telle que formulée précédemment (Eq. 4.9) peut ne pas ajuster toutes les observations. L'ajustement d'une partie des données à un endroit du domaine peut en détériorer d'autres si les données sont éparpillées. Cette limitation peut être surmontée en utilisant la déformation graduelle locale (Hu, 2000) qui consiste à partitionner la zone d'étude en m zones, dont chacune sera ajustée aux observations qui s'y trouvent en utilisant un paramètre de déformation qui lui est propre. On est de ce fait, dans un processus d'optimisation à m dimensions.

Pour les réalisations obtenues par *SGS*, le découpage en m zones risque de créer des discontinuités aux frontières des zones et les covariances entre points situés dans des zones différentes n'auront pas la bonne covariance théorique. Une exception, c'est si on déforme un bruit blanc car il n'y a plus de covariance. Cela est possible en particulier pour la simulation *FFTMA* suivi du post-conditionnement par krigeage. Dans la pratique, on déforme le bruit blanc du *FFTMA* par zone dans un premier temps. Ensuite, on convolute pour obtenir une réalisation Z . Finalement, les réponses de Z sont comparées aux observations par le biais de la fonction-objectif.

La formulation de la *GDM* suivant les poids donnés dans l'équation 4.9 est celle que nous avons retenue dans cette thèse car les réalisations géoélectriques obtenues par *SGS* en utilisant le logiciel *gocad* sont déjà conditionnées aux résultats des inversions *VTEM-plus*. En plus, la combinaison de trois réalisations est la technique la plus utilisée dans la littérature. Cependant, Rezaee et Marcotte (2018) estiment que la combinaison de quatre réalisations est moins limitative et permet d'obtenir un meilleur ajustement des données observées.

CHAPITRE 5 GÉOLOGIE DES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT ET TRAITEMENT DES DONNÉES DE FORAGES GÉOLOGIQUES

5.1 Introduction

Les Basses-Terres du Saint-Laurent est une plateforme d'environ 29000 km² de superficie dont 5000 km² aux États-Unis et le reste au Canada (Hissein, 2011). Elle est constituée d'une partie située le long du fleuve Saint-Laurent et l'autre partie constituée par l'Île d'Anticosti (Fig. 5.1). La partie longeant le fleuve Saint-Laurent est délimitée au sud-est par les Appalaches qui sont constitués de roches déformées datant du Cambrien au Carbonifère et au nord-ouest par le Bouclier canadien (Province de Grenville). La région est relativement peu accidentée, les altitudes varient de 10 m au nord pour atteindre 60 m au voisinage des Appalaches (Dubois et al., 2011). On y observe l'intrusion de cinq collines Montérégianes (monts Royal, Saint-Bruno, Saint-Hilaire, Saint-Grégoire et Rougemont) dont les altitudes varient de 218 m à 411 m.

Sur la frontière avec les États-Unis, les Basses-Terres s'étendent sur environ 113 km de largeur pour se rétrécir progressivement et atteindre 3 à 4 km de largeur au-delà de la ville de Québec (Globensky, 1987).

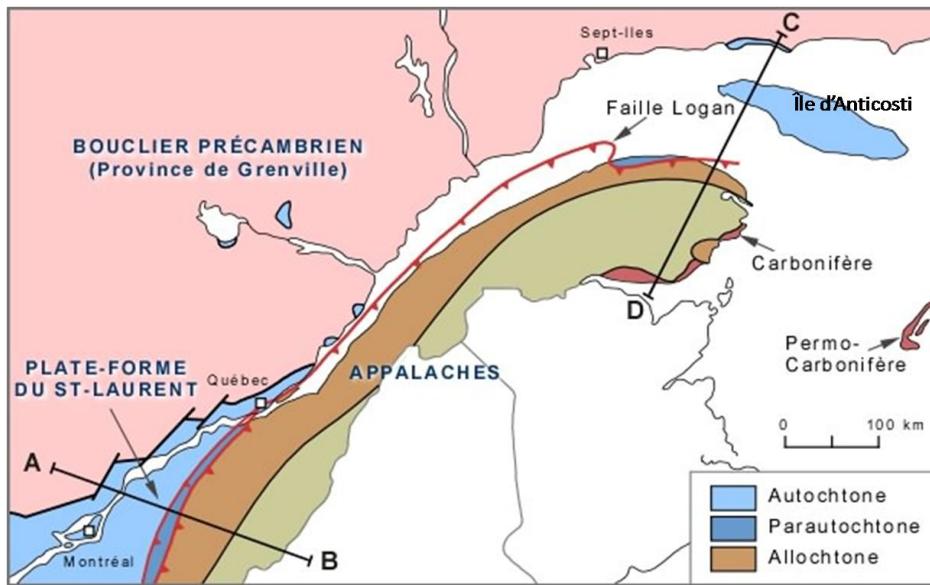


Figure 5.1: Carte simplifiée des limites géographiques des Basses-Terres du Saint-Laurent et des grands ensembles géologiques du Québec (d'après Bourque & ULaval, 2004).

Après la présentation géographique succincte des Basses-Terres du Saint-Laurent, ce chapitre s'articule en deux points.

1. Dans un premier temps, à l'aide d'une brève revue de littérature, nous faisons un tour d'horizon de l'histoire géologique, l'organisation stratigraphique du socle rocheux et du Quaternaire dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Pour plus d'informations se référer aux travaux de Globensky (1987), Slivitzky et St-Julien (1987), Lefebvre et al. (2011) et Dubé-Loubert et al. (2011).
2. Dans un second temps, nous abordons la description et le traitement de l'ensemble des données géologiques et topographique.

5.2 Histoire géologique

L'histoire géologique de la Plate-forme du Saint-Laurent a débuté au Cambrien (~550 Ma) par la formation de rifts continentaux due au soulèvement du continent Rodina. Ce soulèvement donne naissance à l'océan Iapetus qui sépare alors Rodina en deux continents à savoir le Laurentia et le Gondwana. L'expansion de l'océan Iapetus au Cambrien favorise le dépôt de sédiments sur le plateau continental de Laurentia.

À la fin du Cambrien (~500 Ma), une zone de subduction se forme et induit un arc insulaire volcanique. Cet événement provoque la fermeture progressive de l'océan Iapetus jusque vers la fin de l'Ordovicien (~450 Ma). Cette fermeture de l'océan Iapetus entraîne la collision de l'arc volcanique insulaire avec Laurentia. C'est le début de l'orogénèse Taconienne (Ordovicien supérieur, 500 Ma) et la formation du bassin des Appalaches. Les unités sédimentaires déposées au pied du talus continental par l'océan Iapetus sont transportées au-dessus du bassin de la Plate-forme du Saint-Laurent, à la faveur d'une grande zone de chevauchement (Fig. 5.2). Cette zone de chevauchement connue sous le nom de la faille Logan, sépare à l'ouest la Plate-forme du Saint-Laurent des Appalaches (Hiscott, 1995; Bourque & ULaval, 2004).

Au Dévonien, l'océan Iapetus disparaît totalement sous la marge d'un microcontinent, Avalonia, qui entre en collision avec le continent Laurentia. Les sédiments déposés au Silurien et au Dévonien dans l'océan Iapetus sont soulevés et déformés pour constituer l'orogenèse Acadienne (~375 Ma), la seconde phase majeure de la formation des Appalaches, venue se superposer à la chaîne Taconienne (Bourque et al., 1995).

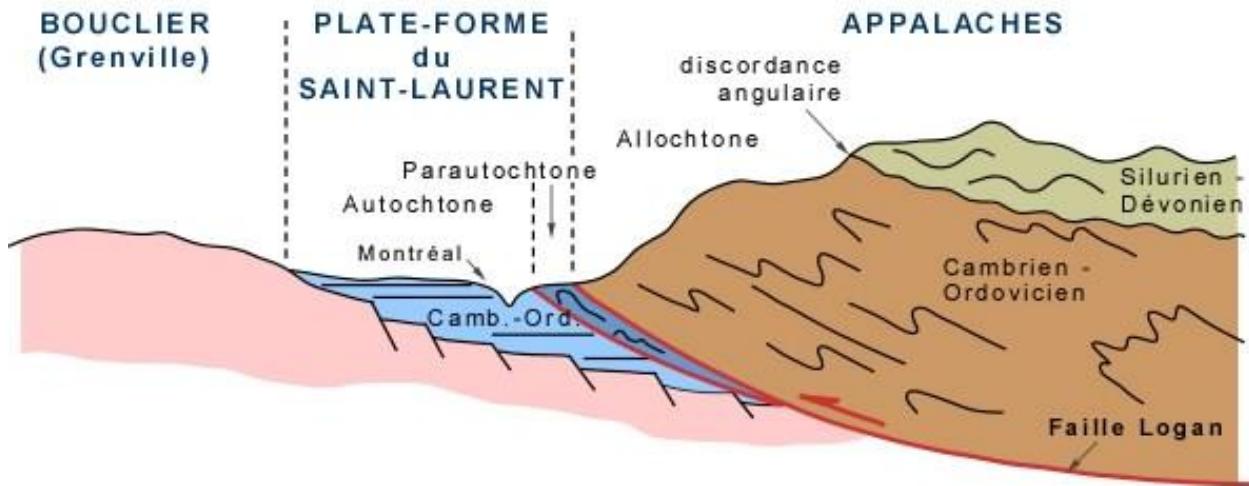


Figure 5.2: Coupe simplifiée des ensembles Province de Grenville, Plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches au Québec (d'après Bourque & ULaval, 2004). Cette coupe se situe à la hauteur des cantons de l'est et est indiquée par le tracé AB de la figure 5.1.

5.3 Stratigraphie du socle

Les séquences sédimentaires d'âge Cambrien et Ordovicien ont une épaisseur totale pouvant atteindre 3000 m. Ces séquences reposent en discordance sur le socle précambrien du Bouclier canadien (Globensky, 1987).

À l'échelle régionale, les orogénèses Taconienne et Acadienne ainsi que la mise en place au Crétacé des intrusions alcalines formant les collines Montéréggiennes sont les principaux événements géologiques qui ont affecté ces roches sédimentaires (Eby, 1984; Foland et al., 1986).

La séquence stratigraphique à la base est constituée par les grès du Groupe de Potsdam (formations Covey Hill et Cairnside). Seule la formation Cairnside dont l'épaisseur peut atteindre 250 m est présente dans la zone d'étude de notre projet. Cette séquence est suivie par des grès et dolomies du groupe de Beekmantown (formations de Theresa, Beauharnois et Carillon) et son épaisseur peut atteindre 450 m. Plusieurs autres groupes succèdent à ces deux premiers groupes, par exemple les grès et calcaires du Groupe de Chazy (formation de Laval, épaisseur 100 m), les dolomies du Groupe de Black River (épaisseur 30 m). La partie supérieure du socle de la Plate-forme du Saint-Laurent est composée de roches des dépôts deltaïques (épaisseur 610 m) du

Groupe de Queenston (formation de Bécancour). La figure 5.3 montre les différents groupes géologiques constituant le socle rocheux dans les Basses-Terres du Saint-Laurent.

En plus de ces séquences sédimentaires, on a le contexte géologique associé aux collines Montéréggiennes. Ce sont des roches ignées intrusives mises en place à la période du Crétacé. Leurs environs sont constitués de roches sédimentaires ayant subi un métamorphisme de contact et dans des zones localisées des dykes. L'auréole de métamorphisme autour des intrusions est d'environ 500-800 m, mais peut parfois atteindre 1600 m. Le contexte géologique qu'elles représentent est différent de ceux de la Plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches.

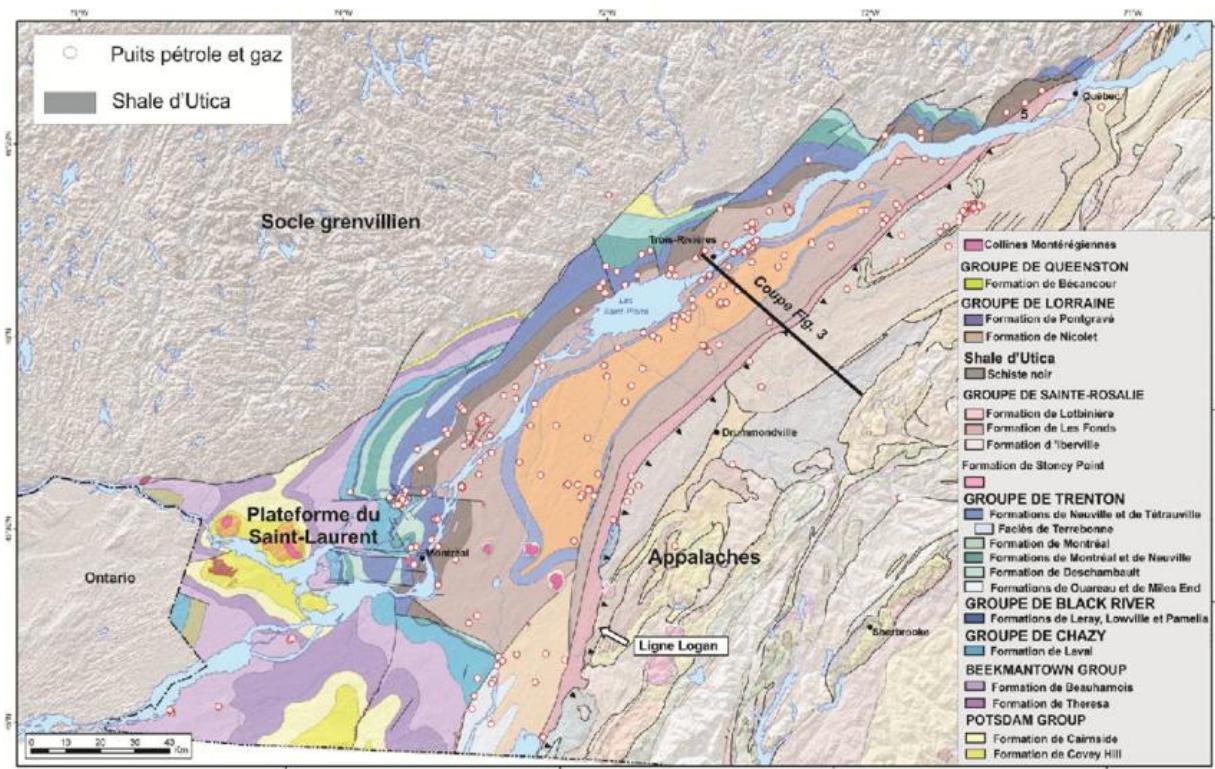


Figure 5.3: Carte géologique simplifiée du Québec présentant les formations du socle rocheux de la Plate-forme du Saint-Laurent (d'après Chen et al., 2014).

5.4 Géologie du Quaternaire

Les sédiments quaternaires, leurs natures et leurs organisations sont tributaires de la dernière glaciation (~ 12 000 ans) et de la présence de la mer de Champlain (~10 000 ans). Plusieurs auteurs ont étudié les sédiments quaternaires des Basses-Terres du Saint-Laurent lors de ces dernières décennies (Lamothe, 1985, 1987; Parent, 1987; Occhietti, 1990). La plus récente étude

sur les sédiments quaternaires a été réalisée par Dubé-Loubert et al. (2011) dans le cadre du *PACES* en Montérégie-Est. Le résultat de cette étude est illustré par la figure 5.4 qui montre la distribution en surface des sédiments quaternaires dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, le Piedmont Appalachien et les Appalaches.

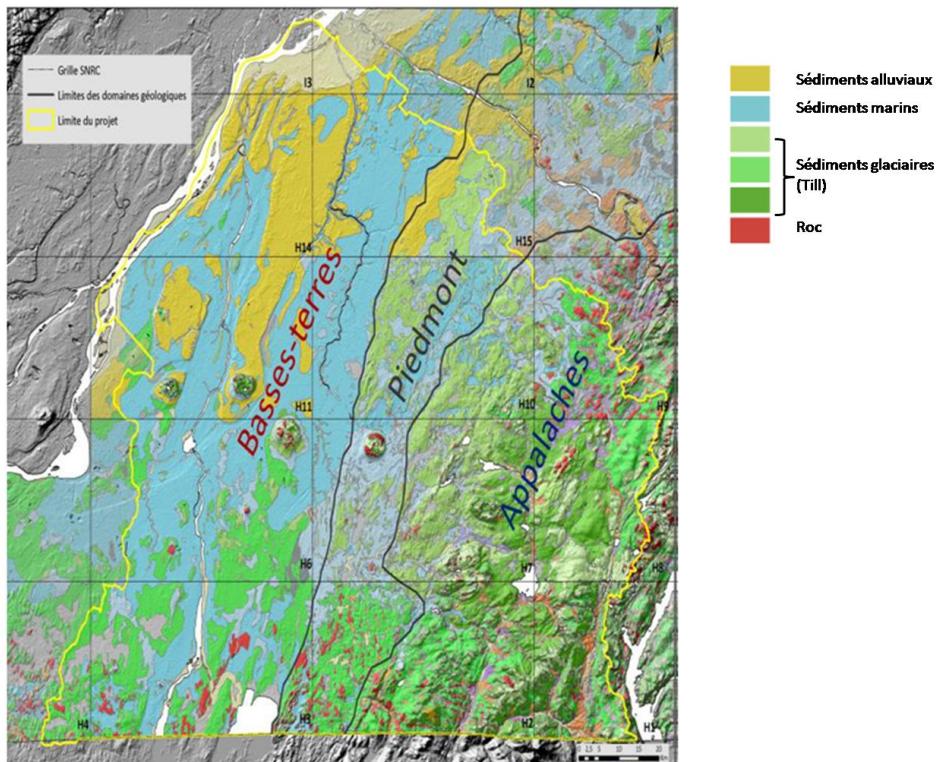


Figure 5.4: Carte géologique de surface du contexte géologique Quaternaire de la Montérégie-Est (d'après Dubé-Loubert et al., 2011).

Le contexte quaternaire des Basses-Terres du Saint-Laurent peut être subdivisé en deux zones : la partie nord et la partie sud.

Dans la partie nord, partie aval du bassin, on rencontre essentiellement les faciès sédimentaires de la mer de Champlain. Les sédiments en surface sont des silts et des argiles qui comblent les cavités laissées par les glaciers dans le roc. Lors de son retrait, la mer de Champlain a laissé progressivement la place à des lacs. L'apparition des lacs a favorisé la déposition par endroits de sédiments sableux ou silto-sableux fluviatiles sur les argiles de Champlain. Les sédiments fins déposés dans cette zone ont une épaisseur qui varie de 20 à plus de 60 m.

En résumé, dans la partie nord, les argiles de Champlain avec une épaisseur de plus de 25 m constituent la principale unité, soit environ 45 % de la zone. Les sédiments fluviaux et lacustres couvrent respectivement environ 28 % et 16 % du territoire bien que leur épaisseur soit beaucoup plus faible. Dans la zone de Sorel l'épaisseur des sables est plus importante, soit plus de 10 m, et ils pourraient constituer un aquifère granulaire local si ceux-ci présentent une bonne continuité latérale.

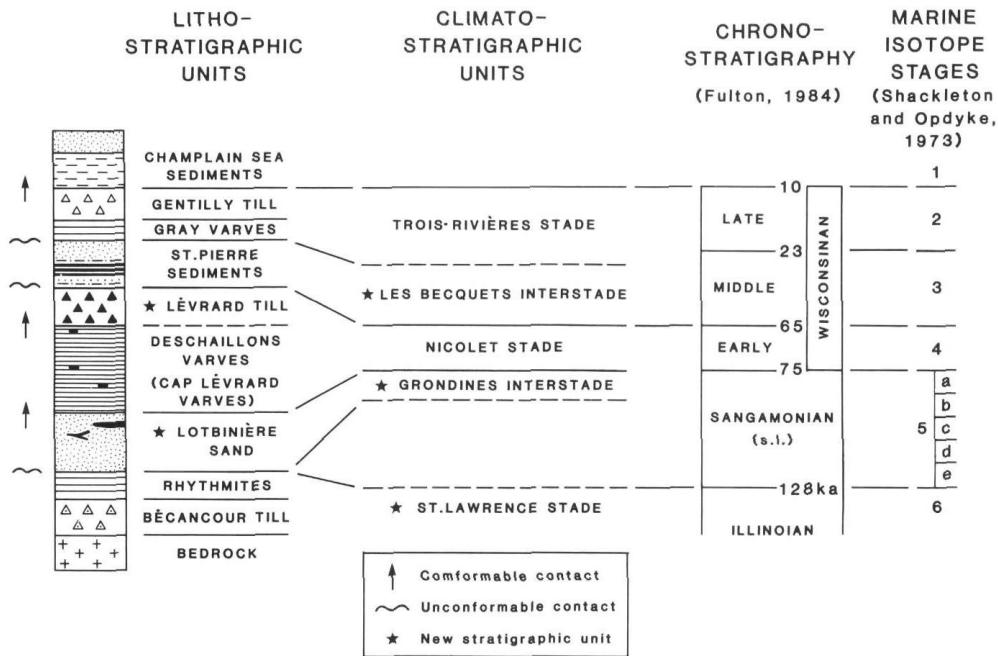


Figure 5.5: Cadre chrono-stratigraphie des Basses-Terres du Saint-Laurent (d'après Lamothe, 1989).

Dans la partie sud de la Plate-forme du Saint-Laurent, les sédiments fins sont plus minces et recouvrent de façon discontinue des tills.

Le till de Bécancour mis en place à l'Illinoien, en contact supérieur avec une unité de rythmites glaciolacustres, constitue la plus ancienne unité glaciaire identifiée dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. La figure 5.5 illustre le cadre chrono-stratigraphique proposé par Lamothe (1989).

Les différentes avancées et retraits des glaciers ont été rythmés par des alternances de dépôts de till lors de maximum glaciaires et de sédiments glaciolacustres à l'interglaciaire. En résumé, dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, on retrouve du socle vers la surface :

1. Des sédiments glaciaires i.e. le till relativement continu ;

2. Des sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres localisés i.e. des eskers et des argile-silteuses ;
3. Des sédiments argileux marins de la mer de Champlain ;
4. Des sédiments fluviaux et lacustres i.e. sable de surface ;

En plus de ces unités, le contexte des collines Montérégiennes est similaire à celui de la zone interne des Appalaches. L'extérieur des vallées est occupé par un till ou un till remanié en contact direct avec le roc. On y trouve aussi des sédiments fluvioglaciaires. La partie des Montérégienennes située sur les Basses-Terres du Saint-Laurent est composée de sédiments glaciaires à la base. Du côté sud-sud-est, on observe une intercalation de sédiments fluvioglaciaires surmontés par des sédiments marins littoraux déposés par la mer de Champlain.

5.5 Traitement des données de forages géologiques

Les données utilisées dans ce projet proviennent de la base de données montée lors du projet *PACES* Montérégie-Est, financé par le *MDDELCC*. Il s'agit de données de forages, de tests de pénétration au cône (*CPT*), de cartes géologiques de surface, de modèles numériques de terrain, et de lignes sismiques interprétées. Toutes ces données ont été validées et intégrées dans le logiciel *gocad*. L'étape de validation préalable a permis d'éliminer les forages dupliqués (doublons), erronés (valeur inadéquate due à une mauvaise saisie de la donnée) ou mal positionnés (erreur sur la localisation).

Après l'étape de validation préliminaire, les faciès géologiques (sables, silts, silt-argileux, diamictons etc.) situés le long des forages ont été regroupés en unités lithostratigraphiques cohérentes (Fig. 5.6).

Le rapport public final du *PACES* (Carrier et al., 2013) fournit de plus amples informations sur le traitement effectué sur les forages.

Comme le projet *gocad* couvrait toute la région de Montérégie-Est, il nous a fallu extraire uniquement les informations pertinentes relatives à notre zone d'étude. La zone d'étude a été délimitée de telle sorte qu'elle couvre les extensions latérales des levés *VTEM-plus*.

Au total, 2387 forages ont été extraits de la base de données du *PACES*. Le tableau 5.1 donne le nombre et le type de forages. Le type de chaque forage est défini en fonction de la base de

données-source de laquelle il a été extrait avant d'être intégré dans celle du *PACES*. Ce tableau montre que plus de 98 % des forages proviennent de la base de données du système d'information hydrogéologique (*SIH*) du MDDEF (2009).

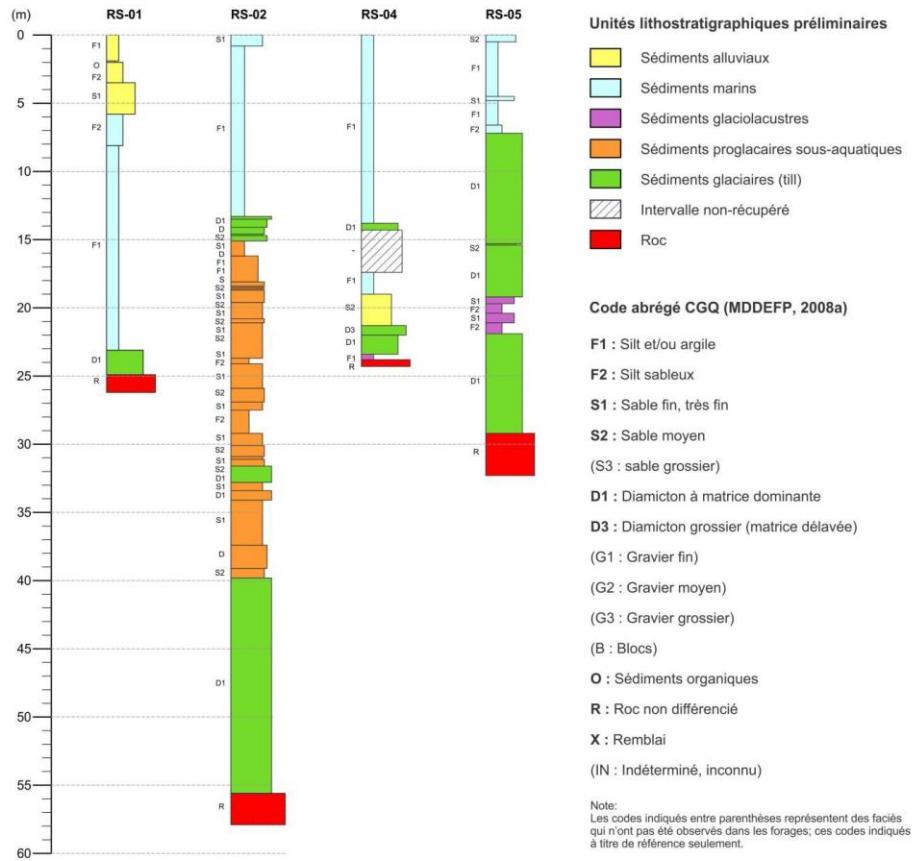


Figure 5.6: Unités lithostratigraphiques dans les forages géologiques de la zone d'étude (d'après Carrier et al., 2013).

La forte densité des forages *SIH* s'explique par le fait que la plupart des forages réalisés en Montérégie-Est, ont été pour exploiter l'aquifère régional situé dans le roc pour l'alimentation en eau potable. Comme le montre la figure 5.7, la grande partie de ces forages est située au nord-est de la Plate-forme du Saint-Laurent et sur le Piedmont Appalachien, où l'eau salée de la mer de Champlain a laissé place à l'eau douce. Dans cette partie de la Plate-forme du Saint-Laurent et du Piedmont Appalachien, les épaisseurs des sédiments marins sont relativement faibles, ce qui a favorisé l'infiltration de l'eau douce provenant de la pluie et de la fonte de la neige au fil des années et, donc un renouvellement de l'aquifère régional au roc (Carrier et al., 2013). En revanche, dans l'ouest de la zone d'étude, l'épaisseur des sédiments marins est grande, l'eau des aquifères est

saumâtre, ce qui explique le faible nombre de puits. Cette forte hétérogénéité spatiale des forages pourrait entraîner que le modèle géologique 3D à utiliser comme image d'entraînement soit beaucoup plus précis sur le Piedmont Appalachien que dans la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent.

Tableau 5.1: Résumé des forages acquis via la base de données du *PACES*.

Type de forage	Quantité	Quantité (%)
Consultants	6	0.25
INRS	32	1.34
MTQ	4	0.17
SIH	2345	98.24

Sur les 2387 forages extraits, une première étape de traitement a permis d'en éliminer 753 parce qu'ils présentaient soit des faciès de remblais, de matières organiques, soit des intervalles non récupérés. Notons que ces faciès ne sont pas pertinents pour l'étude qui nous concerne car étant présents en faible couverture sur la zone d'étude. La figure 5.7 montre les 1634 forages conservés et le contour de la zone d'étude (contour noir).

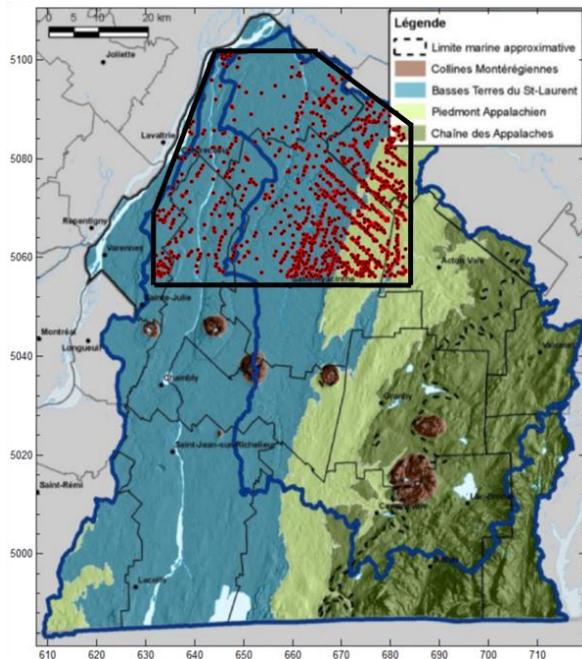


Figure 5.7: Localisation des 1634 forages (points rouges) conservés sur la zone d'étude. Le fond représente les trois contextes géologiques de la Montérégie-Est à savoir les Basses-Terres du Saint-Laurent (bleu), le Piedmont Appalachien (vert clair) et les Appalaches (vert foncé). Le contour de la zone d'étude est délimité en noir.

La deuxième étape du traitement a consisté à simplifier l'organisation stratigraphique des unités quaternaires très complexes en 3 principales unités i.e. sables de surface, argile marine et till basal suivant l'organisation proposée par Howlett (2012):

1. Les sédiments glaciaires ; fluvioglaciaires et glaciolacustres ont été regroupés sous le vocable de Till basal (*Tb*).
2. Les sédiments argileux et silt-argileux de la mer de Champlain constituent l'unité d'Argile marine (*Am*).
3. Les sédiments fluviaux, lacustres et éoliens forment l'unité de Sable de surface (*Ss*) ;

La simplification stratigraphique répond à l'objectif de ce projet qui est de proposer un modèle géoélectrique à l'échelle régionale. En théorie, nous estimons que dans une certaine mesure, les différentes unités regroupées ensembles ont des valeurs de résistivité électrique similaires. Et qu'*a priori*, les systèmes électromagnétiques utilisés lors de ce projet, de par leur résolution ne sauraient différencier un sable éolien d'un sable d'origine lacustre encore moins des sédiments fluvioglaciaires de ceux d'origine glaciolacustre.

Finalement, après avoir simplifié l'organisation des différentes unités stratigraphiques, nous avons fait dans un premier temps l'inventaire sur les 1634 forages retenus, c'est-à-dire ceux pour lesquels on observe les différentes unités stratigraphiques et le roc. Ensuite, des analyses statistiques sommaires ont été réalisées sur la distribution des épaisseurs des différentes unités et de la profondeur au roc (tableau 5.2).

Tableau 5.2: Analyses statistiques des épaisseurs des unités stratigraphiques dans les forages.

Unités	Nombre de forages	Forages (%)	Minimum (m)	Maximum (m)	Moyenne (m)	Médiane (m)	Écart-type (m)
<i>Ss</i>	697	42.65	0.3	59.1	5.5	3.6	5.94
<i>Am</i>	1118	68.42	0.3	76.10	15.72	14.6	11.31
<i>Tb</i>	553	33.84	0.3	29.9	4.6	3	4.9
<i>Roc</i>	1438	88	0.3	78.3	14.4	11.5	11.22

Ces analyses statistiques ont donné une profondeur au roc variant entre 0.3 m et 78.3 m. Les valeurs les plus importantes sont observées dans la partie nord-nord-ouest de la Plate-forme du Saint-Laurent. Lorsqu'on compare les statistiques de la profondeur au roc aux épaisseurs de l'unité d'argile marine (*Am*), on constate qu'elles sont similaires.

Pour le roc et l'unité *Am*, on a respectivement :

1. Moyennes : 14.4 m et 15.72 m ;
2. Médianes : 11.50 m et 14.60 m ;
3. Écart-type : 11.22 m et 11.31 m.

Le diagramme boite à moustache (Fig. 5.8-d), illustre parfaitement cette similarité dans les statistiques de la topographie du roc et celles des épaisseurs de l'unité *Am*.

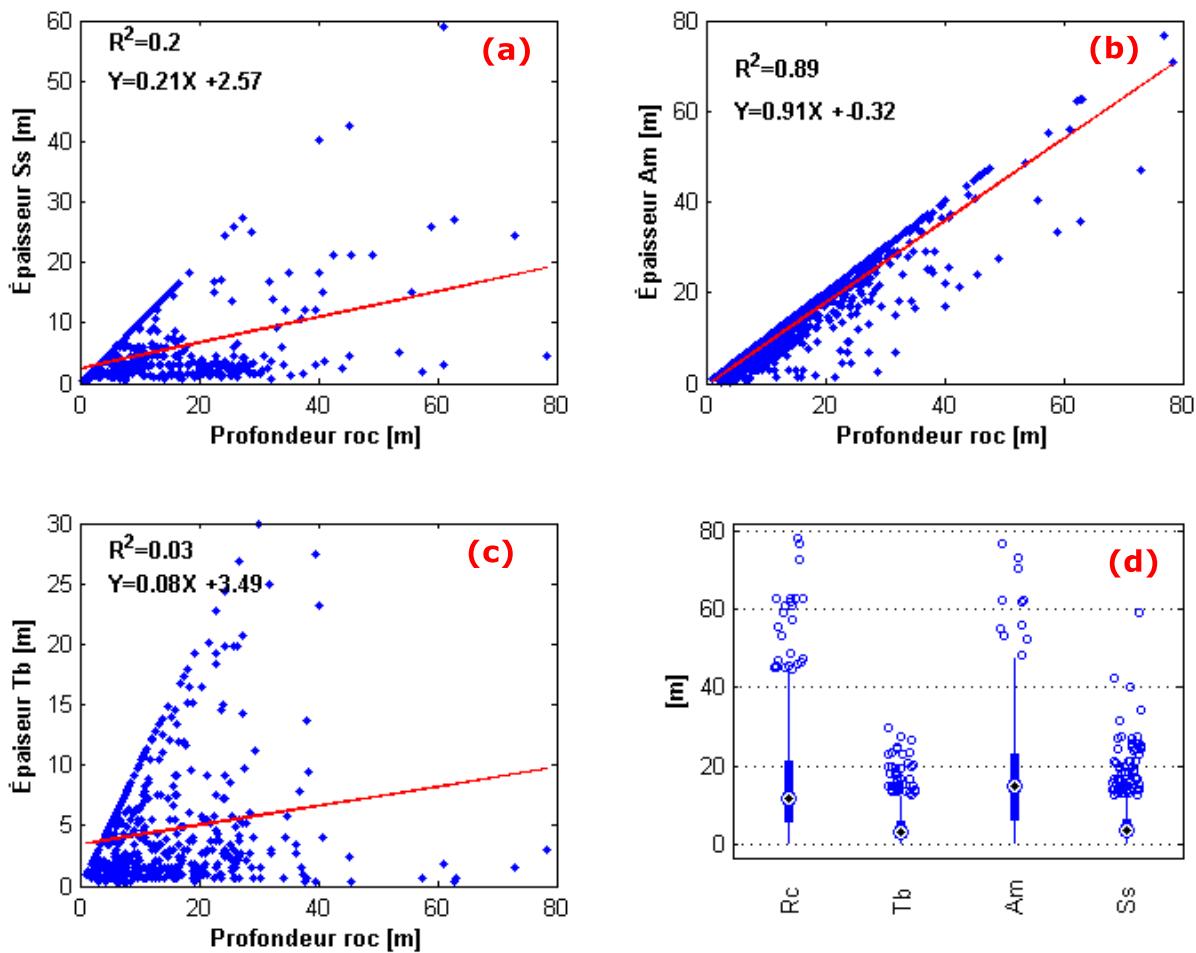


Figure 5.8: Droites de régression linéaire de la profondeur au roc en fonction de l'épaisseur des unités *Ss* (a), *Am* (b) et *Tb* (c); d) Boîtes à moustache (*box plot*) des statistiques des épaisseurs des unités *Ss*, *Am* et *Tb* et la profondeur au roc. On remarque une bonne corrélation entre la profondeur au roc et l'épaisseur de l'unité *Am*, soit R^2 égale à 0.89. En revanche, la corrélation est faible avec les épaisseurs des unités *Ss* et *Tb*, soit R^2 égale respectivement à 0.2 et 0.03.

La comparaison des épaisseurs des unités Ss et Tb , montre aussi dans le tableau 5.2 et à la figure 5.8-d que ces unités ont une distribution d'épaisseurs très similaire.

La courbe de régression linéaire de la profondeur au roc en fonction de l'épaisseur de l'unité Am montre clairement une forte corrélation entre ces deux variables avec un coefficient de détermination de 89 % (Fig. 5.8-b). À l'opposé, il n'y a pas de corrélation forte entre la profondeur au roc et les épaisseurs des unités Ss et Tb . Les coefficients de détermination sont respectivement de 20 % (Fig. 5.8-a) et 3 % (Fig. 5.8-c) pour ces unités.

Suivant ces observations, nous pouvons conclure que la profondeur au roc est essentiellement tributaire de l'épaisseur de l'unité Am .

CHAPITRE 6 MODÉLISATION ET INVERSION MOINDRES-CARRÉS DES DONNÉES TEM DE LA MONTÉRÉGIE-EST

6.1 Introduction

L'acquisition de données électromagnétiques transitoires pour une étude donnée doit commencer par une analyse comparative des différents systèmes existants afin d'évaluer leur capacité de résolution de sorte à choisir le meilleur système d'acquisition suivant les objectifs du projet. Dans le cadre de notre étude, pour les deux systèmes utilisés i.e. le *VTEM-plus* et le *NanoTEM*, cette analyse est faite *a posteriori* afin d'évaluer leur capacité à résoudre l'unité Ss et le roc, et aider à mieux interpréter les résultats de l'inversion 1D des courbes db_z/dt_{obs} observées en Montérégie-Est.

Ce chapitre débute par la présentation des logiciels de modélisation et d'inversion utilisés.

Ensuite, nous modélisons et inversons les réponses db_z/dt synthétiques d'un ensemble de modèles 1D représentatifs du contexte géologique de la Montérégie-Est. Nous traitons et inversons également les courbes db_z/dt_{obs} *VTEM-plus* et *NanoTEM* acquises en Montérégie-Est.

Finalement, nous faisons une analyse de compatibilité entre le *NanoTEM* et le *VTEM-plus* pour quelques sondages voisins afin de fournir des éléments d'explication sur les différences observées dans les modèles électriques obtenus avec les inversions *HLCI* et *LCI* réalisées par la compagnie *Geotech*.

6.2 Logiciels utilisés

Airbeo, *Beowulf* et *Leroi* sont des logiciels développés par le *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO)* (Chen & Raiche, 1998). Ils permettent de modéliser ou d'inverser en 1D, les réponses de n'importe quel système *EM* aéroportée ou au sol. L'émetteur est modélisé comme un dipôle magnétique dont l'axe est dans le plan vertical le long de la direction du profil.

Pour l'inversion, *Airbeo* et *Beowulf* utilisent la méthode des moindres-carrés amortis (*Marquardt-Levenberg*) telle que décrite dans Jupp et Vozoff (1975). Ces programmes permettent d'ajuster un

modèle stratifié du sous-sol aux données dans les domaines de temps ou de fréquence. L'utilisateur peut inverser la composante verticale (Z) et/ou horizontale (X).

Le modèle du sous-sol peut être exprimé en termes d'épaisseur des couches ou de profondeur à la base de chaque couche. Les propriétés physiques sont la résistivité, la constante diélectrique et la perméabilité magnétique de chaque couche. Les valeurs par défaut de la constante diélectrique et la perméabilité magnétique utilisées sont celles du vide, soient respectivement $8.854215 \times 10^{-12} \text{ A}^2 \cdot \text{s}^4 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ et $4\pi \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{A}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. Si de l'information *a priori* existe, celle-ci peut être intégrée au cours de l'inversion sous la forme de contraintes sur les épaisseurs et les résistivités des couches. Les paramètres du modèle final obtenus après inversion, sont la résistivité et l'épaisseur des couches.

En plus des propriétés physiques, ces logiciels ont besoin qu'on définisse les caractéristiques du système utilisé (la forme d'onde et le moment magnétique du transmetteur, et *le turn-off-time*, le *on* et le *off-time*), les fenêtres d'enregistrement et la géométrie d'acquisition des systèmes. Toutes ces informations sont regroupées dans un fichier de commande *CFL* dont les logiciels se servent pour la modélisation et l'inversion. Afin d'automatiser la modélisation et l'inversion des courbes db_z/dt des deux systèmes *EM*, nous avons interfacé ces logiciels avec *Matlab* en créant des fonctions *Airbeo.CFL*, *Beowulf.CFL* et *Leroi.CFL* permettant de générer les différents fichiers de commande.

6.3 Analyses résolution de proche surface et profondeur d'exploration au roc

6.3.1 Élaboration des modèles synthétiques 1D

Dans la détection de proche surface (Fig. 6.1-A), le modèle synthétique est un ensemble de modèles à deux couches. Les épaisseurs et les résistivités de la première couche i.e. l'unité *Ss* sont modifiées en 11 étapes suivant une progression géométrique. Les épaisseurs de l'unité *Ss* augmentent de 1.5 m à 15 m par un facteur multiplicatif de 1.2589. Suivant les données de forage interprétées au chapitre 5, environ 80 % des épaisseurs de l'unité *Ss* est comprise entre 1.5 m et 15 m. La deuxième couche représente l'unité *Am*.

Le modèle synthétique de l'exploration au roc est aussi un ensemble de modèles à deux couches (Fig. 6.1-B). La couche 1 représente l'unité *Am* dont les épaisseurs sont changées en 21 étapes de manière géométrique de 1.5 m à 150 m par un facteur multiplicatif de 1.5849 tandis que la couche 2 représente le roc.

La résistivité de l'unité d'argile marine est fixée à 3 $\Omega \cdot \text{m}$ tandis que celles de l'unité *Ss* et du roc varient en 11 étapes de manière géométrique de 20 $\Omega \cdot \text{m}$ à 200 $\Omega \cdot \text{m}$ par un facteur multiplicatif de 1.1746.

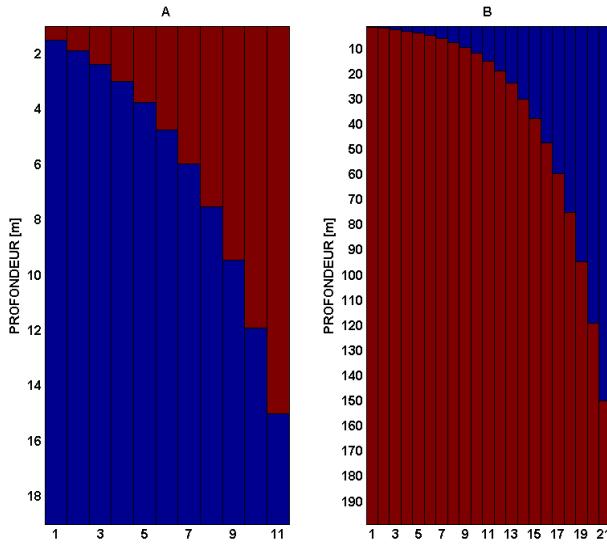


Figure 6.1: Ensemble des modèles synthétiques 1D utilisés pour l'analyse de la résolution de proche surface (A) et de la profondeur d'exploration au roc (B). Chacune des colonnes correspond à un modèle à deux couches dont le bleu représente l'unité *Am*, et le rouge indique soit l'unité *Ss* soit le roc.

À la figure 6.2, nous présentons les résultats de l'inversion de deux profils de tomographie de résistivité électrique acquis dans les parties centrale (*E06-a5*) et nord-est (*E04-b*) de la Plate-forme du Saint-Laurent. Ces profils illustrent la grande variabilité des plages de résistivités du roc et de l'unité de sable de surface sur la zone d'étude, et montre aussi les faibles valeurs de résistivité de l'unité *Am*. C'est sous la base de ces deux profils que nous avons attribué la valeur de résistivité de 3 $\Omega \cdot \text{m}$ à l'unité *Am*, et justifions le choix des valeurs de résistivité étalées entre 20 $\Omega \cdot \text{m}$ et 200 $\Omega \cdot \text{m}$ pour le roc et l'unité *Ss*.

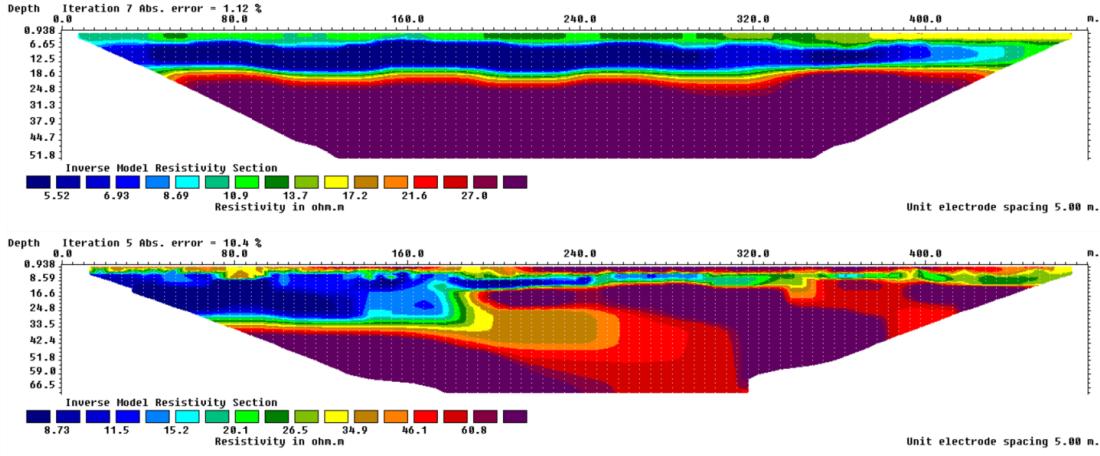


Figure 6.2: Résultats de l'inversion des profils *E06-a5* et *E04-b* de tomographie de résistivité électrique situés respectivement au centre et au nord-est de la Plate-forme du Saint-Laurent, illustrant les plages de résistivités du roc, et des unités de sable de surface et d'argile marine sur la zone d'étude.

Pour les deux systèmes, 121 et 231 modèles 1D servent respectivement à l'analyse de la résolution de proche surface, et de la profondeur d'exploration au roc. Le till basal (*Tb*) et le sable de surface (*Ss*) ne sont pas pris en compte dans l'évaluation de la profondeur d'exploration au roc. En effet, compte tenu de leurs faibles épaisseurs et leurs valeurs de résistivité potentiellement élevées par rapport à l'argile marine, nous supposons qu'ils auront une faible contribution dans la pénétration du signal *EM* au roc. De plus, du point de vue géologique, l'analyse des forages a montré que la profondeur au roc dépend faiblement des épaisseurs de ces unités (voir Fig. 5.8).

6.3.2 Modélisation et inversion des courbes db_z/dt des modèles synthétiques 1D

Les réponses du système *VTEM-plus* sont calculées avec une hauteur de vol de 56 m. Les caractéristiques utilisées pour modéliser les réponses des différents systèmes sont présentées dans le tableau 6.1. La hauteur de vol et les caractéristiques des systèmes sont les mêmes que celles utilisées pour l'acquisition des données réelles db_z/dt . Avant inversion par la méthode des moindres-carrés amortis, chaque courbe modélisée, et pour chaque fenêtre de temps, a été contaminée indépendamment avec un bruit relatif normalement distribué dont l'écart-type est égal à 5 % de l'amplitude db_z/dt de la fenêtre concernée (Eq. 6.1).

$$Bruit_i = db_z/dt_i \times 0.05 \times randn(1) \quad (6.1)$$

Avec

$Bruit_i$: Bruit ajouté à la valeur db_z/dt calculée pour la fenêtre d'enregistrement i ;

db_z/dt_i : Valeur db_z/dt calculée pour la fenêtre d'enregistrement i ;

$randn$: Fonction *Matlab* permettant de générer des nombres aléatoires normalement distribués.

Tableau 6.1: Caractéristiques d'acquisition des systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM*.

Caractéristiques	Système <i>VTEM-plus</i>	Système <i>NanoTEM</i>
Transmetteur (Tx)		
Diamètre	26 m	20 m x 20 m
Nombre de tour	4	1
Surface effective	2123 m ²	400 m ²
Fréquence de base	30 Hz	32 Hz ou 64 Hz
Courant	248.28A	3:00 AM
Forme d'onde	Trapézoïdale, largeur du pulse 4.417 ms	Carrée, turn-off-time 1.5 µs
Récepteur (Rx)		
Surface bobine X	19.69 m ²	250 m ²
Surface bobine Z	113.04 m ²	
Enregistrement	44 fenêtres en Z, de 21 µs à 9.286 ms. 28 fenêtres en X, de 220 µs à 9.286 ms.	31 fenêtres de 1µs à 2 ms.
Géométrie d'acquisition		
Élévation Tx	56 m	0 m
Élévation Rx	56 m	0 m
Distance Tx-Rx	0 m	0 m

Lors de la familiarisation avec les logiciels d'inversion des données *TEM*, nous avons constaté que la convergence pouvait fortement dépendre du modèle initial utilisé. Pour ne pas introduire de biais dans la récupération des modèles synthétiques 1D retournés par l'inversion, nous avons cherché par essai erreur le modèle initial qui ajuste toutes les données avec une erreur rms inférieure à 5 %.

Le modèle initial pour l'unité *Ss*, est un milieu homogène deux couches à 35 Ω.m. Dans le cas de la détection du roc, nous avons aussi utilisé un milieu homogène deux couches mais avec une résistivité de 50 Ω.m. La première couche des milieux homogènes utilisés pour l'inversion a une épaisseur de 50 m.

Dans la suite, nous présentons les résultats de la détection de l'unité Ss et du roc pour les valeurs de résistivité électrique de $20 \Omega.m$ et de $100 \Omega.m$. Ces deux valeurs de résistivité ont été sélectionnées pour les raisons suivantes :

1. Pour l'unité Ss , la valeur de $20 \Omega.m$ est typique d'un sable silteux ou un sable saturé en eau tandis que celle de $100 \Omega.m$ représente un sable non saturé en eau.
2. Pour le roc, la valeur de $20 \Omega.m$ représente un roc calcaire fracturé contenant une eau relativement conductrice tandis que la résistivité de $100 \Omega.m$ représente le roc sain.

Les figures pour les autres valeurs de résistivité électrique ayant servi pour la modélisation sont présentées dans les annexes A et B pour l'unité Ss et le roc respectivement.

6.3.3 Résultats de la résolution de proche surface : détection de l'unité Ss

Les figures 6.3-c, 6.3-f, 6.4-c et 6.4-f présentent les valeurs du rms obtenues après ajustement des courbes db_z/dt de tous les modèles synthétiques 1D. Sur ces figures, on observe que toutes les valeurs du rms sont inférieures à 5 % ce qui montre que lors de l'inversion, toutes les courbes db_z/dt ont été bien ajustées en utilisant le même modèle de départ.

Pour le *VTEM-plus* et le *NanoTEM*, les modèles électriques 1D récupérés après inversion, dans le cas de la résistivité de $20 \Omega.m$ de l'unité Ss sont présentées à la figure 6.3 (a et d).

Pour tous les modèles 1D, le *NanoTEM* retrouve relativement bien la résistivité ayant servi lors de la modélisation. À l'opposé, le *VTEM-plus* montre trois différents comportements. Entre les index 1 et 4, les valeurs de résistivité récupérées sont comprises entre $3 \Omega.m$ et $5 \Omega.m$ et sont similaires à celle de l'unité d'argile marine sous-jacente. Pour ces modèles 1D, on peut dire que le *VTEM-plus* voit plutôt un milieu homogène de résistivité proche de celle de l'argile marine et donc est peu sensible à la résistivité de l'unité Ss . Ensuite, entre les index 5 et 8, l'effet de la première couche est perceptible, et sa résistivité varie de $10 \Omega.m$ à $15 \Omega.m$. Au-delà de l'index 8, les résistivités récupérées avoisinent les $20 \Omega.m$ utilisés pour la modélisation, tout en restant inférieures. Ces trois comportements illustrent le fait que dans le cas d'une couche résistante située au-dessus d'un demi-espace conducteur, on ne peut déterminer sa résistivité à moins que celle-ci ait une épaisseur importante.

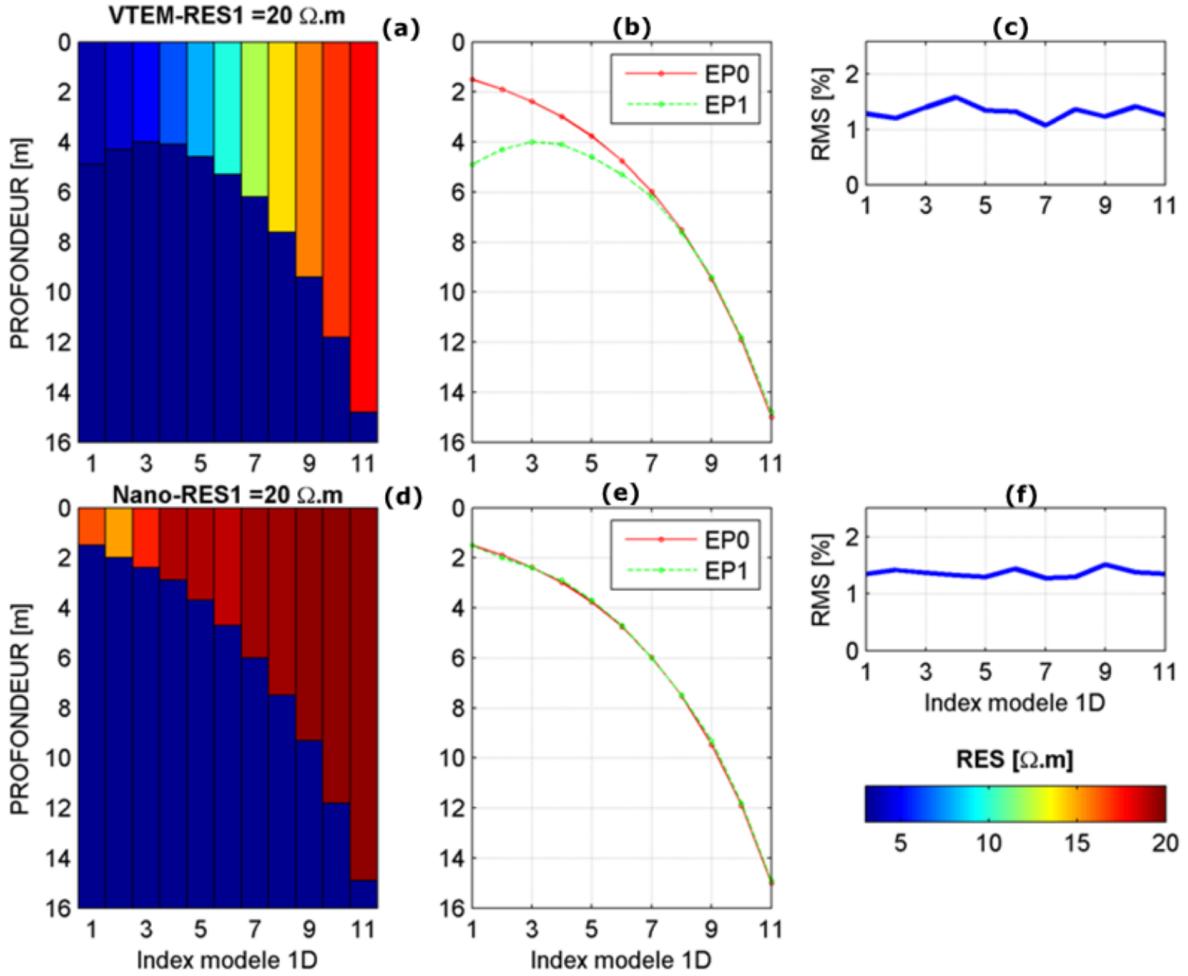


Figure 6.3: Résultat de l'inversion 1D de la capacité de détection de l'unité Ss ($20 \Omega.m$) située au-dessous de l'unité Am ($3 \Omega.m$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs utilisées (EP_0) et celles retournées (EP_1), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. La résistivité et les épaisseurs utilisées de l'unité Am lors de la modélisation sont relativement bien récupérées par l'inversion du *NanoTEM* tandis que pour le *VTEM-plus* ces paramètres sont récupérés pour une épaisseur minimale d'environ 5 à 6 m.

À la figure 6.3 (b et e), la comparaison des épaisseurs utilisées pour la modélisation (EP_0 : courbe rouge) avec celles données par l'inversion (EP_1 : courbe verte), montre que le *NanoTEM* récupère exactement les valeurs d' EP_0 (Fig. 6.3-e) tandis que le *VTEM-plus* ne les récupère qu'à partir de 6 m (Fig. 6.3-b). Avant 6 m, les valeurs d' EP_1 pour le *VTEM-plus* oscillent autour de 5 m tout en restant supérieures à EP_0 . De ces observations, il ressort que le *NanoTEM* récupère relativement bien les épaisseurs et la résistivité de l'unité Ss en surface pour une résistivité de $20 \Omega.m$. Dans le

cas du *VTEM-plus*, l'unité *Ss* doit avoir une épaisseur minimale de 5 m à 6 m pour que son effet soit détecté.

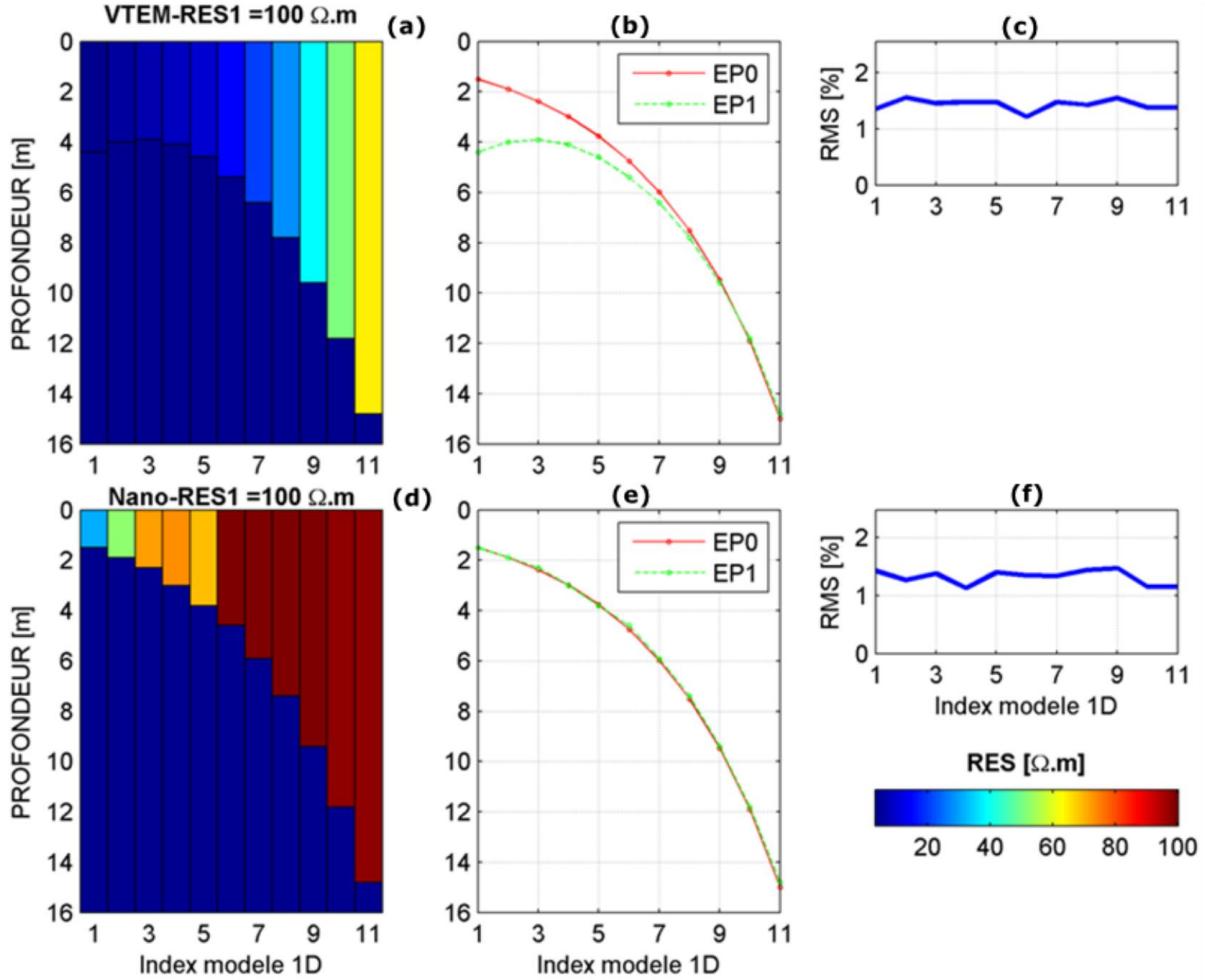


Figure 6.4: Résultat de l'inversion 1D de la capacité de détection de l'unité *Ss* ($100 \Omega\text{.m}$) située au-dessous de l'unité *Am* ($3 \Omega\text{.m}$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs utilisées (*EP0*) et celles retournées (*EP1*), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. Les épaisseurs utilisées de l'unité *Am* lors de la modélisation sont relativement bien récupérées par l'inversion du *NanoTEM* tandis que pour le *VTEM-plus* celles-ci le sont à partir d'environ 8 m.

À la figure 6.4 ci-dessus, pour l'unité *Ss* à $100 \Omega\text{.m}$, à l'instar du cas à $20 \Omega\text{.m}$, l'inversion donne pour le *NanoTEM*, les mêmes valeurs d'épaisseur que celles utilisées lors de la modélisation (Fig. 6.4-e). Pour la résistivité électrique (Fig. 6.4-d), entre les index 1 à 5, il apparaît une zone de transition avec des résistivités inférieures à $100 \Omega\text{.m}$. Au-delà de l'index 5, les valeurs de résistivité obtenues par l'inversion sont les mêmes que pour la modélisation.

L'inversion des courbes db_z/dt *VTEM-plus* donne entre les index 1 à 7, un milieu homogène sur un nombre plus important de modèles 1D comparativement au cas à 20 $\Omega\cdot m$. Par la suite, l'effet de l'unité *Ss* apparaît sur les modèles électriques (Fig. 6.4-a). Néanmoins, les valeurs de résistivité restent inférieures à 100 $\Omega\cdot m$, même pour une épaisseur de 15 m pour l'unité *Ss*. Pour une épaisseur aussi importante, l'unité marine sous-jacente contribue à réduire la résistivité estimée de l'unité *Ss*. Pour les épaisseurs de l'unité *Ss* récupérées après inversion, on voit que la limite minimale de détection est passée d'environ 5 à 6 m (Fig. 6.3) à 8 m (Fig. 6.4-b).

Les comportements décrits précédemment pour les deux systèmes sont également observés pour les autres valeurs de résistivité présentées en annexe A (Fig. 10-1 à 10-3). De ces observations, nous pouvons conclure que :

1. Sur tous les modèles 1D utilisés pour la modélisation, le *NanoTEM* récupère mieux les paramètres (résistivité et épaisseur) de l'unité *Ss* par rapport au *VTEM-plus*.
2. Pour les valeurs de résistivité investiguées, l'épaisseur de l'unité *Ss* doit être comprise approximativement entre 5 à 8 m pour être détectée par le *VTEM-plus*. Suivant l'analyse des forages, 80 % des valeurs de l'épaisseur de l'unité *Ss* sont inférieures à 8 m. On peut raisonnablement penser que le *VTEM-plus* peut avoir du mal à résoudre cette dernière. Pour aucun des modèles, le *VTEM-plus* ne récupère exactement la valeur de résistivité utilisée pour la modélisation. Parfois, l'inversion ne récupère qu'un milieu homogène avec une résistivité proche de celle de l'argile marine sous-jacente.
3. En comparant les index des modèles 1D à partir desquels l'inversion récupère les paramètres utilisés pour la modélisation i.e. la résistivité et l'épaisseur, il semble que les épaisseurs des couches sont mieux retrouvées que les valeurs de résistivité.

6.3.4 Profondeur d'exploration : détection du roc

Les figures 6.5 et 6.6 présentent le résultat de l'inversion pour l'évaluation de la capacité de détecter le roc en dessous de l'argile marine lorsque celui-ci a des valeurs de résistivité égales à 20 $\Omega\cdot m$ et 100 $\Omega\cdot m$.

Comme dans le cas de la détection de proche surface, l'erreur rms inférieure à 5 % montre que toutes les courbes db_z/dt modélisées ont été bien ajustées lors de l'inversion (Fig. 6.5-c, 6.5-f, 6.6-c et 6.6-f).

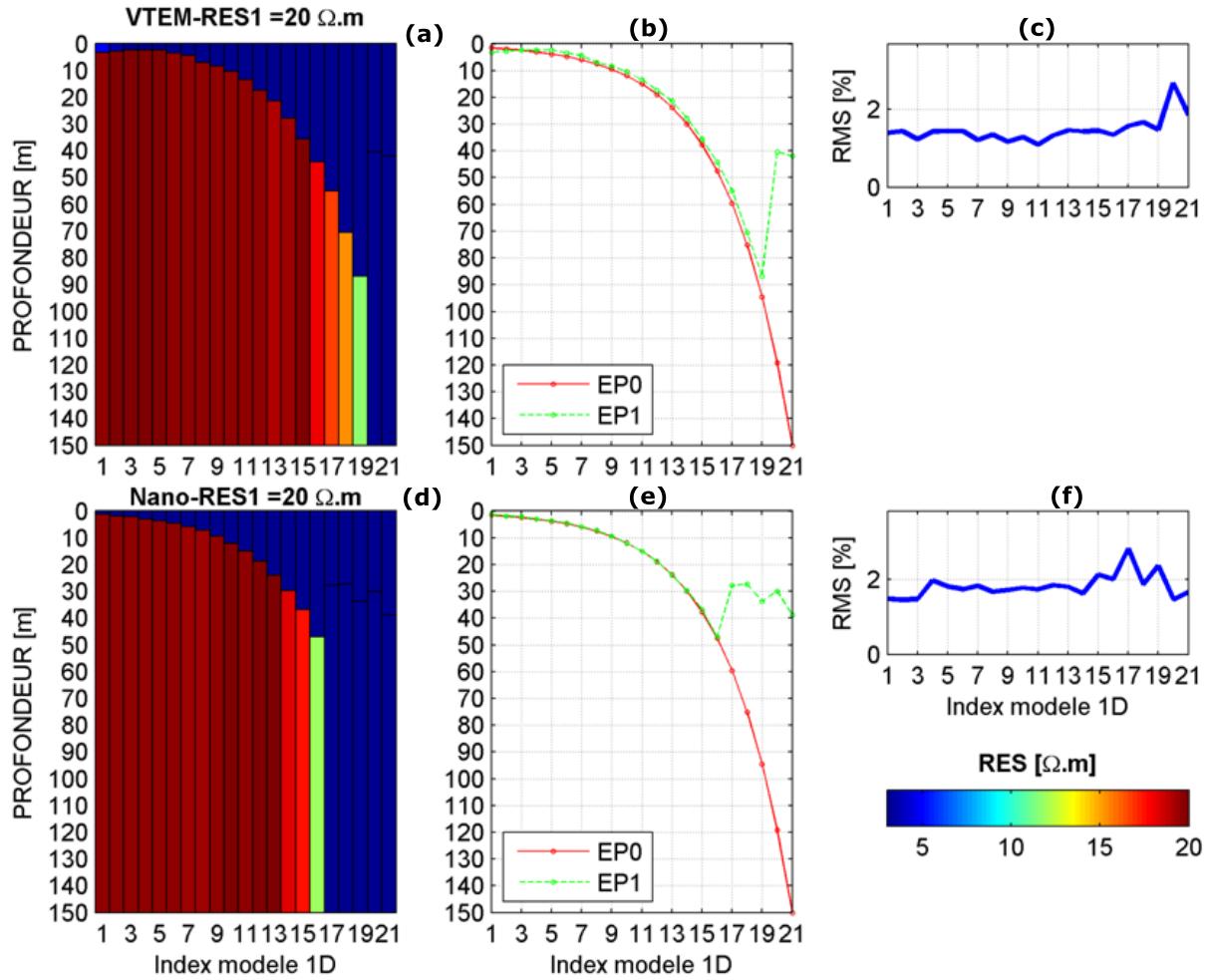


Figure 6.5: Résultat de l'inversion 1D pour la profondeur d'exploration au roc ($20 \Omega\text{.m}$) situé en dessous de l'unité Am ($3 \Omega\text{.m}$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs utilisées ($EP0$) et celles retournées ($EP1$), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. Les épaisseurs utilisées de l'unité Am lors de la modélisation aux index 19 et 16, soient 90 m et 50 m correspondent approximativement à la profondeur d'exploration au roc pour le *VTEM-plus* et le *NanoTEM* car l'inversion retourne un milieu homogène.

Lorsque le roc est à $20 \Omega\text{.m}$, les modèles électriques 1D récupérés par l'inversion pour le *VTEM-plus* (Fig. 6.5-a) et le *NanoTEM* (Fig. 6.5-d) présentent trois comportements distincts. Dans un premier temps, la résistivité du roc est récupérée pour les index inférieurs à 19 et 16 respectivement pour le *VTEM-plus* et le *NanoTEM*. Par la suite, on observe une zone de transition i.e. aux index 19 et 16 pour le *VTEM-plus* et le *NanoTEM* respectivement, où l'inversion récupère des valeurs de résistivité nettement inférieures à la valeur de $20 \Omega\text{.m}$ utilisée pour la modélisation mais toutefois supérieures à celle de l'argile marine. Au-delà de ces index,

les deux systèmes voient un milieu homogène dont la résistivité est proche de celle de l'argile marine sus-jacente et les épaisseurs utilisées pour la modélisation ne sont plus récupérées par l'inversion 1D. Dans ce cas, les valeurs d'épaisseur de l'unité Am données par l'inversion ne sont pas pertinentes i.e. qu'en théorie n'importe quelles valeurs auraient données un bon ajustement des courbes db_z/dt modélisées. De ce qui précède, on déduit que le *VTEM-plus* et le *NanoTEM* ont respectivement une profondeur d'exploration d'environ 90 m et 50 m pour les valeurs de résistivité respectives de 20 $\Omega\cdot\text{m}$ et de 3 $\Omega\cdot\text{m}$ du roc et l'unité *Am* au-dessus.

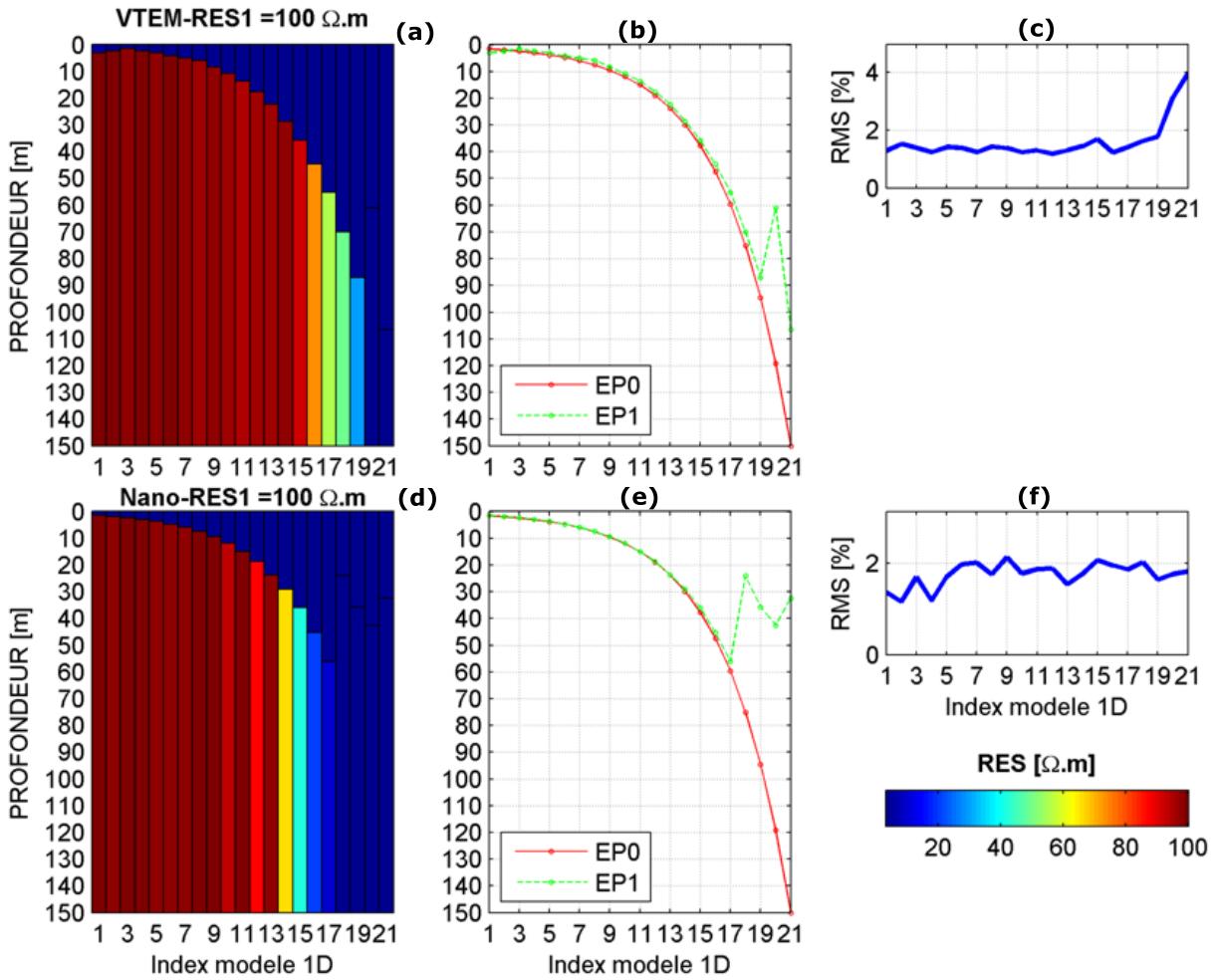


Figure 6.6: Résultat de l'inversion 1D pour la profondeur d'exploration au roc (100 $\Omega\cdot\text{m}$) situé en dessous de l'unité *Am* (3 $\Omega\cdot\text{m}$). (a, d) les modèles électriques 1D, (b, e) les épaisseurs utilisées (*EP0*) et celles retournées (*EP1*), et (c, f) les erreurs rms estimées par l'inversion 1D. Les épaisseurs de l'unité utilisées *Am* lors de la modélisation aux index 19 et 16, soient 90 m et 50 m correspondent approximativement à la profondeur d'exploration au roc pour le *VTEM-plus* et le *NanoTEM* car l'inversion retourne un milieu homogène.

Dans le cas de la résistivité du roc à $100 \Omega.m$ (Fig. 6-5), les profondeurs d'exploration à la figure 6.6 (b et e) sont sensiblement les mêmes que pour le cas du roc à $20 \Omega.m$. Cependant, la zone de transition apparaît pour un nombre plus important de modèles 1D. Par exemple, pour le *VTEM-plus* (Fig. 6.6-a), la zone de transition i.e. de faible sensibilité au roc, apparaît entre les index 16 à 19 alors que dans le cas du roc à $20 \Omega.m$, elle est observée qu'à l'index 19 uniquement. Dans le cas du *NanoTEM* (Fig. 6.6-d), la zone de faible sensibilité au roc est observée entre les index 13 à 17.

Suivant l'étendue de la zone de transition, plus importante dans le cas du roc à $100 \Omega.m$ par rapport à celui du roc à $20 \Omega.m$, on peut déduire que plus une couche est résistante plus rapidement décroît la sensibilité des deux systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM* à cette couche.

Les résultats de la détection du roc pour les autres valeurs de résistivité investiguées sont présentés en annexe B (Figs. 10-4 à 10-6). Dans cette annexe, on observe en général les mêmes comportements que pour la résistivité du roc à $20 \Omega.m$ et à $100 \Omega.m$, à savoir que :

1. Le *VTEM-plus* a une profondeur d'exploration plus grande que le *NanoTEM* grâce à un moment magnétique beaucoup plus important et un temps d'enregistrement plus long.
2. Au-delà de la profondeur d'exploration, l'inversion récupère des profondeurs au roc qui sont inférieures à celles utilisées pour la modélisation.
3. Bien qu'ayant utilisé différentes valeurs de résistivité du roc, la profondeur d'exploration semble dépendre peu faiblement de celle-ci, mais plutôt en grande partie de l'épaisseur de l'argile marine à $3 \Omega.m$ en surface.

6.4 Inversion des courbes db_z/dt_{obs} des sondages de la Montérégie-Est

6.4.1 Acquisition des données

Pour le *VTEM-plus*, au total 140.3 km de ligne indiqués en rouge sur (Fig. 6.7), et organisés suivant six profils i.e. *L1000*, *L1001*, *L2000*, *L5000*, *L6000* et *L7000* ont été acquis. Lors de l'acquisition, l'hélicoptère a été maintenu à une altitude moyenne de 99 m au-dessus du sol avec une vitesse nominale de 80 km/h. Cela permet de maintenir le dispositif d'acquisition *EM* à une altitude moyenne de 56 m au-dessus du sol et à une distance moyenne de 35 m à l'arrière de

l'hélicoptère. Le système de récepteur positionné au centre du transmetteur, permet à la fois de mesurer les composantes en X (dB_x/dt) et en Z (dB_z/dt). Quarante-quatre (44) fenêtres de temps ont servi à mesurer la décroissance du champ magnétique dans la direction Z pour un temps d'enregistrement allant de 0.021 ms à 9.286 ms. La composante en X est mesurée sur vingt-huit (28) fenêtres de temps reparties de 0.22 ms à 9.286 ms. Pour le *NanoTEM*, 180 sondages ont été acquis suivant 16 profils indiqués par des cercles noirs sur les lignes violettes (Fig. 6.7), fournissant des données sur environ 175 km. L'espacement moyen entre les stations de mesure est d'environ 1 km. Le dispositif est en boucle central de $20\text{ m} \times 20\text{ m}$ et un courant de 3A ce qui fait un moment magnétique du transmetteur Tx égale à 1200 A.m^2 . Les courbes de dB_z/dt sont enregistrées sur 31 fenêtres allant de $1\text{ }\mu\text{s}$ à 2 ms après la coupure du courant.

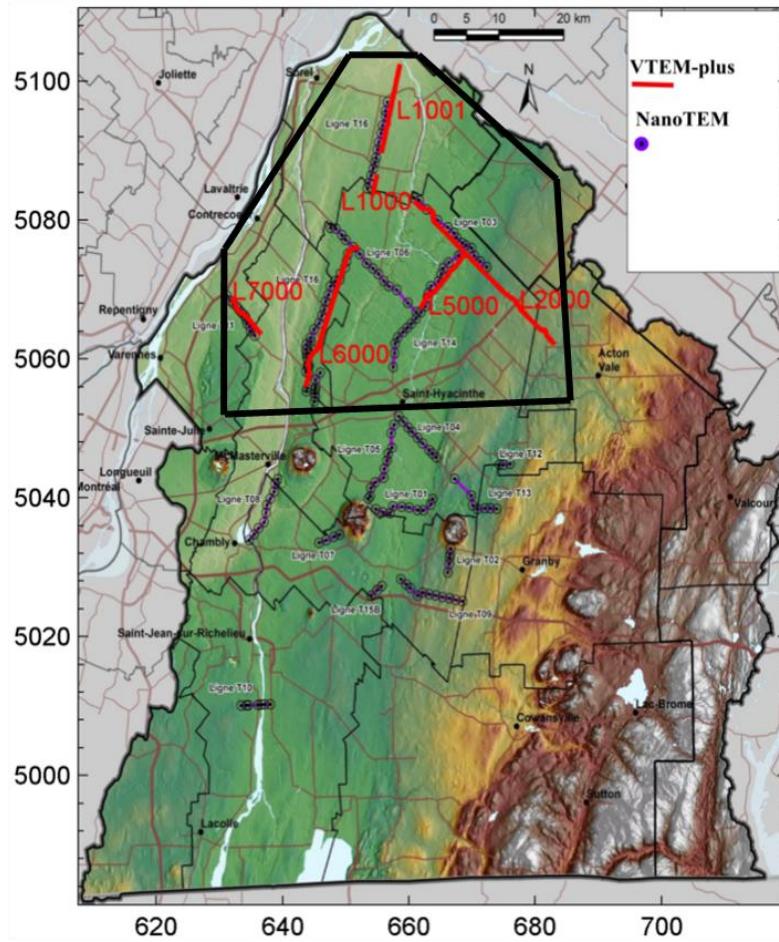


Figure 6.7: Position des sondages *VTEM-plus* (lignes rouges) et *NanoTEM* (cercles violet-noirs) avec en fond la carte topographique de la Montérégie-Est. Le tracé noir représente approximativement les limites de la zone d'étude.

La figure 6.8 montre respectivement en A et en B, la forme de l'onde du transmetteur (en bleu) et les fenêtres d'enregistrement (points rouges) des systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM*.

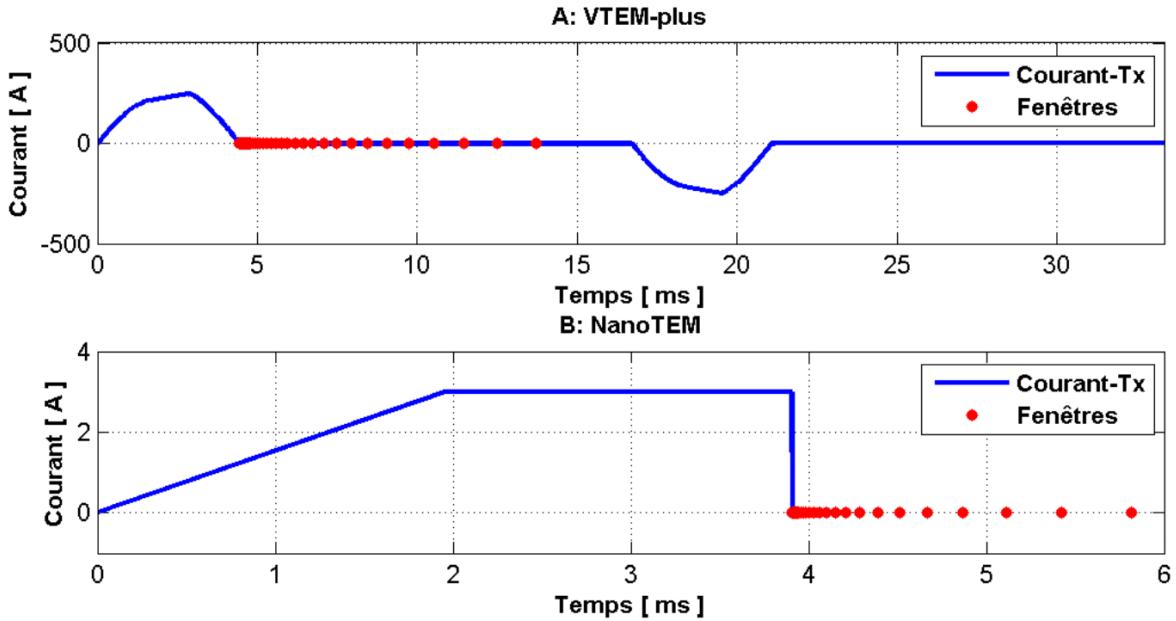


Figure 6.8: Forme de l'onde (bleu) et fenêtres d'enregistrement (points rouges) des systèmes *VTEM-plus* (A) et *NanoTEM* (B).

6.4.2 Inversion des données *VTEM-plus*

6.4.2.1 Qualité des données *VTEM-plus*

L'inspection des données représentées sous forme de profil a révélé que plusieurs sondages sont affectés par les lignes de haute tension, les variations de la hauteur de vol et des bruits d'origine géologique. Les figures 6.9 et 6.10 présentent respectivement pour les profils *L6000* et *L2000* les résultats de l'acquisition.

- **Qualité des données profil *L6000***

À la figure 6.9-a, on observe des pics dans les réponses des lignes de distribution électrique ou *Power Line Monitoring (PLM)* aux positions inférieures à 5050 km, de 5062 km à 5064 km, et aux alentours de 5076 km.

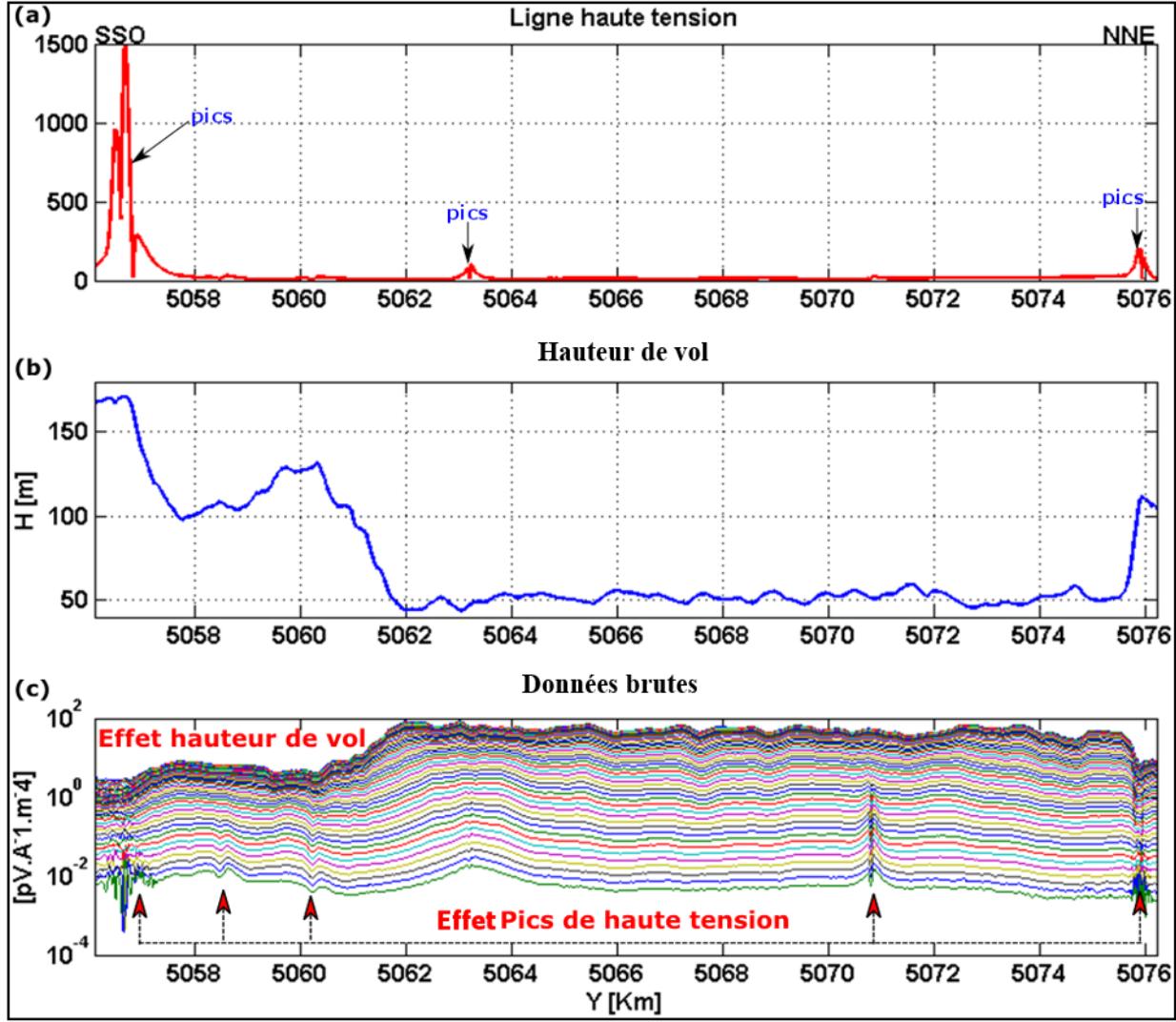


Figure 6.9: Mise en relief des courbes db_z/dt_{obs} brutes (c) du profil L6000 affectées par l'induction du champ primaire sur les lignes de distribution électrique (a) et/ou la hauteur de vol (b).

Les positions pour lesquelles ces pics sont observés correspondent à l'apparition de distorsions sur les réponses db_z/dt_{obs} du profil L6000 (Fig. 6.9-c). Ces distorsions sont dues à un effet de couplage galvanique entre les lignes de distribution électrique et le sous-sol. Lorsqu'on représente tous les sondages pour une fenêtre de temps d'enregistrement donnée, suivant un profil, les distorsions apparaissent sous forme d'oscillations qui peuvent ne pas être identifiées si les sondages sont représentés individuellement dans le temps.

En plus des distorsions, le profil L6000 est affecté par la hauteur de vol. À la figure 6.9 (b) et (c), on voit une forte corrélation entre les oscillations de la hauteur de vol et les réponses db_z/dt_{obs} mesurées. Pour une hauteur de vol de plus de 56 m, il y a une diminution drastique dans les

valeurs db_z/dt_{obs} mesurées aux premières fenêtres de temps. La comparaison des valeurs db_z/dt_{obs} de la portion du profil affectée par la hauteur de vol i.e. entre l'extrême SSO et 5062 km à celle non affectée allant de 5062 km à 5074 km, montre une différence d'environ 100 pV.A^{-1.m⁻⁴ dans les réponses db_z/dt_{obs} des premières fenêtres de temps sur ces deux portions du profil.}

- Qualité des données profil L2000

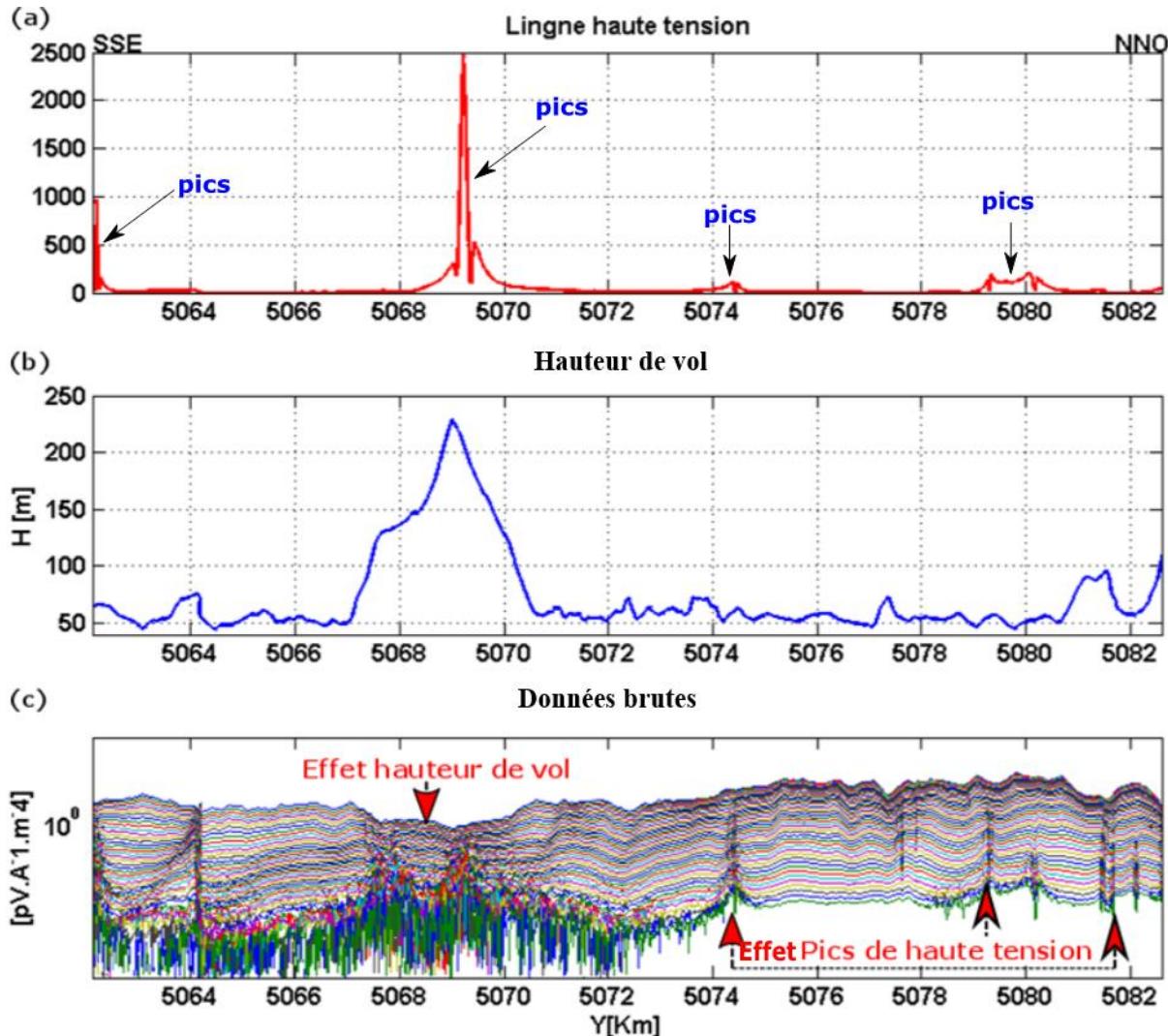


Figure 6.10: Mise en relief des courbes db_z/dt_{obs} brutes (c) du profil L2000 affectées par l'induction du champ primaire sur les lignes de distribution électrique (a) et/ou la hauteur de vol (b).

La figure 6.10 montre le suivi des lignes à haute tension ou en général de distribution d'électricité (a), les variations de la hauteur de vol (b) et les données brutes (c). Le profil L2000 est tout aussi

affecté par les lignes électriques et les variations de la hauteur de vol. En outre, en dessous de la position 5072 km, les dernières fenêtres de temps d'enregistrement sont affectées par le bruit ambiant. Sur la carte topographie de la Montérégie-Est (Fig. 6.7), cette partie du profil se trouve dans la zone de transition entre la Plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches i.e. le Piedmont Appalachien. Dans cette zone, le roc est quasiment affleurant, et probablement à cause de sa résistivité élevée, le signal *EM* devient faible et atteint rapidement le niveau du bruit ambiant.

- **Résumé qualité des données**

Les données brutes pour les autres profils i.e. *L1000*, *L1001*, *L5000* et *L7000* sont présentées en annexe-C. À l'exception du profil *L1000* de bonne qualité, les profils restants sont tous autant affectés par la hauteur de vol et les lignes de distribution électrique.

Lors de la phase de traitement, tous les sondages de mauvaises qualités i.e. ceux affectés par la hauteur de vol trop élevée du dispositif de mesure et les lignes hautes tensions, et les dernières fenêtres de temps affectées par le bruit ambiant ont été supprimés avant l'inversion.

Le tableau 6.2 ci-dessous donne suivant les profils, le nombre et le pourcentage de sondages supprimés. Les profils *L6000* et *L2000* sont ceux pour lesquels, il y a eu plus de sondages supprimés, soit respectivement 52.18 % et 58.65 %. Ensuite viennent les profils *L1001*, *L7000* et *L5000* avec respectivement 34.37 %, 24.11 % et 18.24 % de sondages éliminés. Aucun sondage n'a été supprimé pour le profil *L1000*.

Tableau 6.2: Nombre et pourcentage de sondages supprimés sur chaque profil *VTEM-plus*.

	Nombre initial de sondages	Nombre de sondages supprimés	% supprimés
<i>L1000</i>	1178	0	0
<i>L1001</i>	4763	1637	34.37
<i>L2000</i>	14405	8449	58.65
<i>L5000</i>	6209	1132	18.23
<i>L6000</i>	8479	4424	52.18
<i>L7000</i>	3309	798	24.11

6.4.2.2 Résultats inversion des profils *L2000* et *L6000*

En géophysique, les données *EM* peuvent être inversées en utilisant une approche surdéterminée ou sous déterminée.

La première approche consiste à utiliser le nombre minimum de couches c'est-à-dire 3 à 4, qui ajuste au mieux les données. Lors de ce type d'inversion, le nombre de paramètres du modèle est inférieur au nombre de données.

Dans la deuxième approche, on utilise un grand nombre de couches de sorte que le nombre de paramètres à déterminer soit supérieur au nombre de données. Lors de l'inversion, les épaisseurs des couches sont maintenues fixes et seules leurs résistivités varient. On parle d'inversion multicouche, et c'est cette approche que nous avons utilisée lors de l'inversion 1D des données *VTEM-plus*. Le modèle de départ est un milieu homogène à $50 \Omega \cdot m$ discrétisé en 15 couches. Les épaisseurs des 14 premières couches ont été changées de façon géométrique de 5 m à 30 m par un facteur multiplicatif de 1.1478 ce qui positionne le toit de la dernière couche à environ 200 m de profondeur. Lors de l'inversion, les épaisseurs des couches sont maintenues fixes. Cette approche est similaire à une inversion Occam. Elle permet d'obtenir un modèle du sous-sol avec une variation verticale et latérale lisse de la résistivité pour des sondages voisins, et est la moins dépendante du modèle *a priori* (modèle de départ pour l'inversion). Après l'inversion avec un modèle de départ identique pour tous les sondages, certains n'avaient pas été bien ajustés. Pour ceux-ci, nous avons repris l'inversion en prenant comme modèle de départ, le sondage le plus proche ayant été ajusté lors de la première inversion avec un rms d'au plus 5 %. Cette étape a permis d'ajuster globalement tous les sondages avec un rms de moins de 5 % (Fig. 6.11-a et 6.12-a). À la fin de l'inversion, les modèles 1D obtenus pour toutes les stations ont été juxtaposés pour avoir une représentation pseudo-2D du sous-sol. Les figures 6.11 et 6.12 montrent les résultats du traitement (a) et de l'inversion (c) des profils *L6000* et *L2000* respectivement. Les valeurs de rms obtenues pour les sondages sont aussi présentées (c). Globalement, pour tous les sondages le rms est inférieur à 5 %.

Dans les points qui suivent, nous présentons l'interprétation géologique des résultats de l'inversion des profils *L6000* et *L2000*.

- **Interprétation du résultat de l'inversion du profil *L6000***

Sur la section pseudo-2D (Fig. 6.11-c), nous observons trois zones de résistivité électrique différentes. En surface, la zone 1 i.e. dont la base est délimitée par les tirets noirs, est caractérisée par des valeurs de résistivité relativement élevées. Elle est délimitée principalement par les deux premières couches des modèles 1D de tous les sondages de la ligne *L6000*. Sa résistivité et son

épaisseur moyennes sont respectivement de $33.35 \Omega.m$ et $10.7 m$. Elle est latéralement bien continue sur tout le long du profil. Toutefois, aux environs de 5074 km et vers son extrémité NNE, elle semble indifférenciée de la zone 2 sous-jacente dont la base est délimitée par les tirets rouges. En effet, dans cette partie du profil les deux zones ont des résistivités similaires soit $6.32 \Omega.m$.

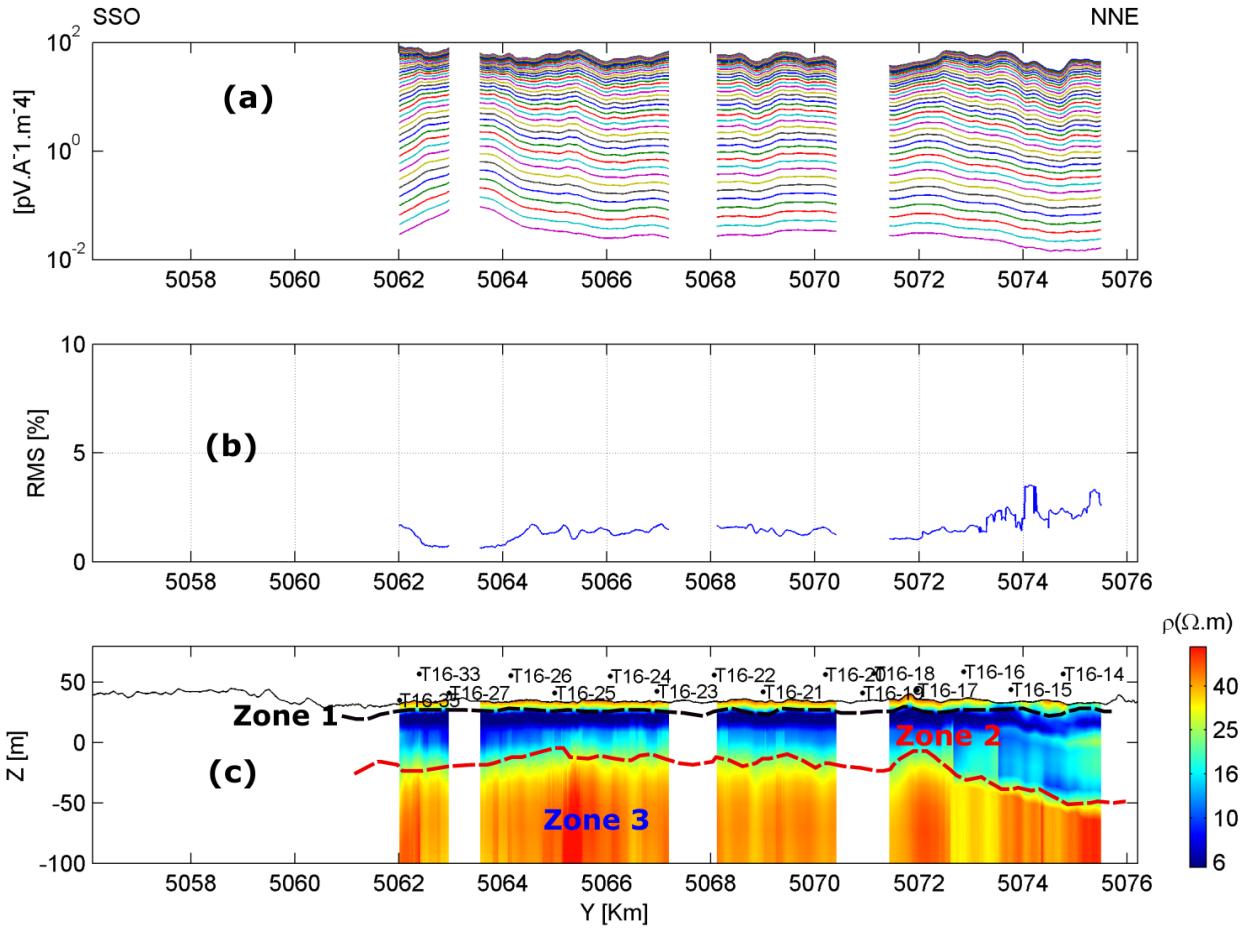


Figure 6.11: Résultats de l'inversion 1D du profil *L6000 VTEM-plus* conservée après traitement.
 (a) Données traitées ; (b) Valeurs rms et (c) Section pseudo-2D avec en surface les sondages *T16 NanoTEM* situés à proximité. La section pseudo-2D montre de la surface vers la base les unités *Ss* (zone 1) et *Am* (zone 2), et le roc (zone 3).

La zone 2 beaucoup plus conductrice que la zone 1, contribue à réduire la résistivité de cette dernière. Cette observation est en accord avec le résultat de la détection de proche du système *VTEM-plus* au point 2.4.1. En effet, nous avions observé que la deuxième couche des modèles 1D i.e. l'unité *Am* de résistivité égale à $3 \Omega.m$, et donc très conductrice pouvait contribuer à

réduire la résistivité de l'unité *Ss* donnée par l'inversion par rapport à la valeur utilisée pour la modélisation lorsque l'épaisseur de l'unité *Ss* est inférieure à 8 m.

Suivant les connaissances géologiques sur la zone d'étude, les zones 1 et 2 pourraient être interprétées respectivement comme l'unité de sable de surface et d'argile marine de la mer de Champlain.

De l'extrémité *SSO* jusqu'à la position 5072 km, l'unité *Am* est composée à partir de la surface, des couches numéro 3 à 6 des modèles 1D, et son épaisseur vaut en moyenne 40 m. En direction du *NNE*, au-delà de 5072 km, cette unité est constituée par les couches numéro 3 à 8 des modèles 1D. On observe alors une augmentation de son épaisseur qui peut parfois atteindre 87 m. Sa résistivité moyenne est de 9.74 $\Omega\cdot m$ mais peut parfois atteindre plus de 20 $\Omega\cdot m$. L'unité *Am* est à la fois très conductrice et épaisse. On pouvait s'y attendre car le profil *L6000* est située dans la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent où l'analyse de l'épaisseur des sédiments quaternaires dans le cadre du projet *PACES* a montré que l'argile marine pouvait avoir une épaisseur de plus de 80 m (Carrier et al., 2013).

La zone 3, sous-jacente à l'unité *Am* est beaucoup plus résistante que cette dernière. Sa résistivité moyenne de 38 $\Omega\cdot m$ est similaire à celle de l'unité *Ss*. Son toit, indiqué en pointillés rouges à la figure 6.11-c, est marqué par des ondulations topographiques latérales. La valeur maximale de la résistivité de la zone 3 est d'environ 86 $\Omega\cdot m$ ce qui nous permet de l'interpréter comme étant le roc. La profondeur moyenne de son toit est de 53.45 m.

À la figure 6.11-c, on voit clairement que la profondeur du roc est nettement tributaire de l'épaisseur de l'unité *Am*. Cette observation est en parfait accord avec celle faite précédemment dans le chapitre 5, lors de l'analyse statistique de l'épaisseur des différentes unités dans les forages. En effet, la courbe de régression linéaire entre les valeurs de la profondeur au roc et celles des épaisseurs de l'unité *Am* avait donné un coefficient détermination de 89 %, témoignant ainsi de la forte dépendance linéaire entre ces deux paramètres. Lors de la modélisation, nous avions aussi montré qu'à environ 90 m sous l'argile marine, le *VTEM-plus* pouvait encore résoudre un roc résistant à plus de 100 $\Omega\cdot m$. Dans le tableau 6.3, en considérant la résistivité et la profondeur moyenne obtenue pour le roc, on peut raisonnablement penser qu'il est résolu par le *VTEM-plus*.

Tableau 6.3: Statistiques sur les valeurs de résistivité, d'épaisseur des unités *Ss* et *Am*, et de la profondeur au roc retournées par l'inversion du profil *L6000*.

6.5	Minimum	Maximum	Moyenne
<i>RES-Ss (Ω.m)</i>	6.32	63.76	33.35
<i>RES -Am (Ω.m)</i>	1	25.88	9.74
<i>RES -Roc (Ω.m)</i>	14.52	86.116	38.75
<i>Ép-Ss (m)</i>	10.7	10.9	10.70
<i>Ép-Am (m)</i>	32.9	71.9	40.46
<i>Prof-Roc (m)</i>	43.5	97	53.45

- **Interprétation du résultat de l'inversion du profil *L2000***

La section pseudo-2D montre que le modèle géoélectrique obtenu par l'inversion du profil *L2000* peut être subdivisé en deux parties (Fig. 6.12-c).

La partie 1 se situe entre la position 5075 km et l'extrémité *NNO* du profil. Elle a une organisation verticale de la résistivité similaire à celle de *L6000* et se subdivise en trois zones. Ainsi, en surface, la zone 1 est délimitée à sa base par les pointillés noirs, et sa résistivité et son épaisseur moyenne sont de 30.33 $\Omega\text{.m}$ et 12.9 m respectivement. Ces valeurs sont sensiblement égales à celles obtenues pour la même zone sur le profil *L6000*. Cependant, la zone 1 est latéralement moins continue sur le profil *L2000* comparativement au profil *L6000*. Par exemple, entre 5080 km et 5081 km, elle est interrompue par endroit par des zones plus conductrices. Par analogie avec la zone 1 du profil *L6000*, nous pouvons l'interpréter comme étant l'unité *Ss* mais en couverture plus discontinue.

À la zone 1, succède la zone 2 dont la résistivité moyenne est de 15.42 $\Omega\text{.m}$, et qui apparaît relativement plus conductrice que l'unité *Ss* sus-jacente. Toutefois, si on compare sa résistivité moyenne à celle de la même zone sur le profil *L6000* (voir Fig. 6.11-c), elle semble beaucoup moins conductrice. Surtout au voisinage de 5082 km, où sa résistivité atteint 25 $\Omega\text{.m}$, ce qui la rend partiellement indifférenciée de l'unité *Ss* en surface. Néanmoins, dans sa portion comprise entre les sondages *T03-3* et *T03-4* du *NanoTEM*, sa résistivité peut atteindre des valeurs beaucoup plus faibles soit 6 $\Omega\text{.m}$. Cette valeur de 6 $\Omega\text{.m}$ est un indicateur qui nous permet de l'interpréter comme étant l'unité *Am*.

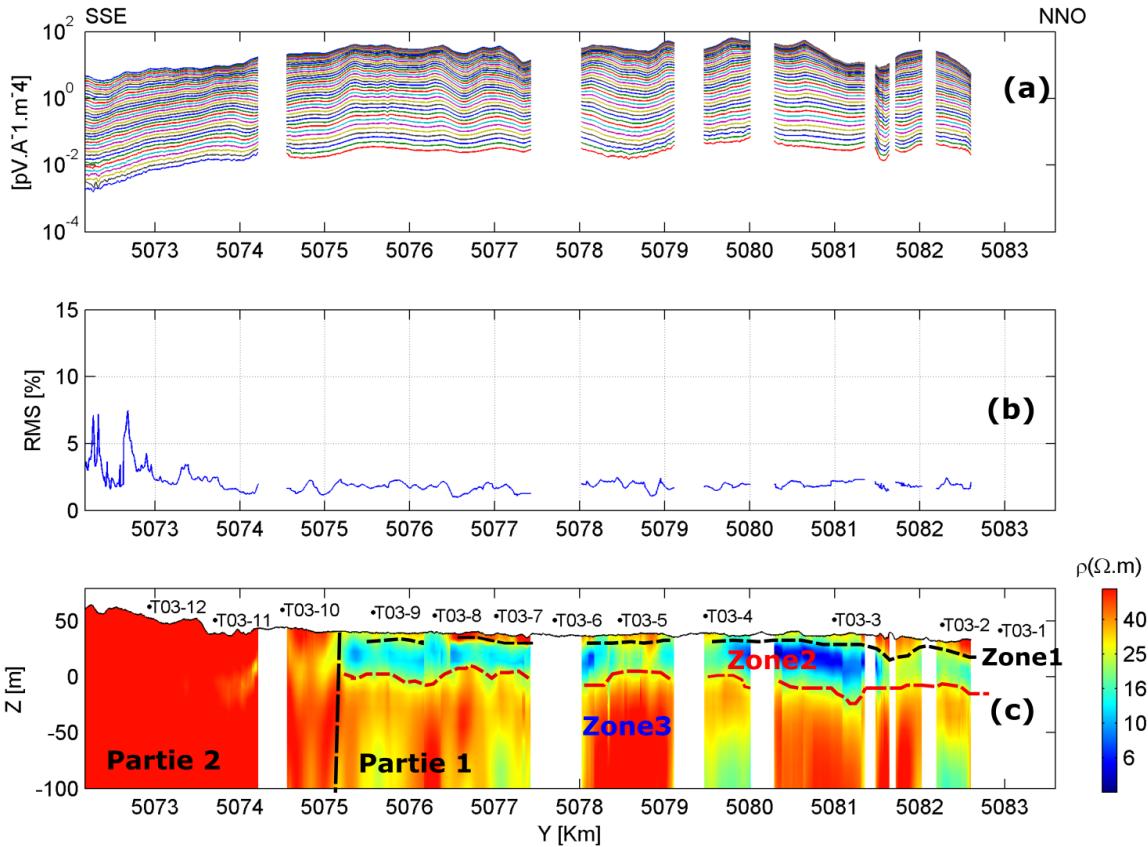


Figure 6.12: Résultats de l'inversion de la portion du profil *L2000 VTEM-plus* conservé après le traitement. (a) Données traitées ; (b) Valeurs rms et (c) Section Pseudo-2D avec en surface les sondages *T03 NanoTEM* situés à proximité. La section Pseudo-2D se subdivise en deux parties représentant le contexte géologique de la Plate-forme du Saint-Laurent (Partie 1) et le Piedmont Appalachien (Partie 2).

Sur le profil *L2000*, cette unité est plus ou moins continue latéralement et son épaisseur moyenne est de 16.41 m. Cette valeur est très proche de l'épaisseur moyenne de 15 m pour l'argile marine obtenue dans les 1634 forages lors de l'analyse préliminaire au chapitre 5. Rappelons que la majorité des forages retenus est située à l'est de la zone d'étude, tout comme le profil *L2000* ce qui pourrait expliquer le fait que l'épaisseur moyenne de l'unité *Am* dans les forages soit similaire à celle donnée par l'inversion.

Tableau 6.4: Statistiques sur les valeurs de résistivité, d'épaisseur des unités *Ss* et *Am*, et de la profondeur au roc retournées par l'inversion de la partie 1 du profil *L2000*.

6.6	Minimum	Maximum	Moyenne
<i>RES-Ss (Ω.m)</i>	5.274	118.6	30.33
<i>RES-Am (Ω.m)</i>	3.78	45.49	15.42
<i>RES-Roc (Ω.m)</i>	7.766	107.6	37.61
<i>Ép-Ss (m)</i>	10.7	25.1	12.9
<i>Ép-Am (m)</i>	16.4	17.2	16.41
<i>Prof-Roc (m)</i>	43.5	45.3	43.54

Finalement, la zone 3 i.e. celle en dessous de l'unité *Am*, est tout autant résistante que la même zone sur le profil *L6000*. Les valeurs de résistivités données par l'inversion sont similaires à celles de l'unité de sable de surface, c'est-à-dire des résistivités moyennes autour de 37 Ω.m. On y observe aussi des valeurs de résistivité beaucoup plus élevées i.e. plus de 107 Ω.m. Cette zone est interprétée comme le roc dont la profondeur moyenne se trouve à environ 43.54 m. Les statistiques sur les valeurs de résistivité et d'épaisseur des unités *Ss* et *Am*, et le roc dans la partie 1 du profil *L2000* sont données dans le tableau 6.4.

Dans la partie 2 i.e. de l'extrémité SSE du profil *L2000* jusqu'à la position 5075 km (Fig. 6.12-c), l'organisation verticale de la résistivité dans la partie 1, n'y est plus applicable. Dans cette partie, la résistivité électrique moyenne est de 200 Ω.m, avec des valeurs qui peuvent parfois dépasser 2000 Ω.m. Sur la carte des profils *VTEM-plus*, avec en fond la carte topographique de la Montérégie-Est, on voit clairement que la partie 2 correspond à la zone de transition entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches i.e. au Piedmont Appalachien. Le roc y est quasiment affleurant, d'où les valeurs de résistivité électrique très élevées, et une organisation stratigraphique différente de celle de la Plate-forme du Saint-Laurent.

6.6.1.1 Résumé des résultats de l'inversion des profils *VTEM-plus*

En résumé, les résultats de l'inversion des profils *VTEM-plus* montrent que :

1. Les variations verticales et latérales de la résistivité électrique sont tributaires des contextes géologiques de la Plate-forme du Saint-Laurent et du Piedmont Appalachien.
2. Dans les parties centrale et nord de la Plate-forme du Saint-Laurent, l'unité *Ss* et le roc sont relativement résistants avec une résistivité qui avoisine 35 Ω.m. L'unité *Ss* a environ 10 m d'épaisseur tandis que le roc se situe en moyenne à plus de 50 m de profondeur.

Entre ceux-ci, se trouve intercalée l'unité *Am* beaucoup plus épaisse, soit 40 m, et conductrice avec une résistivité inférieur à 10 Ω.m. Les profils *L6000* (Fig. 6.11-c), *L1000* et *L1001* (voir annexe C, Fig. 10.7-e et 10.8-f) illustrent parfaitement ces observations.

3. Lorsqu'on se déplace en direction de l'est la Plate-forme du Saint-Laurent, on observe la même organisation stratigraphique que dans la partie centrale. Cependant, les unités *Ss* et *Am* sont beaucoup moins continues latéralement et diminuent en épaisseur. Les résistivités électriques du roc et de l'unité *Ss*, soient respectivement 37 Ω.m et 30 Ω.m sont similaires à celles de la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent pour les mêmes unités. À l'opposé, la résistivité de l'unité *Am* augmente de moins de 10 Ω.m à plus de 15 Ω.m. Les profils *L2000* (Fig. 6.12-c) et *L5000* (annexe C, Fig. 10.9-f) situés dans la partie Est de la Plate-forme du Saint-Laurent témoignent de ces observations.
4. Sur le Piedmont Appalachien, seul le roc a pu être observé avec une résistivité moyenne de 200 Ω.m, beaucoup plus élevée que sur la Plate-forme du Saint-Laurent. Les unités *Ss* et *Am* n'ont pas pu être mises en évidence du fait de leur faible épaisseur dans cette zone.
5. Bien que l'analyse des forages ait montré la présence du till basal en couverture discontinue, les résultats de l'inversion des profils *VTEM-plus* n'ont pas permis de le mettre en évidence. Cela pourrait s'expliquer par le fait que celui-ci n'a pas une épaisseur suffisante ou un contraste de résistivité relativement important avec le roc sous-jacent pour pouvoir être mis en évidence.

6.6.2 Inversion des données *NanoTEM*

Dans cette partie, nous discutons de la qualité des sondages des profils *T16* et *T03 NanoTEM*, et présentons les résultats de leur inversion. Les profils *T16* et *T03* sont situés respectivement le long des profils *L6000* et *L2000*, et sont ceux sur lesquels nous appliquons la méthode de déformation graduelle.

6.6.2.1 Qualité des données *NanoTEM*

- Qualité des données du profil *T16*

Le profil *T16* est constitué de 48 sondages situés le long de 3 lignes *VTEM-plus* à savoir *L1000*, *L1001* et *L6000*. Parmi les sondages du profil *T16*, nous avons retenu les 15 sondages qui se trouvent à proximité des sondages de meilleure qualité du profil *L6000 VTEM-plus*. La figure. 6.13 présente les courbes db_z/dt_{obs} brutes de quelques sondages *T16*.

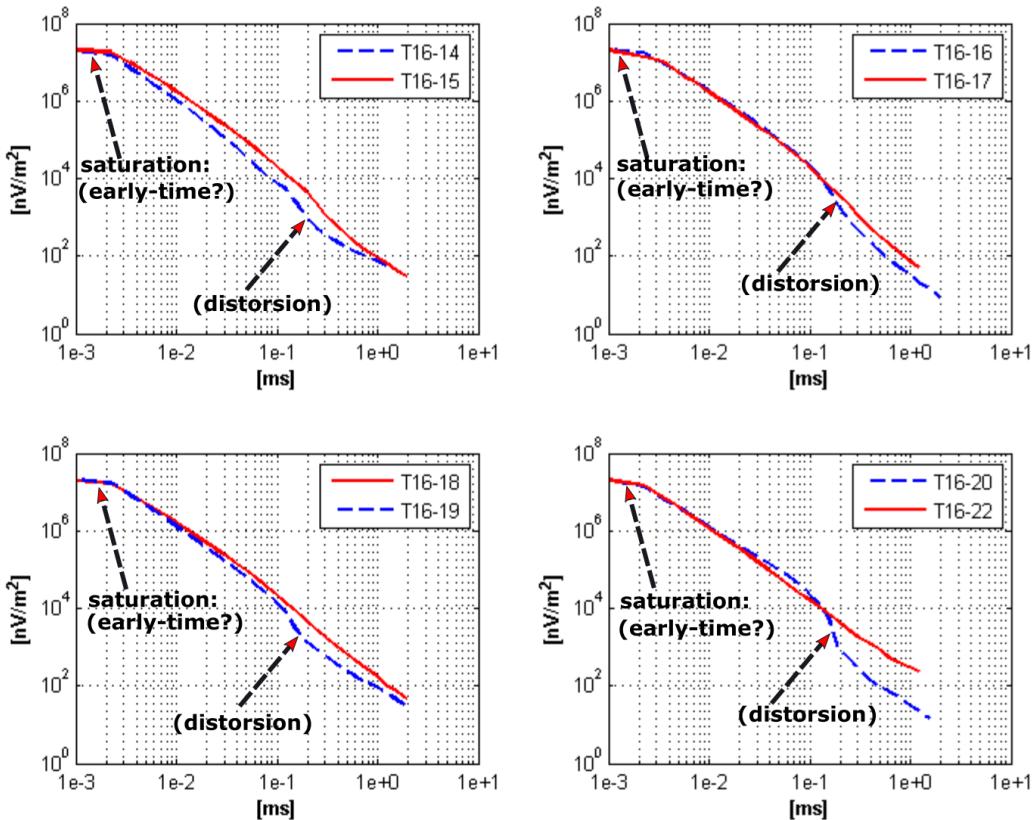


Figure 6.13: Stations 14 à 20, et 22 du profil *T16*. Les courbes db_z/dt_{obs} en bleu représentent les stations avec une distorsion entre 100 μ s - 200 μ s ; Les courbes rouges sont les stations sans distorsion. Les deux (2) premières fenêtres de temps (1 μ s - 2.2 μ s) sont saturées (*early-time* ?).

Les données brutes montrent que les deux premières fenêtres de temps (1 μ s et 2.2 μ s) sont affectées par des effets de saturation qui se matérialisent sous forme de plateau sur les courbes de décroissance db_z/dt_{obs} . Ces effets de saturation pourraient être causés par le fait que le champ primaire généré par le transmetteur ne s'est pas totalement dissipé au moment de l'enregistrement des courbes db_z/dt_{obs} . Dans ce cas on parle d'*early-time*. Dans les méthodes *TEM*, les réponses db_z/dt_{obs} mesurées en *early-time* ne dépendent pas des propriétés électriques du sous-sol et doivent être supprimées avant l'inversion afin d'obtenir un modèle fiable du sous-sol.

En plus de la saturation, certains sondages sont distordus entre 100 μ s et 200 μ s (Fig. 6.13). Les causes des distorsions peuvent être soit d'origine anthropique (couplage galvanique entre des objets métalliques avec le sol) ou liées à la présence de corps 2D/3D. Un fort contraste de résistivité entre deux couches successives peut aussi provoquer de la distorsion. En effet, le passage d'une couche très conductrice à une plus résistante entraîne un changement de la pente des courbes db_z/dt_{obs} vers la gauche. Dans la configuration inverse, le changement de pente est observé vers la droite.

En plus des causes précédentes, les sondages *TEM* acquis en boucle centrale peuvent être aussi affectés par la boucle du transmetteur si celle-ci est de petite taille.

Des effets de polarisation provoquée peuvent également provoquer des distorsions dans les courbes db_z/dt_{obs} mesurées. Toutefois, si les distorsions sont liées à l'effet de dispersion (effet *PP*), nous aurions dû aussi les observer sur les courbes db_z/dt_{obs} des sondages *VTEM-plus* voisins ce qui n'est pas le cas. En plus, aucune mesure négative signe de la présence de l'effet *PP* n'a été observée sur les courbes db_z/dt_{obs} pour les fenêtres tardives d'enregistrement.

À la figure 6.13, les sondages peu ou pas affectés (courbes rouges) sont comparés à ceux affectés par les effets de distorsion (courbes bleues). La liste exhaustive des sondages *T16* de suivant chaque catégorie est présentée dans le tableau 6.5. La séparation courbes distordues et non distordues est faite uniquement de manière visuelle.

Tableau 6.5: Inventaire des sondages distordus et non distordus du profil *T16*.

STATIONS NON DISTORDUES	STATIONS DISTORDUES
<i>T16-15; T16-17; T16-18; T16-22;</i> <i>T16-26; T16-27; T16-33</i>	<i>T16-14; T16-16; T16-19; T16-20</i> <i>T16-21; T16-23; T16-24; T16-25</i>

- **Qualité des données du profil *T03***

Le profil *T03* est constitué de douze (12) sondages, dont huit (8) ne sont pas ou peu affectés par la distorsion (Fig. 6.14). Tout comme les sondages *T16*, les courbes db_z/dt_{obs} sont aussi saturées pour les fenêtres de temps de 1 μ s à 2.2 μ . Certains sondages présentent aussi des distorsions entre 100 μ s - 200 μ s. Toutefois, il semble que les distorsions sur les sondages *T03* sont beaucoup plus accentuées que sur *T16*. Au voisinage de *T03*, situé en partie sur le Piedmont Appalachien, l'inversion de *L2000 VTEM-plus* avait montré que le roc a des valeurs de résistivité élevée, et y

affleure contrairement à la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent, où se trouvent les sondages *T16*. On peut émettre l'hypothèse que le fort contraste de résistivité entre le roc et l'argile de Champlain, pourrait être la cause de l'accentuation des distorsions sur *T03*.

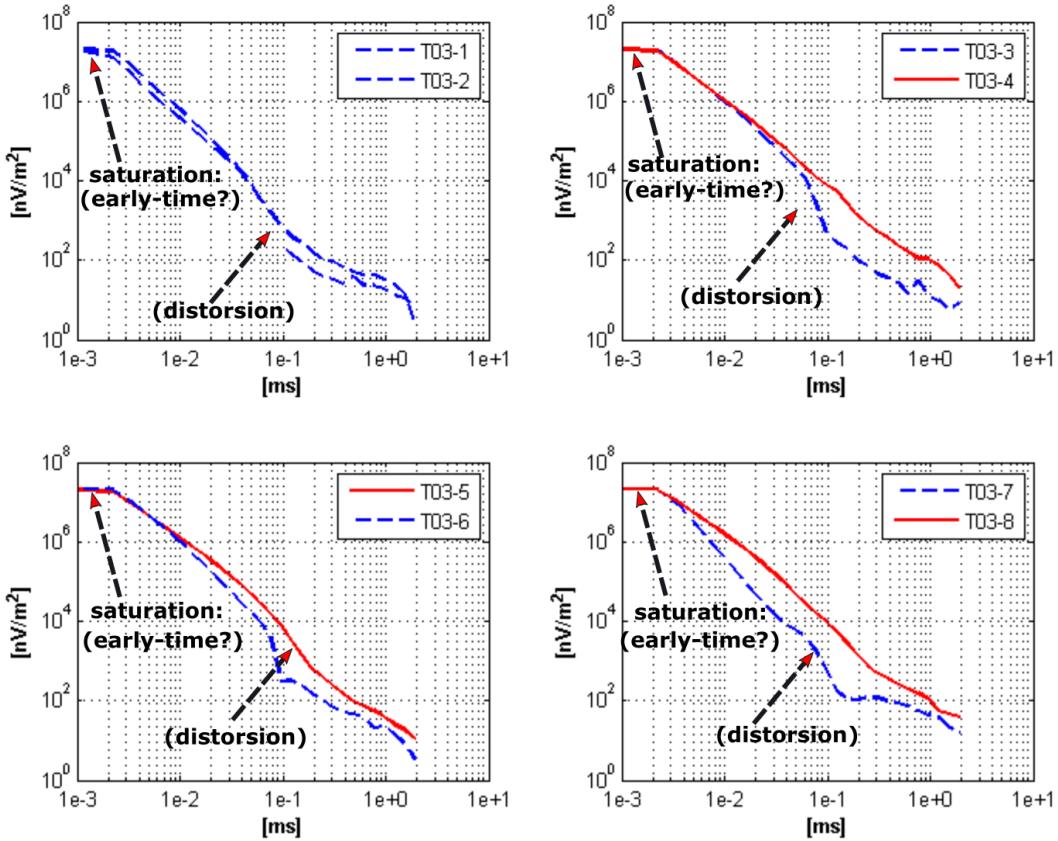


Figure 6.14: Stations 1 à 8 du profil *T03*. Les courbes db_z/dt_{obs} en bleu représentent les stations avec une distorsion entre 100 μ s - 200 μ s ; Les courbes rouges sont les stations sans distorsion. Les deux (2) premières fenêtres de temps (1 μ s - 2.2 μ s) sont saturées (*early-time* ?).

L'inventaire des sondages distordus et non distordus du profil *T03* est présenté le tableau 6.6.

Tableau 6.6: Inventaire des sondages distordus et non distordus du profil *T03*.

STATIONS NON DISTORDUES	STATIONS DISTORDUES
<i>T03-4; T03-5; T03-8</i>	<i>T03-1; T03-2; T03-3; T03-6; T03-7</i>

6.6.2.2 Résultats inversion des profils *T16* et *T03 NanoTEM*

Avant l'inversion de *T16* et *T03*, dans l'optique d'obtenir un modèle fiable au niveau de la proche surface, nous avons supprimé la portion saturée des courbes db_z/dt_{obs} , c'est-à-dire les deux

premières fenêtres de temps. Par la suite, pour tous les sondages affectés par des effets de distorsion, nous avons conservé que la portion de la courbe de meilleure qualité et qui globalement est comprise entre les fenêtres numéros 3 à 18. Bien entendu, sur certains sondages, la portion non distordue peut se situer avant ou après la fenêtre numéro 18.

Pour l'inversion, nous avons utilisé l'approche avec un nombre minimum de couches contrairement à l'inversion multicouches des données *VTEM-plus*. L'approche ne nécessite pas de maintenir les épaisseurs des couches du modèle de départ fixe pendant l'inversion. Néanmoins, des contraintes peuvent être appliquées si de l'information *a priori* est disponible. Le modèle de départ est un milieu homogène à $50 \Omega\text{m}$.

Les résultats de l'inversion des profils *L6000* et *L2000 VTEM-plus* (voir Figs. 6.11 et 6.12), et *E06-a5* et *E04-b* de tomographie de résistivité électrique (voir Fig. 6.2), ont montré que sur la base de la distribution verticale des valeurs de résistivité, notre zone d'étude peut être approchée par un milieu à 3 couches représentant de la surface vers la base les unités *Ss* et *Am*, et le roc. Ainsi pour les sondages non distordus avec un temps d'enregistrement allant au-delà de 1 ms, nous faisons l'hypothèse que ceux-ci peuvent avoir atteint le roc, et par conséquent ont été inversés avec un modèle à 3 couches. Quant aux sondages distordus dont la portion de la courbe conservée pour l'inversion s'arrête autour de 100 μs d'enregistrement, nous supposons que cette portion conservée ne peut que permettre de caractériser les unités *Ss* et *Am* en surface. Par conséquent, ces sondages ont été inversés avec un modèle à deux couches.

- **Résultats de l'inversion du profil *T16***

La présentation des résultats de l'inversion de *T16* est faite suivant les catégories non distordues (la portion conservée des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ s'arrête à 1 ms, et inversés avec trois couches) et distordues (la portion conservée des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ s'arrête au tour de 100 μs , et inversées avec deux couches).

L'inversion des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{obs}$ de ces deux catégories donnent globalement un bon ajustement, soit des valeurs rms inférieurs à 7 %. À la figure 6.15 en a-1 et en a-2, les courbes $d\mathbf{b}_z/dt$ observées et calculées sont respectivement en rouge et en bleu, et le tableau 6.7 présente les valeurs de résistivité et d'épaisseur des couches obtenues par l'inversion des sondages de la catégorie 1. Suivant ce tableau, la première couche a en moyenne une résistivité et une épaisseur de $9.48 \Omega\text{m}$ et 7.47 m respectivement. La deuxième et la troisième couche sont toutes autant

conductrices que la première avec en moyenne des résistivités égales à $6.55 \Omega\text{m}$ et $3.43 \Omega\text{m}$ respectivement. L'épaisseur moyenne de la deuxième couche est de 12 m.

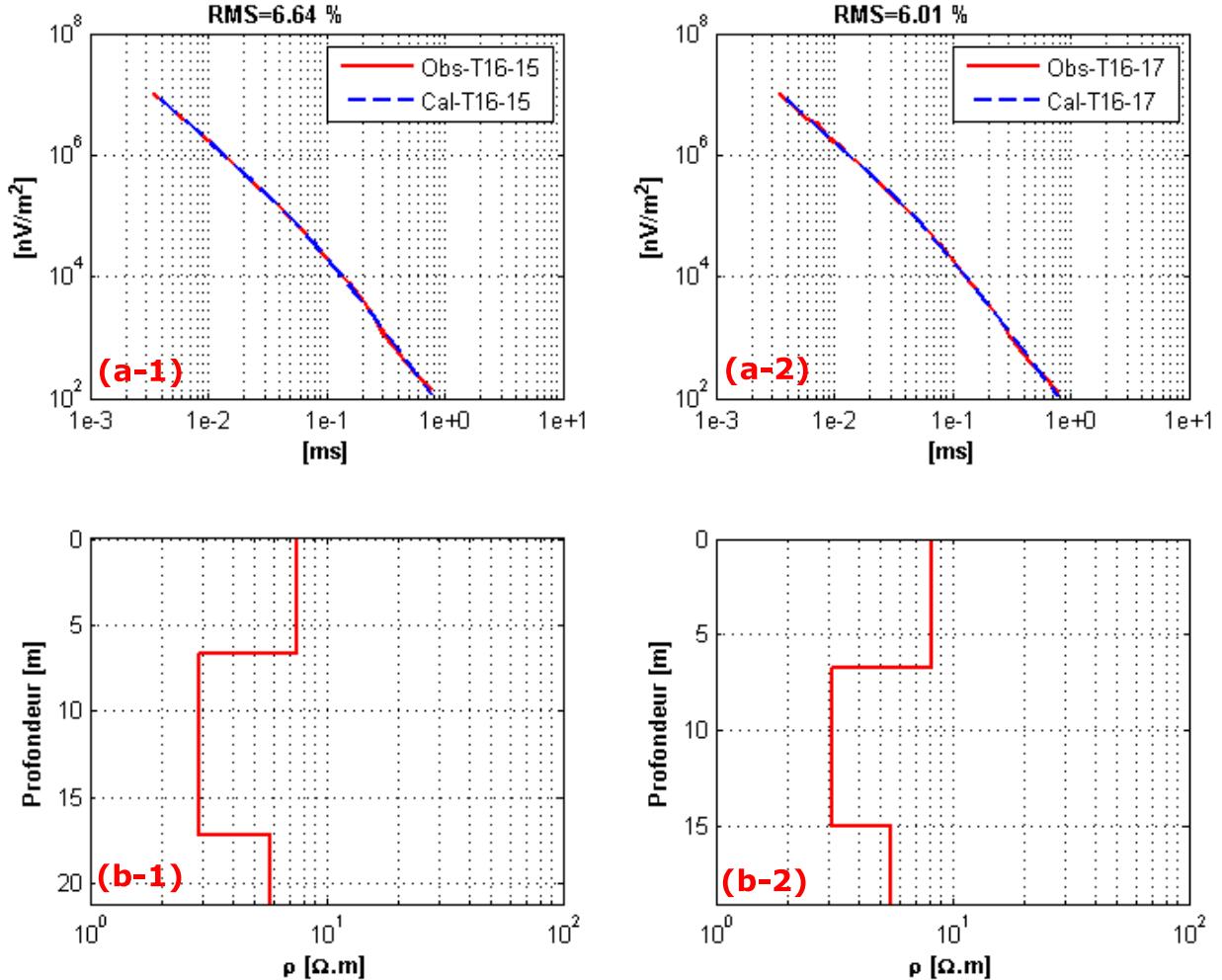


Figure 6.15: Résultats de l'inversion trois couches des stations sans distorsion $T16-15$ et $T16-17$; (a-1 et a-2) : Ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : Modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.

Tous comme pour les sondages de la catégorie 1 (voir Fig. 6.15), à la figure 6.16 en a-1 et en a-2, les courbes db_z/dt observées et calculées sont respectivement en rouge et en bleu, et les modèles de résistivité retournés par l'inversion des sondages de la catégorie 2 sont présentés dans le tableau 6.8. Suivant ce tableau pour la catégorie 2, les modèles de résistivité électrique obtenus sont très similaires à ceux de la catégorie 1. On observe pour la couche 1, une résistivité moyenne proche de $10.5 \Omega\text{m}$, par la suite celle-ci décroît à $4.36 \Omega\text{m}$ à la couche 2 (tableau 6.8).

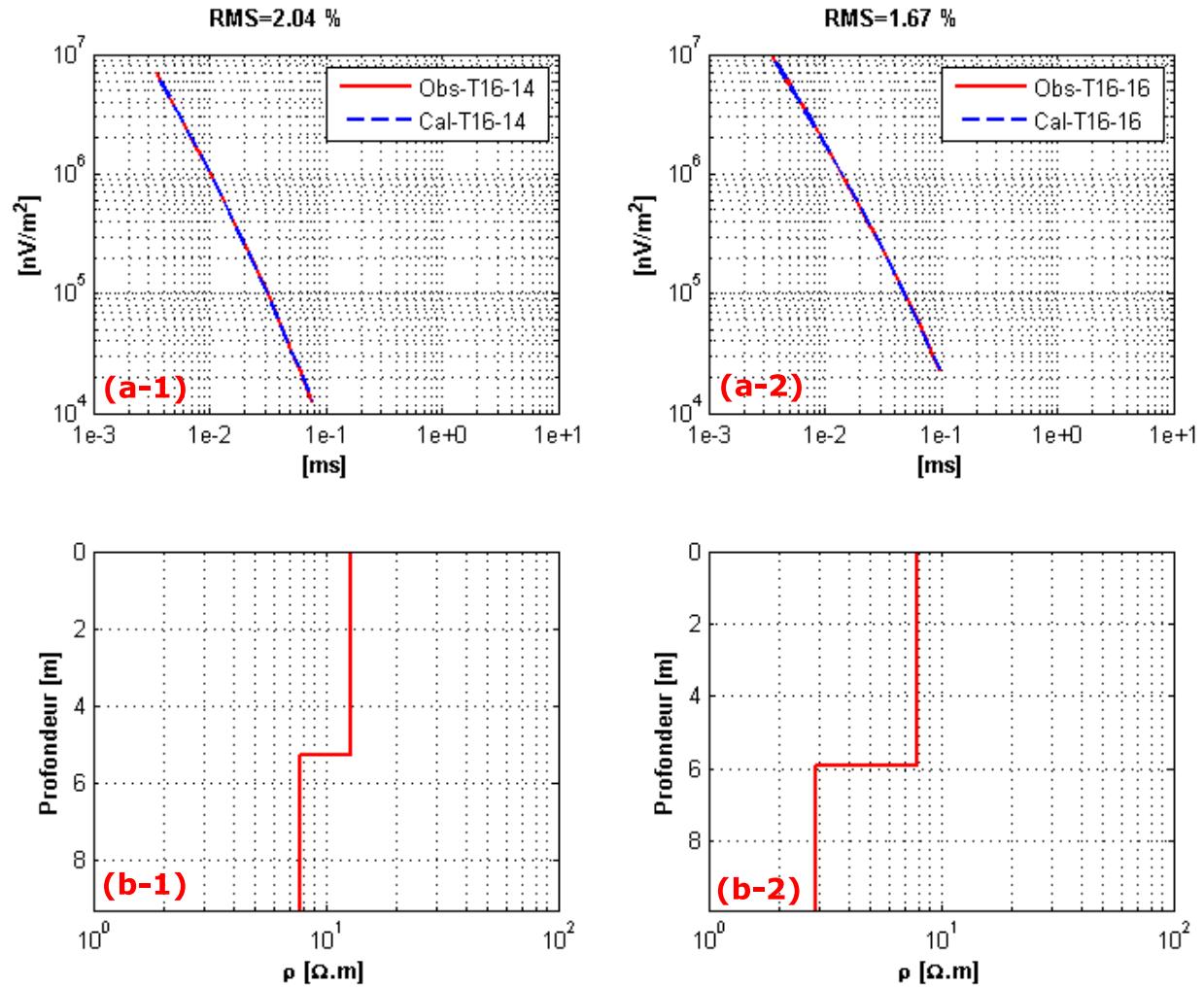


Figure 6.16: Résultats de l'inversion deux couches des stations avec distorsion *T16-14* et *T16-16* ; (a-1 et a-2) : ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.

Tableau 6.7: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages non distordus *T16*.

6.7	RES1 ($\Omega \cdot m$)	RES2 ($\Omega \cdot m$)	RES3 ($\Omega \cdot m$)	EP1 (m)	EP2 (m)
T16-15	07.58	02.88	5.78	06.90	10.40
T16-17	08.24	03.10	05.50	06.90	08.30
T16-18	08.69	02.67	01.87	06.40	23.40
T16-22	10.56	02.74	01.80	08.20	13.10
T16-26	06.52	01.41	02.00	06.90	13.80
T16-27	10.71	03.61	05.61	09.20	11.10
T16-33	14.16	28.79	04.96	08.50	04.00
Minimum	06.52	01.41	01.80	06.40	04.00
Maximum	14.16	28.79	05.78	09.20	23.40
Moyenne	09.48	06.55	03.93	07.47	12.01

Tableau 6.8: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages distordus *T16*.

6.8	RES1($\Omega \cdot m$)	RES2 ($\Omega \cdot m$)	EP1 (m)
T16-14	12.93	07.76	05.30
T16-16	07.96	02.89	05.90
T16-19	10.26	04.14	07.10
T16-20	10.26	02.11	7.00
T16-21	13.54	07.93	04.10
T16-23	09.21	03.19	06.110
T16-24	08.76	03.63	06.110
T16-25	11.13	03.25	07.70
Minimum	07.96	02.11	04.10
Maximum	13.54	07.93	07.70
Moyenne	10.50	04.36	06.46

La comparaison de la variation verticale de la résistivité des sondages des catégories 1 et 2 du profil *T16* à celles de la ligne *L6000* voisine, on s'aperçoit qu'elles sont complètement différentes. En effet pour le profil *L6000*, on avait pu délimiter clairement 3 couches de résistivité différentes correspondant aux unités *Ss* et *Am*, et le roc. Dans le cas du profil *T16*, les 3 couches ont des résistivités similaires (un milieu presque homogène) ce qui rend toute interprétation géologique i.e. la différenciation des unités *Ss*, *Am* et roc sous la base des résistivités presque impossible. Pour la majorité des sondages *T16* de la catégorie non distordue, toutes les 3 couches retournées par

l'inversion 1D sont très conductrices (résistivité inférieures à $10 \Omega.m$), sauf les couches 1 et 2 du sondages *T16-33* dont les resistivités respectives sont $14.16 \Omega.m$ et $28.79 \Omega.m$.

Toutefois, si on compare les résistivités moyennes respectives des couches 1, 2 et 3, soit $9.48 \Omega.m$, $6.45 \Omega.m$ et $3.93 \Omega.m$, avec celle de $9.74 \Omega.m$ de l'unité d'argile marine sur le profil *L6000*, nous pouvons objectivement dire que le *NanoTEM* ne détecte que cette unité.

L'unité *Ss* plus resistante sur la section pseudo-2D du profil *L6000*, et présente en surface dans les forages de la zone d'étude, n'est pas mise en évidence sur les modeles 1D des sondages *T16*. Ce résultat est en contradiction avec celui de la modélisation car on a observé que le *NanoTEM* a une meilleure résolution en surface que le *VTEM-plus*, et donc aurait dû aussi mettre en évidence cette unité. D'autant plus que le *NanoTEM* commence l'enregistrement des courbes db_z/dt_{obs} à $1 \mu s$ après la coupure du courant contrairement au *VTEM-plus* dont l'enregistrement débute à $21 \mu s$. Le roc n'est pas aussi identifié sur les modèles 1D des sondages *T16*. Rappelons que le *NanoTEM* a un faible moment magnétique, soit $1200 A.m^2$, et un temps d'enregistrement plus court de $2 ms$ que celui du *VTEM-plus*, soit environ $10 ms$. Ces caractéristiques peuvent constituer des pistes de justification du fait que le *NanoTEM* n'a pas pu pénétrer suffisament en profondeur, en dessous de l'argile marine pour pouvoir mettre en évidence le roc contrairement au *VTEM-plus*. De plus dans la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent, l'inversion du profil *L6000* a montré que le toit du roc se situe en moyenne à $53.45 m$ de profondeur. Cette profondeur est légèrement supérieure à la profondeur d'exploration théorique de $50 m$ du *NanoTEM*, obtenu lors de l'étape de modélisation, et au-delà de laquelle le roc ne peut être résolu en dessous de l'unité *Am*. Dans la pratique, cette profondeur d'exploration théorique peut drastiquement diminuer si les données des dernières fenêtres de temps sont de mauvaise qualité comme dans notre cas.

L'inversion des sondages distordus donnent des valeurs moyennes de résistivité de $10.5 \Omega.m$ et $4.36 \Omega.m$ pour les couches numéros 1 et 2. Tout comme dans le cas des sondages non distordus, ces valeurs sont similaires à celle de l'argile de Champlain donnée par le *VTEM-plus*. Ces sondages n'ont pas aussi permis de mettre en évidence l'unité *Ss*, et encore moins le roc car la plupart s'arrête à $100 \mu s$ d'enregistrement.

- **Résultats de l'inversion du profil *T03***

Les sondages *T03* sont aussi regroupés et ajustés avec un nombre de couches choisi suivant la catégorie comme dans le cas de *T16*. Les résultats de l'inversion 1 D des sondages sans et avec

distorsion de $T03$ sont respectivement présentés aux figures 6.17 ($T03-04$ et $T03-08$) et 6.18 ($T03-04$ et $T03-08$). Les courbes $\frac{db_z}{dt_{obs}}$ du profil $T03$ des figures 6.17 (a-1 et a-2) et 6.18 (a-1 et a-2) sont globalement bien ajustées avec des valeurs du rms inférieures à 9 %.

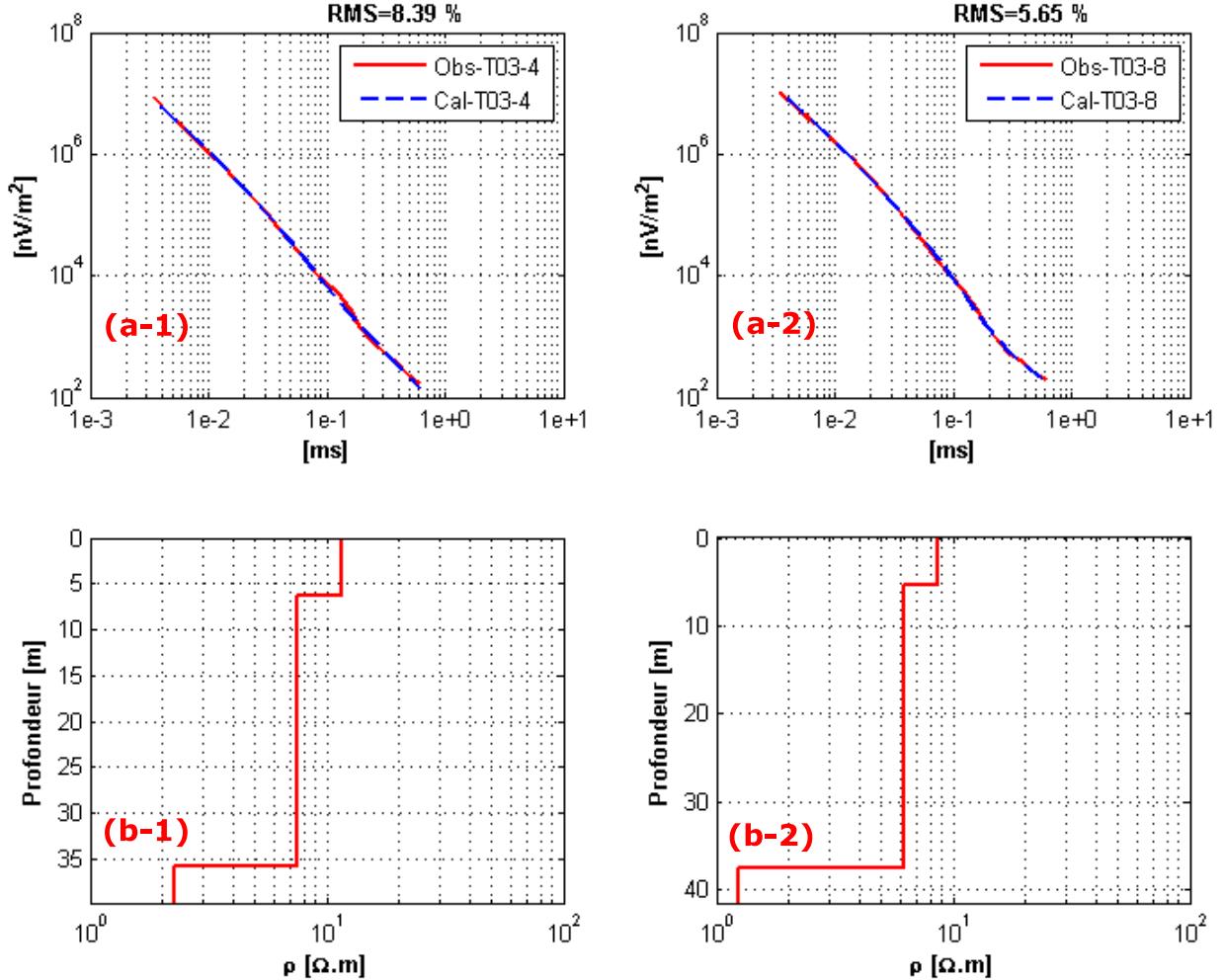


Figure 6.17: Résultats de l'inversion des stations avec peu de distorsion $T03-04$ et $T03-08$. (a-1 et a-2) : ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.

Dans les analyses suivantes, nous discutons dans un premier temps des modèles 1D donnés par l'inversion des sondages de la catégorie 1, soit $T03-4$, $T03-5$ et $T03-8$, et présentons dans un second temps ceux de la catégorie 2 soit $T03-1$, $T03-2$, $T03-3$, $T03-6$ et $T03-7$.

Dans la catégorie 1 suivant le tableau 6.9, la couche 1 des sondages $T03-4$, $T03-5$ et $T03-8$ a une résistivité et une épaisseur moyenne de $10.44 \Omega.m$ et 6.12 m. À la couche 2, la moyenne des

résistivités décroît à $6 \Omega.m$ tandis que celle des épaisseurs passe à plus de $22.6 m$. Finalement, pour la couche 3, sur *T03-4* et *T03-8* la résistivité moyenne continue de décroître pour atteindre la moitié de celle de la couche 2, soit $3 \Omega.m$ sauf pour le sondage *T03-5* où elle augmente à $24 \Omega.m$.

Comme dans le cas des sondages *T16*, suivant la résistivité des couches 1 et 2, on peut affirmer que l'unité *Ss* n'est pas mise en évidence sur les sondages de la catégorie 1 de *T03*. On observe plutôt l'unité *Am*. Lorsqu'on passe à la couche 3 de *T03-4* et *T03-8*, la diminution de la résistivité vers une valeur plus faible de $3 \Omega.m$, montre qu'on est toujours dans l'argile de Champlain et que le roc n'a pas été atteint.

À l'opposé sur *T03-5*, au niveau de la couche 3, l'augmentation de la résistivité semble indiquer la présence du roc localement. Cependant, cette observation doit être prise avec beaucoup de réserve, car en additionnant l'épaisseur des couches 1 et 2 de ce sondage, le roc se situerait à environ $37.5 m$ de profondeur. Laquelle profondeur est très proche de la limite d'exploration théorique de $50 m$ du *NanoTEM* au-delà de laquelle un milieu résistant sous l'argile de Champlain ne peut être détecté.

Tableau 6.9: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages non distordus *T03*.

6.9	RES1 ($\Omega.m$)	RES2 ($\Omega.m$)	RES3 ($\Omega.m$)	EP1 (m)	EP2 (m)
<i>T03-4</i>	11.61	07.50	02.27	06.50	29.40
<i>T03-5</i>	08.68	06.31	24.33	05.30	32.20
<i>T03-8</i>	11.03	05.54	01.24	06.70	06.50
Minimum	08.68	05.54	01.24	05.30	06.50
Maximum	11.61	07.50	24.33	06.70	32.20
Moyenne	10.44	06.52	09.28	06.12	22.67

La figure 6.18 (b1 et b2) montre le résultat de l'inversion des sondages *T03-03* et *T03-6* de la catégorie 2. Pour ces sondages en surface (couche 1), le *NanoTEM* voit un milieu conducteur interprété comme l'unité *Am*. Sa résistivité et son épaisseur moyennes sont égales à $14.03 \Omega.m$ et $10.2 m$, et une fois encore l'unité *Ss* n'est pas mise en évidence. À la couche 2, il y a augmentation de la résistivité pour tous les sondages. Par exemple, dans le tableau 6.10, on observe des valeurs de résistivité de $183.60 \Omega.m$, $78 \Omega.m$ et $182.70 \Omega.m$ pour les sondages *T03-1*, *T03-2* et *T03-7*.

Notons que certains sondages de *T03* se trouvent dans la partie est de la Plate-forme du Saint-Laurent et d'autres proche du Piedmont Appalachien. Sur le Piedmont Appalachien, l'inversion

du profil *L2000* du *VTEM-plus* et les données de forage avaient montré que le roc est quasiment affleurant. Cela peut expliquer le fait que la couche 2, située en moyenne à 10.12 m de profondeur ait des résistivités élevées. On peut alors penser que cette couche 2, sur les sondages distordus *T03* représente le roc.

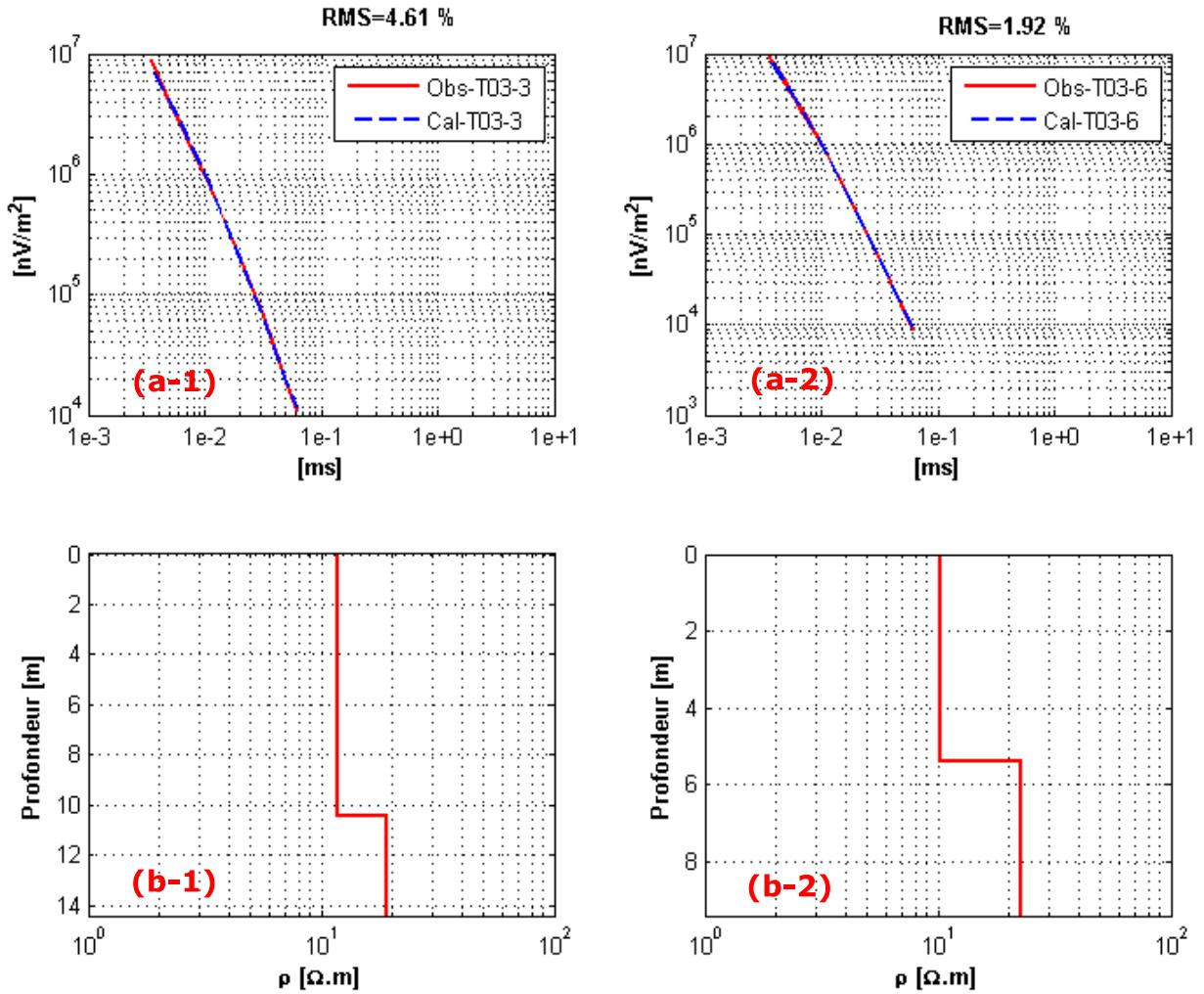


Figure 6.18: Résultats de l'inversion des stations avec distorsion *T03-03* et *T03-06* ; (a-1 et a-2) : ajustement des données observées (rouge) par les réponses calculées (bleu) ; (b-1 et b-2) : Modèles électriques retournés par l'inversion moindres-carrés 1D.

Tableau 6.10: Valeurs des résistivités et des épaisseurs des couches retournées par l'inversion des sondages distordus *T03*.

	RES1 ($\Omega \cdot \text{m}$)	RES2 ($\Omega \cdot \text{m}$)	EP1 ($\Omega \cdot \text{m}$)
<i>T03-1</i>	24.53	183.60	20.70
<i>T03-2</i>	15.40	78.00	11.40
<i>T03-3</i>	11.84	19.25	10.40
<i>T03-6</i>	10.29	22.83	05.40
<i>T03-7</i>	08.09	182.70	02.70
Minimum	08.09	19.25	02.70
Maximum	24.53	183.60	20.70
Moyenne	14.03	97.28	10.12

6.9.1.1 Résumé des résultats de l'inversion des profils *T16* et *T03 NanoTEM*

En résumé, l'inversion des profils *NanoTEM* montre que :

1. Les modèles électriques 1D ne permettent pas de décrire l'organisation stratigraphique attendue sur la zone d'étude i.e. de la surface à la base, on observe les unités *Ss* et *Am*, et le roc ;
2. La majorité des sondages *T16* situés dans la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent, ne mettent que l'unité d'argile marine en évidence en surface, avec des résistivités moyennes des couches comprises entre 3.93 $\Omega \cdot \text{m}$ à 10.50 $\Omega \cdot \text{m}$.
3. Sur les sondages *T03* situés à l'extrême est de la Plate-forme du Saint-Laurent, l'unité *Am* semble légèrement plus résistante que sur *T16*. Les résistivités moyennes des couches qui la représentent varient de 6.53 $\Omega \cdot \text{m}$ à 14.03 $\Omega \cdot \text{m}$. Notons que dans cette zone, l'unité *Am* a des épaisseurs moins importantes. Par conséquent, l'eau salée laissée par la mer de Champlain a dû subir au fil du temps, une dilution causée par la pluie et/ou la fonte de la neige au printemps.
4. Suivant les valeurs de résistivité électrique de leur modèle 1D, l'ensemble des sondages *T16* et *T03*, n'a pas mis en évidence l'unité de sable de surface (*Ss*) ;
5. Sur certains sondages *T03* (*T03-1*, *T03-2* et *T03-7*) à l'est de la Plate-forme du Saint-Laurent, on a semblé mettre en évidence la présence du roc du fait que celui-ci semble affleurant dans cette zone.

6.10 Compatibilité *VTEM-plus* et *NanoTEM*

La vérification de la compatibilité vise à donner une réponse à la différence observée sur les modèles de résistivité de la figure 1.1 du chapitre Introduction. Concrètement, il s'agit de voir si cette différence pourrait être liée soit :

1. Aux spécificités des différents systèmes, i.e. que le *NanoTEM* a une meilleure capacité de détection en surface, mais pénètre moins profondément que le *VTEM-plus* ;
2. Aux algorithmes d'inversion utilisés i.e. la *LCI* et la *HLCI* utilisés pour obtenir les modèles électriques de la figure 1.1.

Au cours de ce chapitre, nous avons utilisé des logiciels différents de ceux ayant servi à obtenir les modèles de la figure 1.1, et donc nous allons dans un premier temps comparer les modèles électriques 1D obtenus avec ces nouveaux logiciels pour des sondages *NanoTEM* voisins de ceux du *VTEM-plus*. Dans un second temps, à l'aide des modèles 1D obtenus à partir de l'inversion de quelques sondages du profil *L6000* et voisin de ceux du *NanoTEM*, nous allons modéliser les courbes db_z/dt qu'on aurait observées avec ce dernier. Puis ces courbes db_z/dt calculées sont comparées aux courbes db_z/dt desdits sondages voisins *NanoTEM* obtenus en Montérégie-Est.

Finalement, nous allons mettre en relief la qualité des sondages des deux systèmes et la pertinence de l'utilisation des algorithmes *HLCI* et *LCI* lors de l'inversion qui a donné les résultats de la figure 1.1 du chapitre Introduction.

6.10.1 Comparaison des modèles électriques 1D *NanoTEM* et *VTEM-plus*

Sur *T16*, nous avons sélectionnés les sondages de la catégorie 1, dont les courbes db_z/dt_{obs} couvrent un temps d'enregistrement au-delà de 1 ms, soit un peu plus de la moitié du temps d'enregistrement de la dernière fenêtre du *NanoTEM* située à 2 ms. Cette plage de temps semble assez raisonnable pour pourvoir observer les similitudes entre les modèles 1D des deux systèmes. En effet, les courbes db_z/dt_{obs} inversées de la majorité des sondages de la catégorie 1, sont de meilleure qualité jusqu'à ce temps d'enregistrement. La liste des sondages sélectionnés pour l'analyse de compatibilité est présentée dans le tableau 6.11.

Tableau 6.11: Sondages *VTEM-plus* (*Sv*) du profil *L6000* et *NanoTEM* (*T16*) sélectionnés pour l'analyse de compatibilité.

Profil L6000	Profil T16	Distance (m) T16-L6000
<i>Sv7277</i>	T16-15	633
<i>Sv6609</i>	T16-17	352
<i>Sv6374</i>	T16-18	539
<i>Sv5191</i>	T16-22	596

La figure 6.19 présente les modèles retournés par l'inversion de quelques sondages *T16* (bleu) voisins de ceux de *L6000* (rouge).

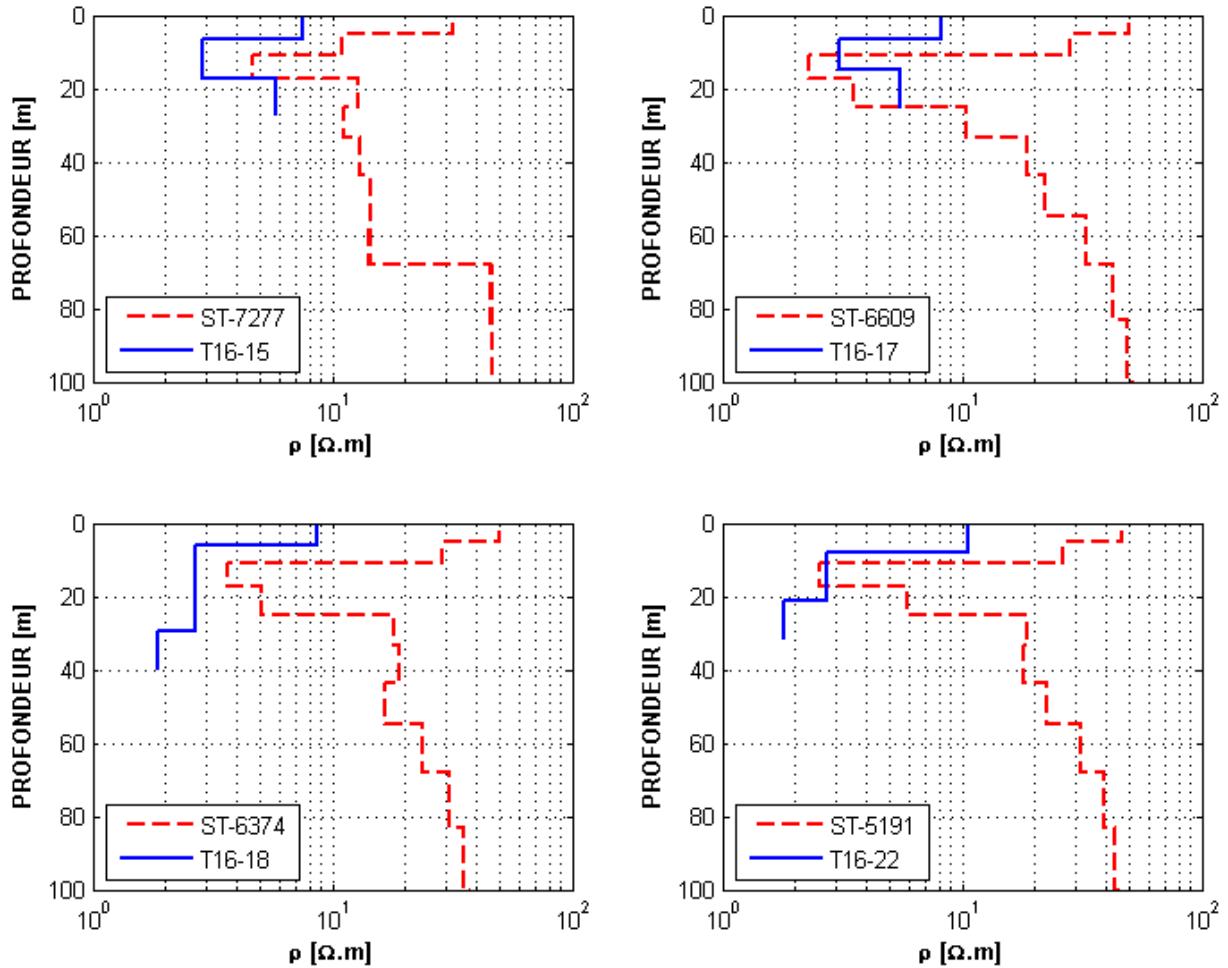


Figure 6.19: Comparaison de quelques modèles 1D retournés par l'inversion du profil *L6000 VTEM-plus* (rouge) avec ceux du profil *T16 NanoTEM* (bleu).

Sur cette figure, on remarque qu'il y a une nette différence entre la valeur de résistivité de la couche 1 des modèles électriques 1D des sondages *T16* avec ceux de *L6000*. Pour cette couche en

surface, la résistivité donnée par le *NanoTEM* est comprise entre $6 \Omega.m$ et $10 \Omega.m$. À l'opposé, le *VTEM-plus* détecte un milieu résistant de $40 \Omega.m$. Ce résultat est identique à celui de la figure 1.1 i.e. que le *NanoTEM* détecte un milieu de résistivité proche de celle de l'unité d'argile marine alors que le *VTEM-plus* détecte des résistivités caractéristiques de l'unité de sable de surface. Le fait que le *NanoTEM* avec un *turn-off time* plus court, ne détecte pas l'unité *Ss* en surface est en contradiction avec l'organisation des résistivités sur la zone d'étude telle qu'illustrée par les deux profils de tomographie électrique de la figure 6.2. Cette incongruité peut s'expliquer par le fait que les premières fenêtres des courbes db_z/dt_{obs} des sondages *NanoTEM* sont affectées par des effets de saturation. Lors de l'étape de traitement, nous avions supprimée ces fenêtres de temps. Toutefois, il semble que pour certains sondages, ce traitement n'a pas suffi à obtenir un modèle du sous-sol en accord avec la géologie.

À la couche 2, les modèles 1D des deux systèmes concordent car ceux-ci détectent l'unité d'argile marine avec une résistivité de moins de $5 \Omega.m$. Plus en profondeur i.e. à la couche 3 des modèles électriques des sondages *T16*, la résistivité reste globalement en dessous de $10 \Omega.m$. Sur les modèles électriques du *VTEM-plus*, la résistivité augmente graduellement vers $40 \Omega.m$. Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que le *NanoTEM* ne pénètre pas assez en profondeur pour détecter le roc, contrairement au *VTEM-plus*.

6.10.2 Comparaison des courbes db_z/dt observées et calculées avec le *NanoTEM*

Dans un premier temps, la comparaison des modèles électriques 1D faite au point précédent a montré que le *VTEM-plus* donne des résultats en accord avec la géologie de la zone d'étude. Dans un second temps, nous faisons l'hypothèse qu'en dehors de toute source de bruits, il devrait avoir une ressemblance dans les courbes db_z/dt_{obs} pour des sondages voisins des deux systèmes, même si ceux-ci ne sont pas colocalisés. Par conséquent, nous faisons la comparaison entre les courbes db_z/dt observées de *T16* et celles calculées à partir des modèles 1D *L6000* sur l'intervalle de temps pour lequel les deux systèmes se chevauchent approximativement i.e. entre les fenêtres 11 à 31 du *NanoTEM*, soit de $20.3 \mu s$ à $1.9114 ms$, et 1 à 33 du *VTEM-plus*, soit de $21\mu s$ à $2.010 ms$ (Fig. 6.20). Pour les fenêtres de temps numéros 1 à 10 du *NanoTEM*, il n'y a pas encore d'enregistrement du *VTEM-plus*. Par conséquent, cette portion de la courbe du *NanoTEM* (désignée par *P1* sur la figure 6.21) n'a pas été prise en compte lors de la comparaison.

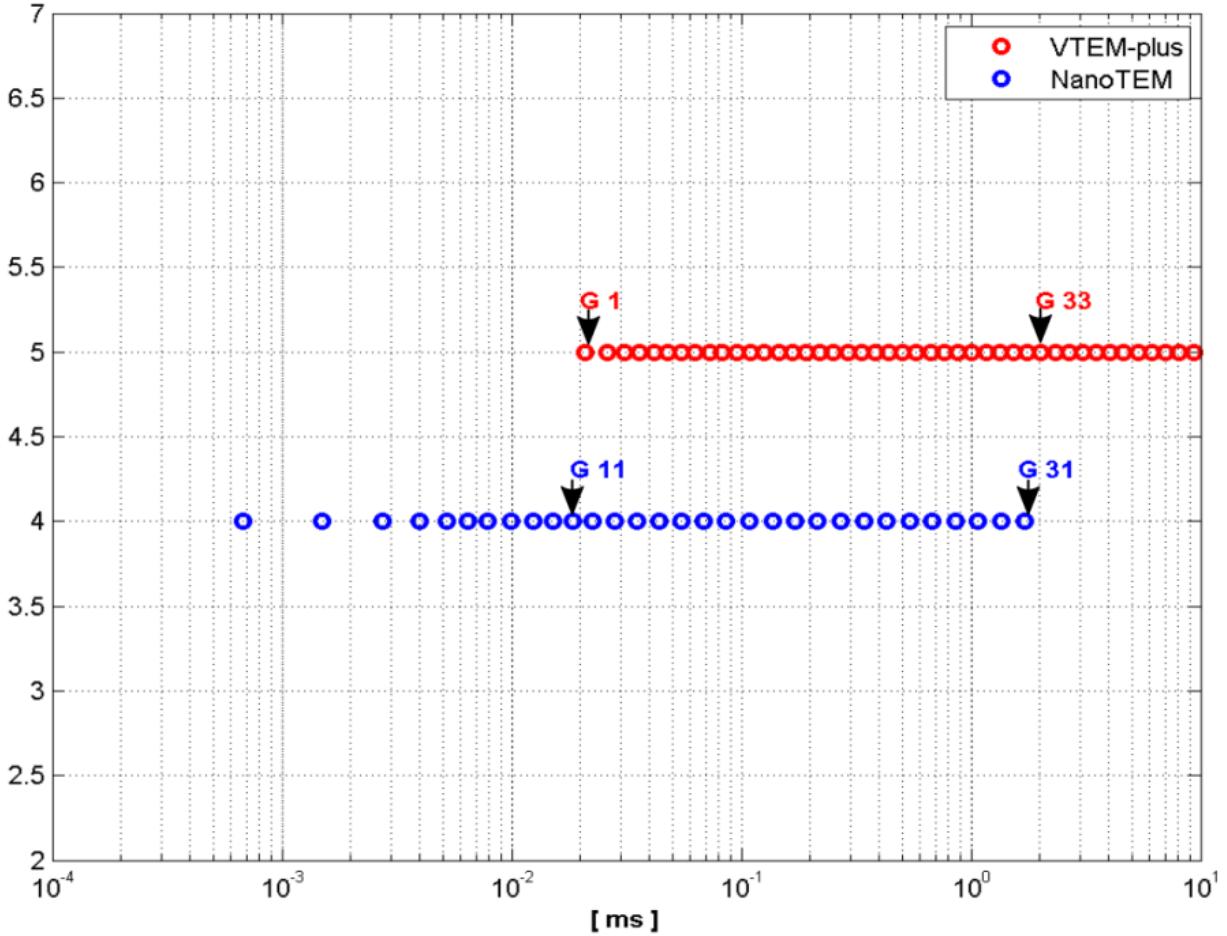


Figure 6.20: Fenêtres de temps du *VTEM-plus* (rouge) et du *NanoTEM* (bleu). *G1-G33* et *G11-G31* représentent respectivement pour le *VTEM-plus* et le *NanoTEM*, les fenêtres de temps où les deux systèmes coincident approximativement.

Pour cet intervalle de temps (désigné par *P2* sur la figure 6.21), les courbes db_z/dt calculées (magenta) et observées (cyan) sont présentées à la figure 6.21. Le rapport des courbes db_z/dt observées par celles calculées du sondage *T16-15* est sensiblement de 3. Ce rapport est similaire au courant de 3 A utilisé lors de l'acquisition des courbes db_z/dt observées du *NanoTEM*. Dans un premier temps, nous avons pensé à une erreur sur la valeur du courant utilisé lors de la modélisation des courbes db_z/dt calculées i.e. que nous avons pris 1 A au lieu de 3 A. Par la suite, après plusieurs vérifications, nous avons constaté qu'il n'y avait pas d'erreur sur la valeur du courant, et donc il a bien une différence dans les courbes db_z/dt observées et calculées.

Pour les sondages *T16-17*, *T16-18* et *T16-22*, il n'y a pas de similarité entre les réponses db_z/dt calculées et observées. Sur les graphes de *T16-17* et *T16-22*, les courbes db_z/dt calculées et

observées se recoupent respectivement pour les temps de 100 μ s à 1 ms, et de 20 μ s à 100 μ s. Pour *T16-18*, la courbe db_z/dt calculées diverge de celle observée.

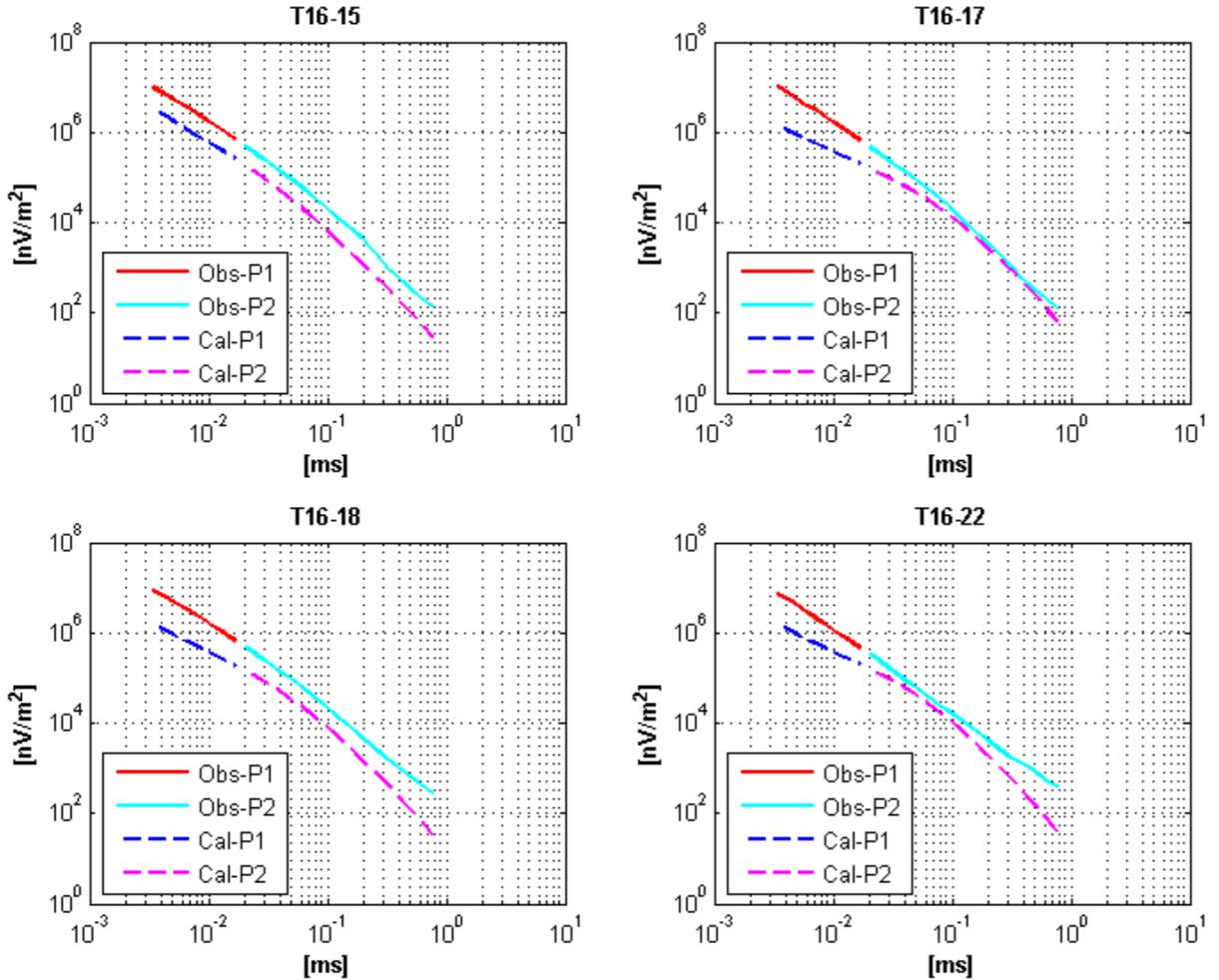


Figure 6.21: Comparaison des réponses db_z/dt observées et calculées des sondages *T16-15*, *T16-17*, *T16-18* et *T16-22* du *NanoTEM* à partir des modèles 1D retournés par l'inversion des sondages *Sv7277*, *Sv6609*, *Sv6374* et *Sv5191* du profil *L6000 VTEM-plus*. *P1* représente la portion des courbes db_z/dt_{obs} *NanoTEM* sans chevauchement entre les fenêtres d'enregistrement du *NanoTEM* et du *VTEM-plus*, et *P2* est la portion avec chevauchement des fenêtres de temps.

6.10.3 Pertinence de l'utilisation des algorithmes *LCI* et *HLCI*

À la figure 6.22, nous mettons en relief le *monitoring* des lignes de haute tension, la hauteur de vol du dispositif d'acquisition et les courbes db_z/dt_{obs} (partie A) avec le résultat de l'inversion

HLCI du profil *L6000* (partie B). À travers cette comparaison, on constate que les sondages de mauvaise qualité n'ont pas été éliminés avant l'inversion des courbes db_z/dt_{obs} .

De l'extrémité *SSO* du profil jusqu'à la position 5062 km, on voit clairement que les pics de haute tension ont entraîné la présence d'oscillations. De plus, la hauteur de vol trop élevée contribue à diminuer l'intensité des valeurs db_z/dt mesurées (Fig. 6.22-A). Ces sondages affectés et qui n'ont pas été supprimés, ont donné des modèles 1D caractérisés par la zone très conductrice observée sur la section pseudo-2D retournée par l'inversion *HLCI* (Fig. 6.22-B). Cette zone n'est pas présente sur le résultat de l'inversion *LCI* du profil *T16 NanoTEM* (Fig. 6.23-B).

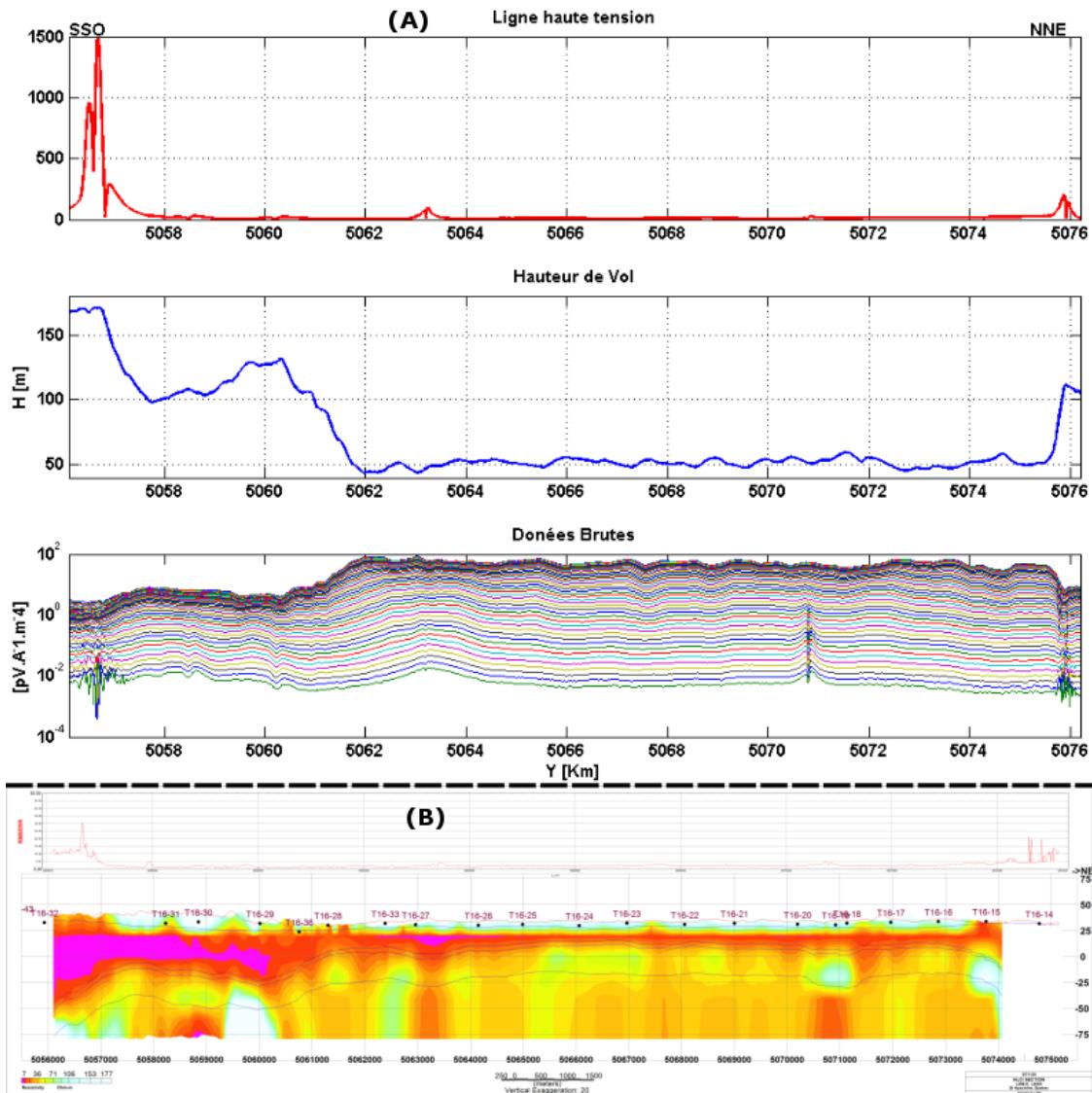


Figure 6.22: Mise en relief du résultat de l'inversion *HLCI* faite par la compagnie *Geotech Ltd.* avec les courbes db_z/dt_{obs} brutes du profil *L6000*.

Comme dans le cas du profil *L6000*, nous mettons en relation les courbes db_z/dt_{obs} brutes des sondages *T16-14* à *T16-20* (Fig. 6.23 A) avec le résultat de l'inversion *LCI* (Fig. 6.23 B). On voit aussi clairement que les premières fenêtres de temps affectées par des effets de saturation pourraient expliquer la présence de la zone conductrice en surface. En plus, un grand nombre de sondages est aussi affecté par des effets de distorsions.

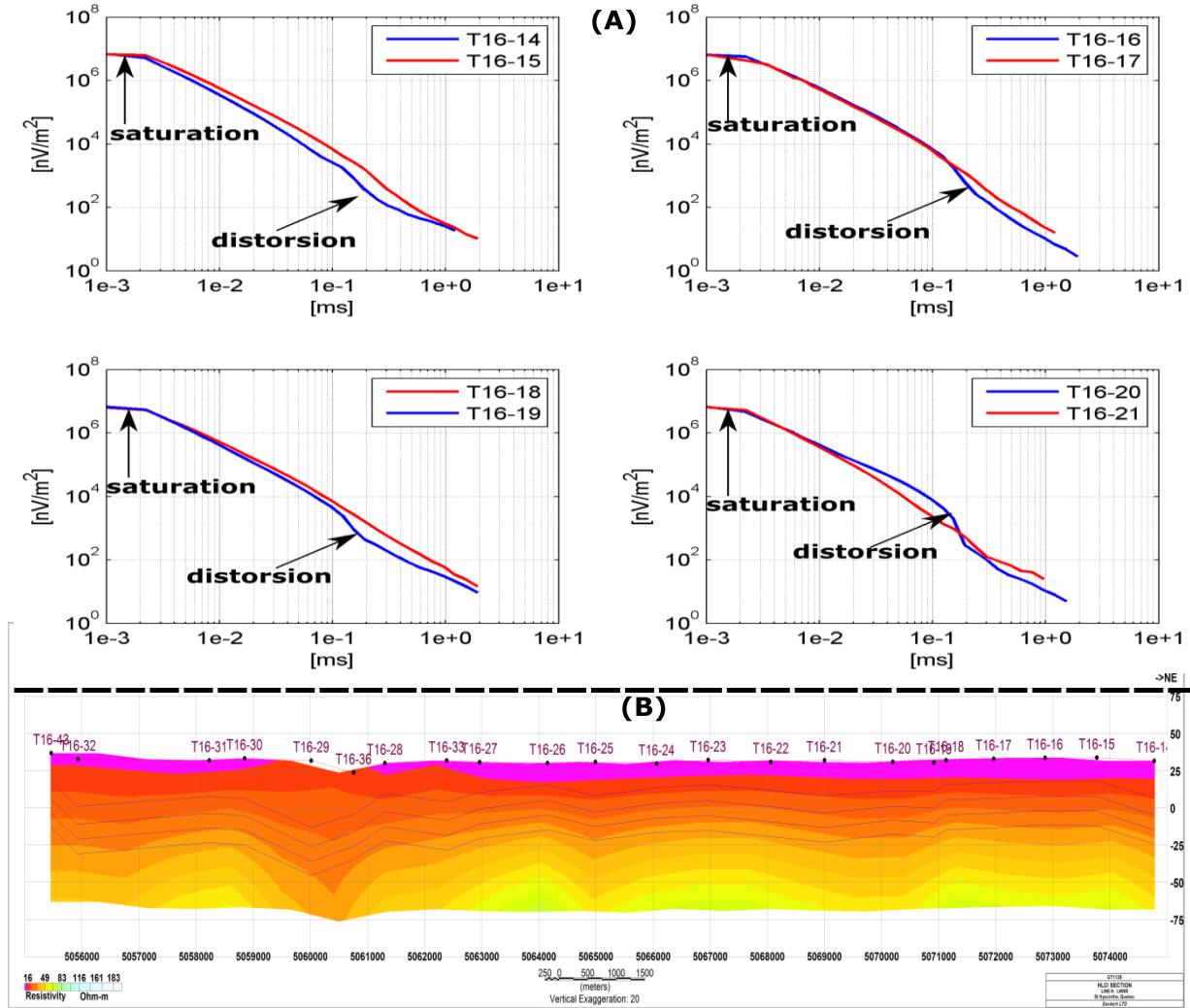


Figure 6.23: Mise en relief du résultat de l'inversion *LCI* faite par l'*INRS* avec les courbes db_z/dt_{obs} brutes du profil *T16*.

Suivant ces observations sur la qualité des données, l'utilisation de la *HLCI* et la *LCI* ne s'avère pas être un bon choix, surtout si un effort préalable de traitement des courbes db_z/dt_{obs} n'a pas été fait. En effet, ces algorithmes imposent d'appliquer des contraintes latérales sur des sondages voisins afin d'obtenir une variation douce des paramètres du sous-sol. Par conséquent, suivant la

force de ces contraintes latérale, des erreurs sur les modèles électriques des mauvais sondages peuvent se propager à ceux de bonne qualité.

6.11 Sommaire

Dans ce chapitre, nous avons analysé la capacité du *VTEM-plus* et du *NanoTEM* à résoudre l'unité *Ss* en surface sur 121 modèles 1D à deux couches dont les épaisseurs de la couche 1 sont changées suivant une progression géométrique de facteur 1.2589 de 1.5 m à 15 m. L'analyse a aussi porté sur la capacité des deux systèmes à détecter le roc en dessous de l'argile de Champlain en utilisant 231 modèles 1D à deux couches dont les épaisseurs de la couche 1 sont changées suivant une progression géométrique de facteur 1.5849 de 1.5 m à 150 m. Sur les modèles 1D utilisés, la résistivité de l'argile de Champlain est de 3 $\Omega \cdot \text{m}$ tandis celles du l'unité *Ss* et le roc varient en 11 étapes de manière géométrique de 20 à 200 $\Omega \cdot \text{m}$ par des facteurs de 1.174.

De cette analyse, il ressort que pour la résolution de proche surface, le *NanoTEM* récupère exactement tous les paramètres utilisés pour la modélisation i.e. les valeurs de résistivité et les épaisseurs de l'unité *Ss* alors que celle-ci doit avoir une épaisseur comprise entre 5 à 8 m pour être résolue par le *VTEM-plus*. À l'opposée, pour la détection du roc, le *VTEM-plus* a une profondeur d'exploration théorique de 90 m soit 1.8 fois celle du *NanoTEM* qui est de 50 m.

Ensuite, préalablement à l'inversion, nous avons procédé au contrôle et à l'édition des données afin d'éliminer tous les sondages *VTEM-plus* affectés par les lignes de haute tension et la hauteur de vol de l'hélicoptère. Au total, 16437 sondages ont été éliminés sur les 38343 mis à notre disposition et repartie suivant 6 profils, soit 42 % des sondages supprimés. Les fenêtres de temps des sondages *NanoTEM* affectés par des effets de distorsion ont été aussi supprimées.

L'interprétation et la comparaison des résultats de l'inversion de sondages voisins, ont permis de montrer que les modèles électriques obtenus avec le *VTEM-plus* étaient plus en adéquation avec le contexte géologique de la zone d'étude contrairement au *NanoTEM*. La différence significative dans les modèles 1D des deux systèmes se situe au niveau de la détection de l'unité de sable de surface. Cette unité a été mise en évidence par le *VTEM-plus* tandis que le *NanoTEM* semblait voir en surface une couche conductrice représentant l'unité *Am*.

L'analyse de compatibilité des courbes db_z/dt calculées et observées de *T16*, ne nous a pas permis d'établir clairement, s'il y a incompatibilité ou pas entre le *NanoTEM* et le *VTEM-plus*.

Néanmoins, nous avons pu montrer que les différences observées sur les modèles électriques étaient essentiellement liées à la qualité des sondages.

Finalement, bien que le till basal soit observé dans certains forages dans la zone d'étude, ce dernier n'a pas pu être mis en évidence sous la base des résistivités des modèles électriques 1D des sondages *VTEM-plus* et *NanoTEM*, soit parce qu'il ne présente pas un contraste de résistivité fort avec le roc soit son épaisseur est assez faible pour être détecté.

CHAPITRE 7 CONCEPTION DE L'IMAGE D'ENTRAINEMENT, ET SIMULATION DES FACIÈS GÉOLOGIQUES ET DES MODÈLES GÉOÉLECTRIQUES

7.1 Introduction

Le choix des méthodes de simulation pour générer les champs de résistivité électrique devant servir pour inverser conjointement les données *VTEM-plus* et *NanoTEM*, constitue une étape primordiale dans la méthode adoptée. En effet, La *GDM* est une méthode dans laquelle des réalisations stochastiques de champs de propriétés physiques et/ou de faciès géologiques sont perturbés progressivement afin d'honorer les données observées i.e. les courbes db_z/dt_{obs} . Ce chapitre, s'articule autour de trois points essentiels à savoir :

1. La conception de l'image d'entraînement (*TI*) qui représente le modèle conceptuel duquel est tiré les informations sur l'organisation stratigraphique, la proportion, et la distribution conditionnelle des faciès à simuler lors de la *MPS*. La *TI* remplace le variogramme utilisé lors des simulations de types gaussiens pour établir la variabilité spatiale du champ à simuler.
2. Les étapes de la simulation multipoint dans le logiciel *gocad* et présentons quelques réalisations géologiques conditionnées uniquement aux forages géologiques pour les profils *L6000* et *L2000*.
3. La conversion par simulation séquentielle gaussienne (*SGS*) des réalisations géologiques en modèles géoélectriques conditionnées uniquement aux résistivités retournées par l'inversion 1D *VTEM-plus*. Les réalisations géoélectriques servent lors de la *GDM* à calculer les réponses électromagnétiques transitoires au sol et héliportées.

7.2 Conception de l'image d'entraînement

Pour rappel, la *TI* est un modèle conceptuel contenant les objets géologiques et la proportion des faciès qu'on veut simuler par *MPS*. Plusieurs options existent pour obtenir l'image d'entraînement :

1. Les photographies aériennes ;

2. Les méthodes de simulation basées objets ;
3. Convertir en variable discrète, le résultat du krigage de propriétés continues telles que la conductivité hydraulique ;
4. Utiliser un modèle géologique 2D ou 3D réalisé dans une plateforme *SIG*.

La multiplicité d'approches utilisées pour générer l'image d'entraînement soulève chez les chercheurs en géostatistique la problématique suivante : à quel point l'image d'entraînement est-elle représentative de la zone d'étude et de la propriété à simuler ?

Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi l'option par modélisation géologique compte tenu du grand nombre de forages de qualité (Fig. 7.1-A) et de la carte géologique de surface (Fig. 7.1-B) disponibles. Cette option présente l'avantage de partir d'une image d'entraînement qui serait en partie conditionnée aux observations géologiques dans les forages présents sur la zone d'étude, plutôt que de partir d'un modèle conceptuel hypothétique.

L'approche par modélisation géologique a déjà été utilisée par des auteurs tels que Blouin et al. (2013) et Millet (2013) et a permis d'obtenir des résultats satisfaisants lors de la simulation de faciès géologiques. Au cours de la modélisation géologique, nous avons retenu en plus du roc, les unités *Ss* et *Am*. L'unité *Tb* n'a pas été prise en compte bien que celle-ci soit présente en couverture discontinue sur le roc, dans 33 % des forages de la zone d'étude. Trois facteurs justifient ce choix :

1. Nous nous sommes intéressés qu'aux unités géologiques plus ou moins continues à l'échelle régionale.
2. Suivant l'analyse des forages au chapitre 5, cette unité a une épaisseur moyenne relativement faible, soit de 4 m.
3. L'inversion des données *VTEM-plus* au chapitre 6 avait montré que cette unité n'avait pu être différenciée du roc sous-jacent uniquement par le biais des valeurs de résistivité. De ce fait, l'inclure dans la *TI* aurait ultérieurement posé un problème car nous ne saurions quelles valeurs de résistivité lui attribuer lors de la conversion des réalisations géologiques en réalisations géoélectriques. On peut raisonnablement penser que le roc apporte en dessous de l'argile de Champlain, l'information utile sur la distribution de la résistivité en profondeur.

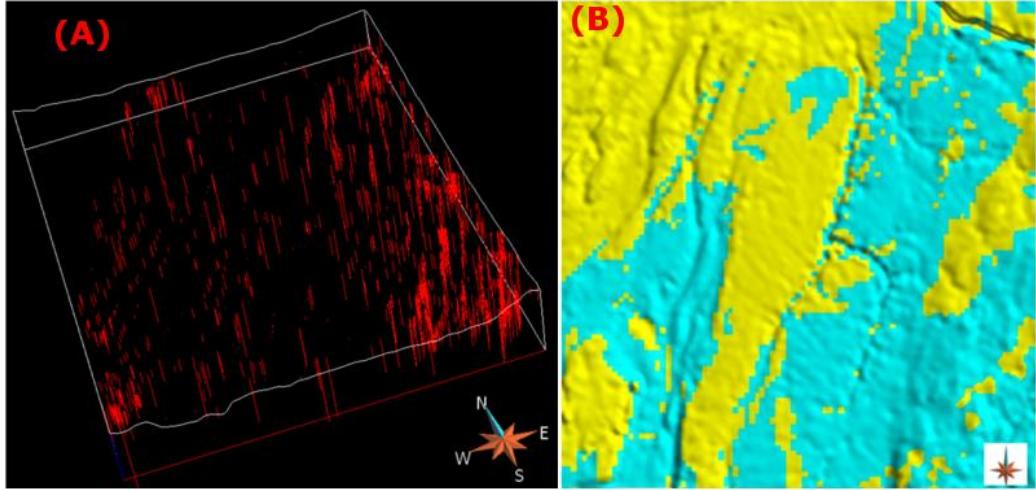


Figure 7.1: Forages (A) et carte géologique de surface (B) utilisés pour générer l'image d'entraînement. Les unités *Ss* et *Am* sont respectivement représentées en jaune et en cyan.

La conception du modèle géologique devant servir de *TI* se base sur l'approche *Geologic Framework Model (GFM)* proposée par Ross et al. (2002). Cette approche de modélisation géologique 3D utilise le logiciel *gocad* développé à l'École de Géologie de Nancy en France (Mallet, 1992).

La première étape de la *GFM* consiste à construire les surfaces qui représentent le toit de chaque unité par interpolation discrète lisse ou *Discrete Smooth Interpolation (DSI)* des objets tels que les points, les lignes, les courbes ouvertes ou fermées. Cet algorithme développé par Mallet (2002) permet de réduire la rugosité des surfaces tout en respectant les points de contrôles définis par les objets. Lors de la conception de la *TI*, nous avons construit les surfaces de la topographie du toit de l'unité *Am* et le roc à partir des objets points représentant les marqueurs du toit de chaque unité le long de 1250 forages. Le modèle numérique de terrain ou *Digital Elevation Model (DEM)* de la région d'étude a été utilisé comme représentant le toit de l'unité *Ss* en surface.

La deuxième étape de la *GFM* consiste à construire la grille stratigraphique en comblant dans un premier temps les espaces entre les différentes surfaces représentant le toit de chaque unité. Ceci permet d'obtenir un bloc partitionné en régions représentant l'architecture stratigraphique détaillée, les extensions verticale et latérale de chaque unité (Fig. 7.2). Une fois ce bloc obtenu, sa consistance avec les forages peut être vérifiée en réalisant des coupes géologiques le long de quelques forages (Fig. 7.3). Ensuite, le bloc obtenu est discréteisé en cellules par un maillage détaillé de chaque unité stratigraphique.

Dans notre cas, nous avons discrétement verticallement l'unité *Ss* en 2 couches d'épaisseur moyenne égale à 2 m. L'unité *Am* a été découpée en 8 couches de 4 m, et le roc en 5 couches de 8 m. Dans les directions horizontales i.e. ouest-est (index I) et nord-sud (index J), la grille a été discrétement par intervalle de 100 m. Finalement, dans les différentes directions x, y, z de la grille, le nombre de cellules est 380 x 486 x 15 soit un total de 2770200 cellules. La discréption verticale plus fine de la surface vers la profondeur est fait pour tenir compte de la perte de résolution verticale des méthodes *EM* au fur à mesure que le signal se propage en profondeur. Dans *gocad*, cette étape de la *GFM* est réalisée à travers le *workflow 3D Reservoir Grid Builder*.

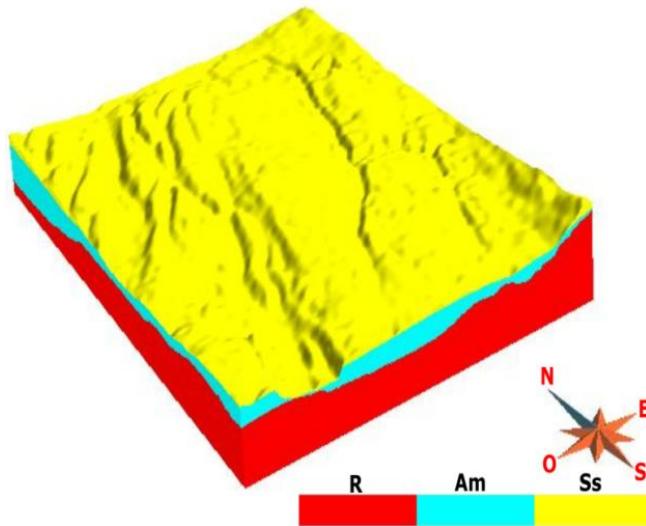


Figure 7.2: Bloc stratigraphique délimitant les frontières entre les différentes unités *Ss* (jaune) et *Am* (cyan), et le roc (rouge).

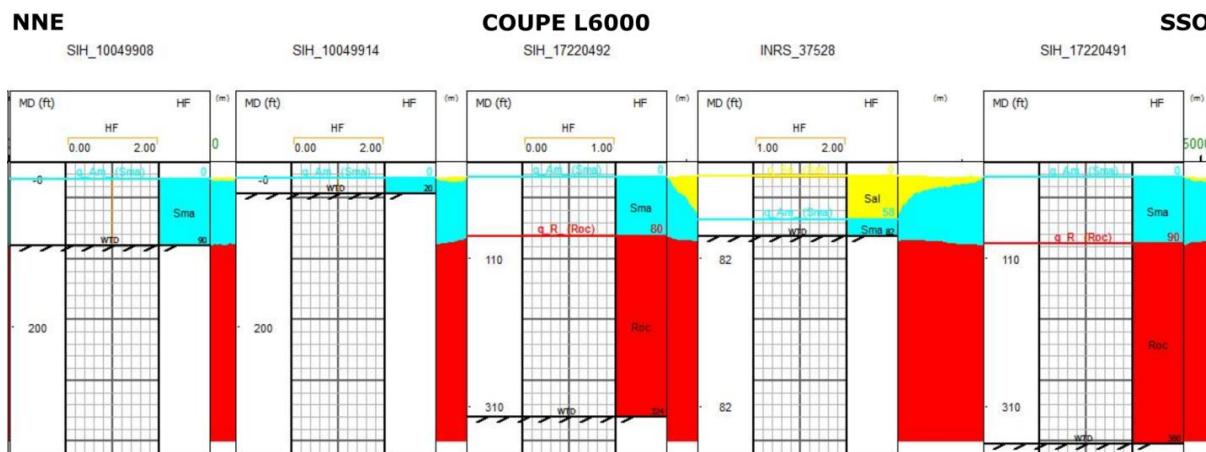


Figure 7.3: Coupe stratigraphique réalisée à l'aide de forages situés au voisinage du profil *L6000*.

À l'étape finale de la conception de la *TI*, la carte géologique de surface a été projetée verticalement dans la zone délimitée par l'unité *Ss* afin de reproduire les alternances entre les faciès *Ss* et *Am*. Cela a permis d'obtenir une image d'entraînement représentant les hétérogénéités de surface en accord avec la carte géologique de surface de la zone d'étude (Fig. 7.4).

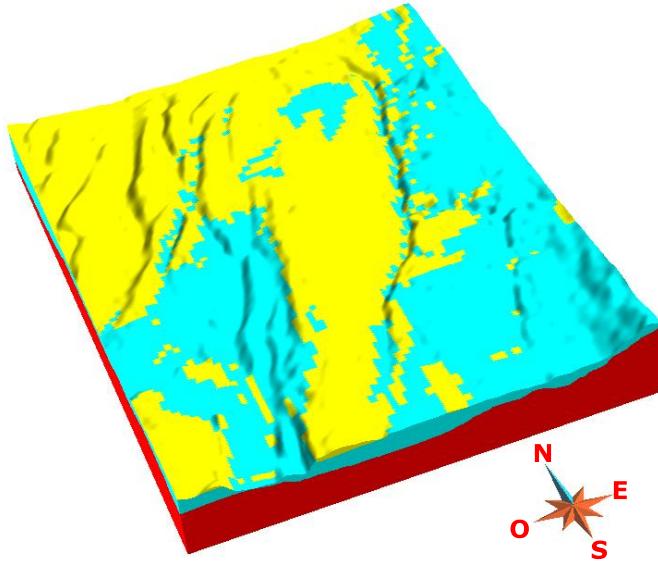


Figure 7.4: Image d'entraînement utilisée pour la simulation multipoints (*MPS*) des réalisations géologiques.

7.3 Simulation 3D des faciès géologiques

Cette partie présente les étapes de la conception des grilles de simulation pour les profils *L6000* et *L2000*, la préparation des forages de conditionnement et les étapes de la *MPS* dans *gocad*.

7.3.1 Conception des grilles 3D des profils *L6000* et *L2000*

La simulation de faciès géologiques est réalisée en 3D le long des profils *L6000* et *L2000* indépendamment l'un de l'autre. Pour chacun de ces profils, nous avons construit une nouvelle grille stratigraphique 3D orientée suivant l'azimut de celui-ci. Compte tenu de la trop grande distance entre les profils *VTEM-plus*, nous avons jugé judicieux de réaliser les simulations localement plutôt que sur toute la zone d'étude délimitée par la *TI*. Par exemple, les profils *L2000* et *L6000* sont séparés d'environ 21 km. En procédant de la sorte, nous réduisons considérablement le nombre de cellules et par conséquent le temps de calcul nécessaire pour les simulations.

Les nouvelles grilles 3D construites pour les deux profils ont la même résolution verticale et latérale i.e. ouest-est que l'image d'entraînement. En revanche, pour avoir une résolution plus fine le long de l'azimut de chaque profil i.e. dans la direction nord-sud, nous avons utilisé une discréétisation de 20 m au lieu de 100 m. Les extensions ouest-est de chaque nouvelle grille de simulation ont été choisies de sorte à englober tous les forages situés à une distance d'environ 700 m tandis que l'extension nord-sud est délimitée par la longueur de chaque profil.

En définitive, le nombre de cellules dans les différentes directions des grilles 3D pour les profils *L6000* et *L2000* sont respectivement 17 x 734 x 15 et 19 x 783 x 15.

Dans la suite, nous désignerons sous les expressions *3D6000* et *3D2000*, les grilles respectives des profils *L6000* et *L2000*.

7.3.2 Données de conditionnement

Préalablement à leur utilisation lors des simulations *MPS*, les données de conditionnement nécessitent une étape de préparation dans *gocad* à travers le *workflow Reservoir Data Analysis (RDA)*. La *RDA* permet d'assigner les forages géologiques à la grille de simulation. Pour chaque grille de simulation, tous les forages situés à une distance d'environ 700 m le long de chaque profil ont été utilisés pour le conditionnement. Au total, 7 et 27 forages ont servi respectivement pour le conditionnement sur les grilles *3D6000* et *3D2000*. Le tableau 7.1 dresse la liste exhaustive des forages de conditionnement.

Lors de la *RDA*, les faciès dans les forages pour une grille donnée ont été assignés au centre de la cellule la plus proche. Ensuite, à partir de l'ensemble des forages, la proportion de chaque faciès sur la grille de simulation est calculée, et la courbe verticale de proportion des faciès est déduite. La courbe verticale de proportion représente pour chaque couche de la grille 3D de simulation, la proportion de chaque faciès rencontré. Cette courbe peut servir ultérieurement comme donnée secondaire pour modifier localement la proportion des faciès extrait de la *TI* et aider à imposer une organisation verticale dans la variabilité des faciès lors de la phase de simulations; cela permet d'obtenir des réalisations géologiques qui respectent l'organisation stratigraphie de la zone d'étude.

Tableau 7.1: Listes des forages utilisés respectivement sur les grilles 2D6000 et 3D2000 pour le conditionnement des simulations des faciès géologiques par *MPS*.

L6000	L2000
<i>SIH-10049922</i>	<i>INRS_53513, INRS_53570, INRS_53543, SIH_18205</i>
<i>SIH-10049858</i>	<i>SIH_18204, SIH_18208, SIH_15622, SIH_20348</i>
<i>SIH-10049856</i>	<i>SIH_15625, SIH_20350, SIH_18162, SIH_20352</i>
<i>SIH-101330606</i>	<i>SIH_18177, SIH_2105, SIH_18181, SIH_2502</i>
<i>SIH-17220462</i>	<i>SIH_18182, SIH_30595, SIH_18183, SIH_470</i>
<i>SIH-17220491</i>	<i>SIH_18184, SIH_48365, SIH_18191, SIH_5031</i>
<i>SIH-19220465</i>	<i>SIH_18193, SIH_5932, SIH_18201</i>

L'analyse des histogrammes représentant la proportion de chaque faciès pour les grilles 3D6000 et 3D2000 montre clairement que le sable de surface est en très faible proportion sur la zone d'étude comparativement à l'unité d'argile marine et au roc (Fig. 7.5 A et B). Sur ces histogrammes, la proportion de sable de surface est d'environ 15 % sur la grille 3D2000 contre moins de 5 % pour la grille 3D6000. La proportion de l'unité *Am* est sensiblement la même sur les deux grilles, soit environ 40 %. Pour le roc, les proportions calculées sur les grilles 3D6000 et 3D2000 sont respectivement d'environ 55 % et 45 %.

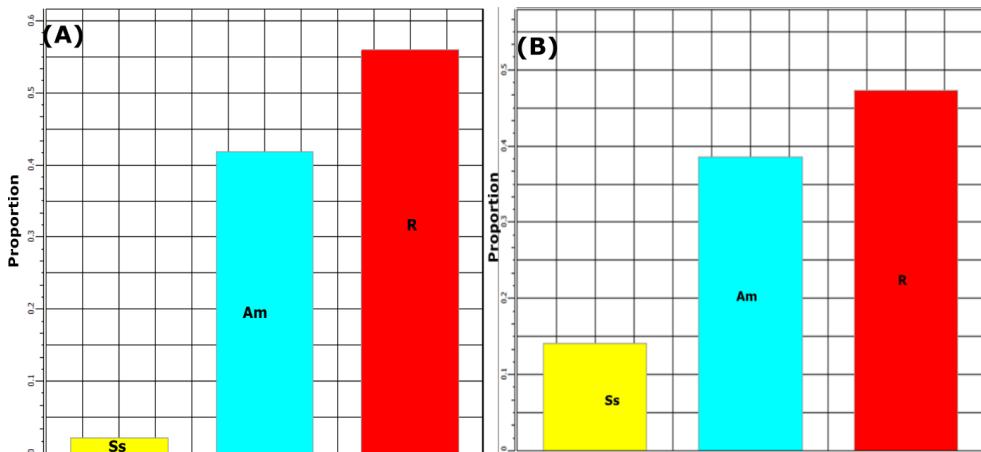


Figure 7.5 : Histogrammes de la proportion des faciès (*Ss*, *Am* et *R*) calculée lors de la *RDA* à partir des 7 et 27 forages de conditionnement respectivement sur les grilles 3D6000 (A) et 3D2000 (B).

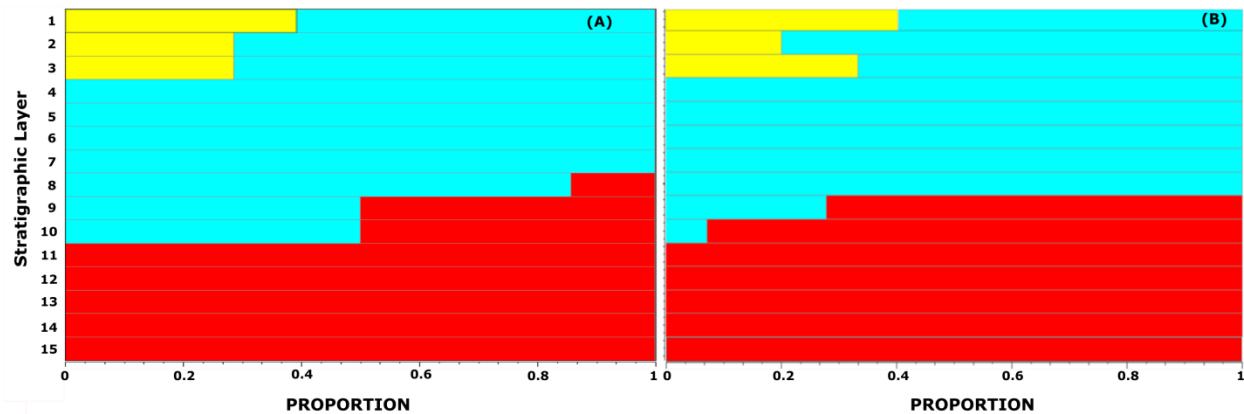


Figure 7.6: Courbe verticale de proportion des faciès *Ss*, *Am* et *R* observés sur les grilles stratigraphiques 3D6000 (A) et 3D2000 (B).

7.3.3 Simulation par *MPS* des réalisations géologiques dans *gocad*

Lors de la phase de simulation, nous utilisons pour chacun des profils la grille correspondante mais la même image d'entraînement présentée à la figure 7.4.

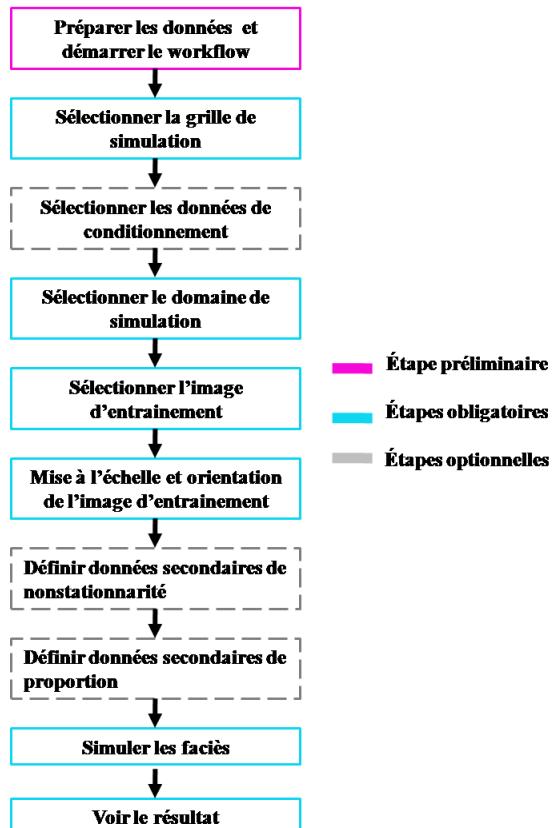


Figure 7.7: *Workflow* de la simulation multipoint avec *gocad*.

Les étapes successives de la *MPS* dans *gocad* sont proposées dans le *workflow Multipoint Simulation*. Certaines de ces étapes sont obligatoires tandis que d'autres sont optionnelles. Sans présenter toutes les étapes du *workflow*, nous en abordons les phases principales. Le diagramme de la figure 7.7 présente toutes les étapes qui composent le *workflow Multipoint Simulation*.

La première phase dans la simulation débute par le choix de la grille et la sélection, et la rotation et la mise à l'échelle de l'image d'entraînement si cela est nécessaire. Dans notre cas, après sélection de la grille de simulation de chaque profil, l'image d'entraînement subit dans le sens horaire, une rotation de 130° ou 30° pour les profils *L2000* et *L6000* respectivement. Cette rotation permet d'orienter la *TI* suivant l'azimut de chaque profil. Ensuite, la *TI* est mise à l'échelle par un facteur multiplicatif de $1/5$ afin qu'elle ait la même résolution que les grilles de simulation. En effet, suivant l'axe *J* i.e. l'azimut des profils, la résolution des grilles de simulation est de 20 m alors que celle de la *TI* est de 100 m .

La deuxième phase consiste à choisir deux paramètres-clés que sont le patron ou *search template* et le nombre de multi-grilles. La taille du *search template* définit le nombre de cellules voisines de celle à simuler, et qui sont utilisées pour calculer la probabilité conditionnelle lors de la simulation. Le *search template* ne doit pas être trop large car cela implique une forte demande de mémoire et un long temps pour la simulation. La limitation dans le choix de la taille du *search template* a un inconvénient car on ne peut pas capturer les variabilités à grande échelle. Pour y remédier, on a recours à l'utilisation de multi-grilles. Pour nos simulations, nous avons utilisé dans *gocad*, les valeurs par défaut du *search template* i.e. $3 \times 3 \times 1$, et du niveau de multi-grilles i.e. 3. Le *search template* est un ellipsoïde paramétrique dont les trois axes sont définis suivant les index *I*, *J*, *K* et non suivant les coordonnées géographiques *X*, *Y*, *Z*. Un *search template* de taille 3 suivant l'axe *I*, signifie que l'ellipsoïde de recherche centré sur la cellule à simuler, a un diamètre de 7 cellules en *I* (2×3 cellules ajoutées à la cellule à simuler). Les faciès de toutes les cellules qui tombent à l'intérieur du *search template* constituent le *data event* utilisé pour calculer la probabilité conditionnelle.

En l'absence de données de conditionnement ou données secondaires, le résultat de la simulation a la même proportion de faciès que celle de la *TI*. Afin de modifier localement cette proportion, dans la dernière étape de la simulation, nous avons utilisé les courbes verticales de proportion de la figure 7.6 pour chaque grille de simulation. Dans *gocad*, suivant qu'on veut donner plus de

poids à la *TI* ou à la courbe verticale de proportion, l'utilisateur spécifie un poids variant entre 0 et 1. Plus ce poids tend vers 1, plus on donne de l'importance à la donnée secondaire au risque de ne pas reproduire les objets de la *TI*. Dans notre cas, la *TI* ne contenant pas d'objets particuliers à simuler, nous avons donné par essai erreur un poids de 0.7 à la courbe verticale de proportion afin de respecter plus localement la proportion des faciès donnée par les forages de conditionnement et imposer la stratigraphie verticale.

Les étapes de la *MPS* telles qu'énoncées précédemment ont permis d'obtenir pour chaque profil, 100 réalisations qui respectent plus ou moins l'organisation stratigraphique attendue sur la zone d'étude i.e. de la surface à la base, les unités *Ss*, *Am* et le roc. Néanmoins à certains endroits, le roc pouvait avoir des occurrences qui précédaient verticalement celles de l'unité *Am* ou encore des faciès *Am* observés avant des faciès *Ss*. Ces incohérences chrono-stratigraphiques auraient pu être évitées en utilisant une approche de simulation par patch. Pour les corriger, nous avons utilisé un filtrage par fenêtre glissante centrée sur le nœud à corriger pour calculer la proportion de chaque faciès situé au voisinage. Le faciès ayant la plus grande proportion est assigné au nœud à corriger. Le filtre utilisé n'est pas accessible depuis le *workflow Multipoint Simulation* qui a servi à générer les réalisations géologiques *MPS*. Par contre, ce filtre accessible depuis le *workflow Reservoir Properties* dont on se sert pour générer des réalisations par simulation séquentielle d'indicatrice (*SIS*) ou plurigaussiennes. Pour s'en servir depuis le *workflow Reservoir Properties*, nous avons dû simuler par *SIS* de nouvelles réalisations géologiques exactement identiques à chacune des réalisations *MPS*. Lors de la simulation par *SIS* des nouvelles réalisations géologiques, chacune des réalisations obtenues auparavant par *MPS* ont servi de données conditionnantes. Cette étape revient concrètement à remplir exactement les mêmes cellules avec les mêmes faciès obtenus avec la *MPS* permettant ainsi de sauvegarder en mémoire les informations sur la proportion des faciès nécessaires pour pouvoir appliquer le filtre.

Lors du filtrage, nous avons adopté une fenêtre glissante de dimension 2 fois la taille du diamètre du *search template* utilisé lors de la *MPS*. La figure 7.8 montre le résultat avant et après filtrage de la réalisation *R#85* de *L2000*. Sur celle-ci, on voit que le faciès *Am* intercalé dans le roc à la position 5083 km a été modifié aussi bien que les aspérités du roc qui semblent plus atténuerées.

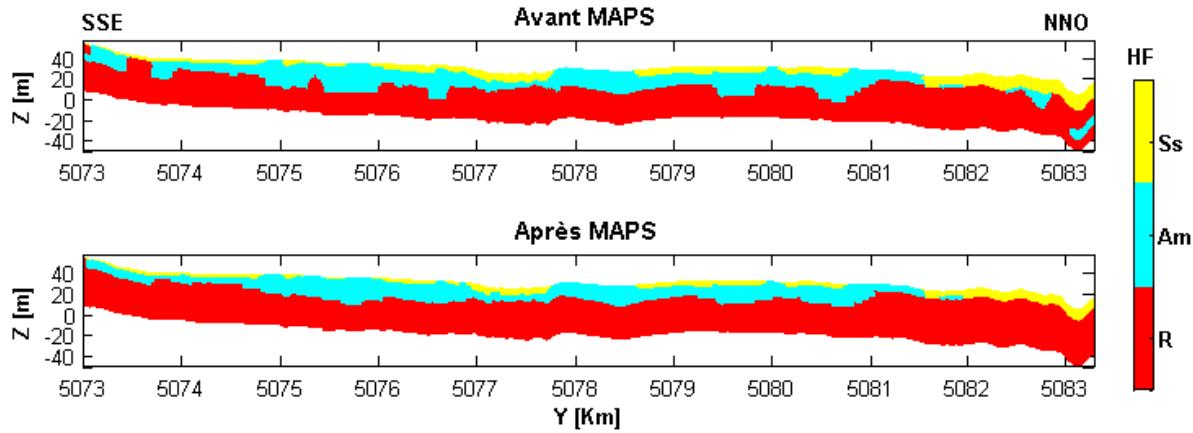


Figure 7.8: Résultat du filtrage sur la réalisation $R\#85$ du profil $L2000$.

En revanche, pour certaines réalisations, le filtrage n'a pas totalement résorbé toutes les incohérences. La figure 7.9 ci-dessous présente les réalisations $R\#5$ et $R\#13$ de $L6000$ pour lesquelles toutes les incohérences stratigraphiques n'ont pas été éliminées.

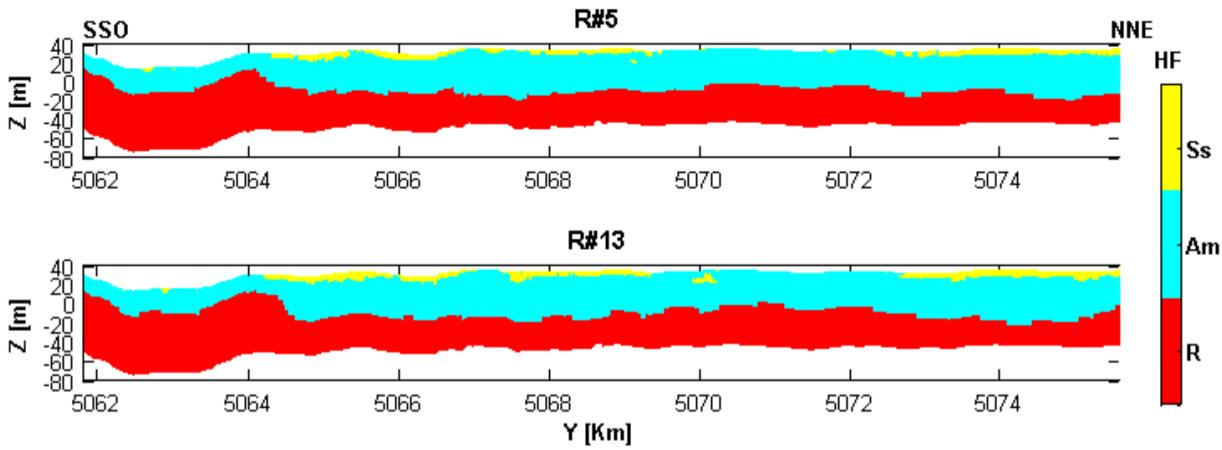


Figure 7.9: $R\#5$ et $R\#13$ avec quelques incohérences stratigraphiques à environ 5070 km.

7.4 Simulation 2D par SGS des réalisations géoélectriques dans gocad

Dans l'amorce du chapitre Introduction, nous avions indiqué que la méthodologie initiale prévue pour la conversion par *SGS* des réalisations géologiques en modèles géoélectriques prévoyait d'utiliser les résistivités données par les *CPT* comme données de conditionnement. Cependant, leurs analyses ont montré que les valeurs de la résistivité de l'argile de Champlain données par les

CPT étaient 3 à 10 fois supérieures à celles données par l'inversion des sondages *NanoTEM* et *VTEM-plus*. Surtout dans la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent, l'inversion du profil *L6000* a donné 9.74 $\Omega \cdot \text{m}$ comme résistivité moyenne de l'unité *Am* alors que le *CPT T16-A* situé à proximité, donne 30 $\Omega \cdot \text{m}$ (Fig. 7.10).

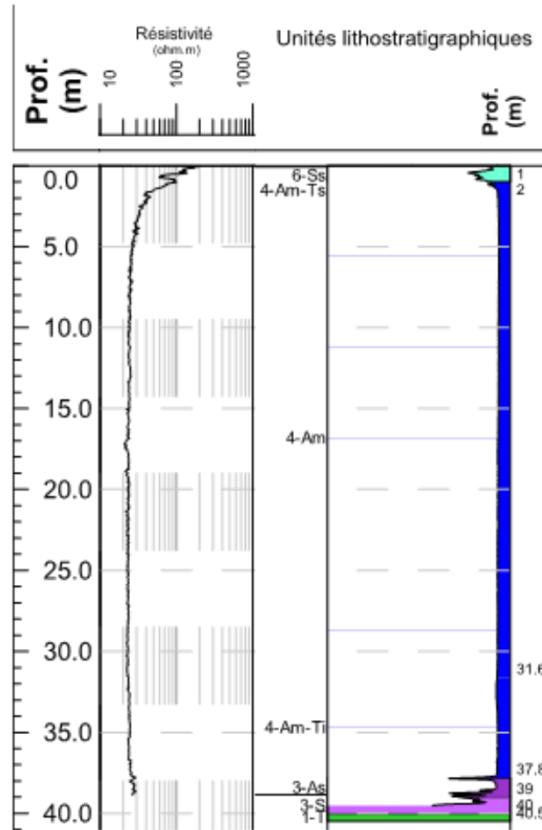


Figure 7.10: Profil vertical de la résistivité et l'interprétation stratigraphique du *CPT T16-A*.

Ajoutée à cette inexactitude de résistivité, la plupart des 44 *CPT* mis à notre disposition ne pénètre pas dans le roc car la profondeur d'investigation de cet outil dépend fortement de l'état de consolidation du sol. Par conséquent, nous n'avons pas une estimation de sa résistivité.

Dans des conditions favorables, le *CPT* peut investiguer au maximum 50 m de profondeur sous le sol. Sur notre zone d'étude, la grande majorité des *CPT* a pénétré tout au plus 2 m dans le till basal présent en couverture sur le roc.

Compte tenu des limitations susmentionnées, nous avons décidé d'utiliser les résultats de l'inversion du *VTEM-plus* comme données de conditionnement lors de la simulation des modèles géoélectriques. En procédant ainsi, nous partons de deux hypothèses selon lesquelles :

1. L'inversion du *VTEM-plus* fournit la tendance à l'échelle régionale de la variation de la résistivité pour chaque unité du fait de sa grande couverture spatiale en termes de stations car les mesures sont prises tous les 2 mètres.
2. La simulation *SGS* introduira une part d'incertitude sur la variabilité de la résistivité et jugulera dans une certaine mesure les effets de lissage inhérents à la plupart des logiciels d'inversion. À terme, nous espérons obtenir globalement des modèles 2D à plus haute résolution, et qui reproduisent dans une certaine mesure la moyenne et l'écart-type des résistivités données par l'inversion *VTEM-plus*.

7.4.1 Traitement des données de conditionnement *VTEM-plus*

Au cours de l'inversion des données *VTEM-plus*, nous avons utilisé l'approche multicouche dans laquelle le sous-sol a été discréteisé en 15 couches dont les épaisseurs des 14 premières varient de façon géométrique de 5 m à 30 m par un facteur multiplicatif de 1.1478, et maintenues fixes. Les valeurs de résistivité rentrées par l'inversion sont des valeurs d'intervalles, et donc représentatives des volumes de sol délimités par l'épaisseur des couches. Avant d'utiliser ces valeurs de résistivité pour le conditionnement, nous avons procédé à un certain nombre de traitement. Ainsi, afin d'uniformiser le support pour chaque valeur de résistivité, nous les avons discréteisées par intervalle de 2 m jusqu'à 100 m de profondeur. Cette profondeur a été choisie parce qu'elle se situe au-delà de la profondeur moyenne au roc retournée par l'inversion des profils *L6000* et *L2000* soit respectivement 53.45 m et 43.54 m. En plus, au-delà de cette profondeur, l'inversion n'a pas donné de changement notable dans la résistivité du roc. Lors de la discréteisation, lorsqu'un intervalle de 2 m donné est à cheval sur deux couches, la résistivité pour cet intervalle est la moyenne pondérée de la résistivité de chacune des couches. Par la suite, ces valeurs de résistivité discréteisées ont été transformées en \log_{10} .

À la figure 7.11, nous présentons les histogrammes avant (bleu) et après (rouge) discréteisation des résistivités rentrées par l'inversion 1D de l'ensemble des sondages *dbz/dt* des profils *L2000* (A et B) et *L6000* (C et D). Après la discréteisation, les moyennes respectives du \log_{10} des résistivités des profils *L2000* et *L6000* sont passées de 1.45 et 1.29 à 1.48 et 1.32, soit une augmentation de moins de 3 %. L'écart-type des résistivités du profil *L2000* à subit une diminution d'environ 8 %, soit de 0.26 à 0.25. Celui du profil *L6000* est resté inchangé, soit 0.34.

Au vu de ces variations, il apparaît clairement que la discréétisation n'a pas trop détérioré les statistiques globales i.e. moyennes et écarts-types des résistivités des deux profils.

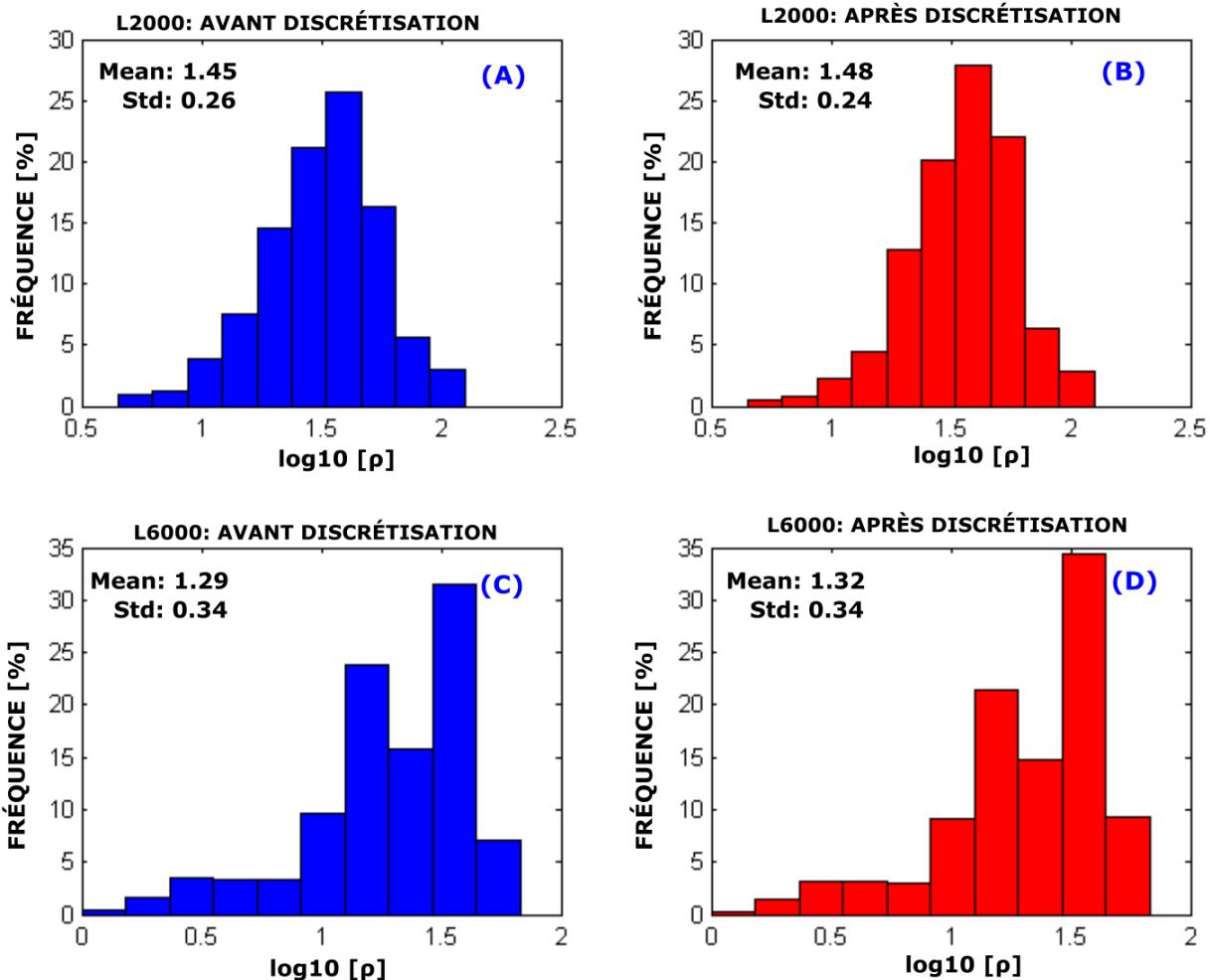


Figure 7.11: Histogrammes avant (bleu) et après (rouge) discréétisation du \log_{10} des valeurs de résistivité électrique des sondages des profils $L2000$ (A et B) et $L6000$ (C et D). On a de légères variations des moyennes (environ 3 %), et de l'écart-type des résistivités du profil $L2000$ (environ 7 %) après discréétisation.

Après la phase de discréétisation, avant les SGS, les données de conditionnement doivent être transformées de sorte à obtenir une distribution gaussienne. Dans le cas de la résistivité électrique, on fait l'hypothèse *a priori* que celle-ci suit une distribution log normale et par conséquent sa transformation en \log_{10} suit une distribution normale. Cependant, suivant les données dont on dispose, cette hypothèse n'est pas forcement vérifiée. En effet, les histogrammes du profil $L6000$ montrent clairement que la transformation en \log_{10} ne donne pas une distribution

gaussienne. En revanche, les histogrammes du profil *L2000* semblent plus proches d'une distribution gaussienne.

Dans le logiciel *gocad*, les données de conditionnement sont toujours transformées en une distribution gaussienne avant d'être utilisées lors de la *SGS*. Dans notre cas d'étude, la simulation des modèles géoélectriques est réalisée en \log_{10} de la résistivité.

Lors de la *SGS*, les réalisations géoélectriques ont été conditionnées avec 32 et 26 modèles électriques retournés par l'inversion 1D des profils *L2000* et *L6000*. Les modèles électriques de conditionnement ont été sélectionnés suivant un pas de 150 qui a été retenu après en avoir testés plusieurs. En effet, ce pas a permis de conserver assez bien les statistiques de l'ensemble des résistivités électriques de chacun des profils. Les histogrammes (Fig. 7-12 B et Fig. 7-12 B) montrent que les statistiques initiales i.e. moyennes et écarts-types (pour comparaison voir Fig. 7-11 B et Fig. 7-11 D) de l'ensemble des sondages de chacun des profils. Suivant cette sélection, sur le profil *L2000*, seul l'écart-type des résistivités à sensiblement augmenté de 0.24 à 0.25. Quant au profil *L6000*, la moyenne et l'écart-type initiaux sont respectivement passés de 1.32 et 0.34 à 1.29 et 0.33.

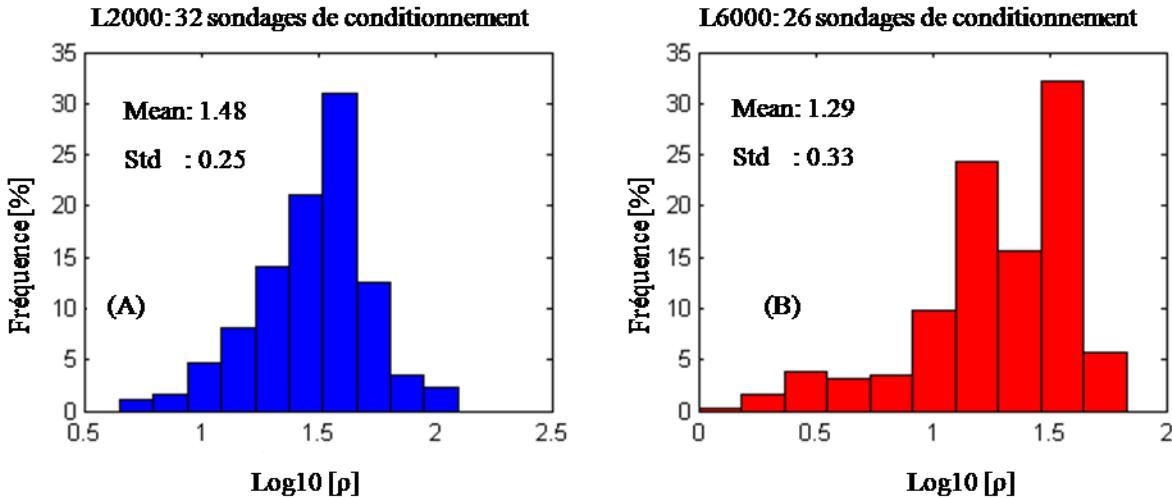


Figure 7.12: Histogramme du \log_{10} de la résistivité des 32 et 26 sondages de conditionnement utilisés respectivement sur les grilles 3D2000 (A-bleu), et 3D6000 (B-rouge). Les valeurs de résistivité des sondages de conditionnement conservent globalement les mêmes statistiques que l'ensemble des sondages suivant les profils *L2000* et *L6000*.

Une autre approche de sélection des sondages de conditionnement aurait été de faire la moyenne des résistivités par unité (i.e. S_s , A_m et roc) sur un ensemble de 150 sondages. Cette approche n'a pas été retenue car nous aurions lissé encore plus les valeurs de résistivité à l'intérieur de chaque unité. Rappelons que la technique d'inversion 1D multicouches que nous avons adopté lisse déjà les valeurs de résistivités et ne permet pas saisir localement toutes les nuances de résistivités sur la zone d'étude

Cette étape de réduction du nombre de sondages pour le conditionnement au lieu d'utiliser l'ensemble des valeurs de résistivités retournées par l'inversion 1D le long de chacun des profils est nécessaire afin d'éviter un surconditionnement lors de la *SGS*. En effet, les sondages *VTEM-plus* sont mesurés tous les 2 m ce qui est une distance 10 fois inférieure à la discrétisation spatiale de 20 m suivant l'azimut des grilles *3D2000* et *3D6000*. Si l'ensemble des sondages est conservé lors de la simulation, cela revient alors à avoir toutes les cellules des grilles occupées par environ 10 données de conditionnement. Dans ce cas, toutes les réalisations pourraient être la réplique exacte des données de conditionnement sans aucune modification.

7.4.2 Simulation des réalisations géoélectriques dans *gocad*

La démarche proposée ici permet de convertir les 100 réalisations géologiques en modèles géoélectriques par simulation *SGS*. Le mot géoélectrique permet de mettre l'accent sur le fait que la variabilité spatiale des résistivités des réalisations géoélectriques est soutenue par les modèles géologiques obtenus par *MPS* tandis que leurs moyennes et leurs écarts-types proviennent des résistivités retournées par l'inversion 1D du *VTEM-plus*. Dans la pratique, il s'agit de convertir chaque pixel de la grille de simulation occupée par la réalisation d'un faciès donné, en valeur de résistivité caractéristique de ce faciès suivant le résultat de l'inversion *VTEM-plus*.

Avant d'utiliser les valeurs de résistivité de conditionnement pour la simulation des modèles géoélectriques dans *gocad*, nous avons calculé et modélisé les variogrammes horizontaux et verticaux globaux à partir de l'ensemble des résistivités de conditionnement suivant les profils (Fig. 7.13). Le variogramme horizontal du profil *L2000* suivant l'azimut 130° et celui du profil *L6000* suivant l'azimut 30° . Aucune autre direction n'a été prise en compte lors de la modélisation des variogrammes horizontaux car toutes les données de conditionnement sont alignées suivant les azimuts des profils. Le tableau 7.2 fait la synthèse des paramètres d'ajustement des variogrammes expérimentaux par des modèles théoriques sphériques. Dans ce tableau, on

remarque que les paliers les plus élevés, et donc les plus fortes variabilités des résistivités sont obtenues dans les directions horizontale et verticale respectivement pour *L2000* et *L6000*. Les valeurs respectives de ces paliers sont de 0.061 et de 0.077, et sont plus proches des variances des résistivités utilisées pour le conditionnement sur les grilles *3D2000* et *3D6000*, soit respectivement 0.0625 et 0.1089. Par conséquent, ce sont ces paliers que nous avons utilisés pour les variogrammes finaux lors de la phase de simulation.

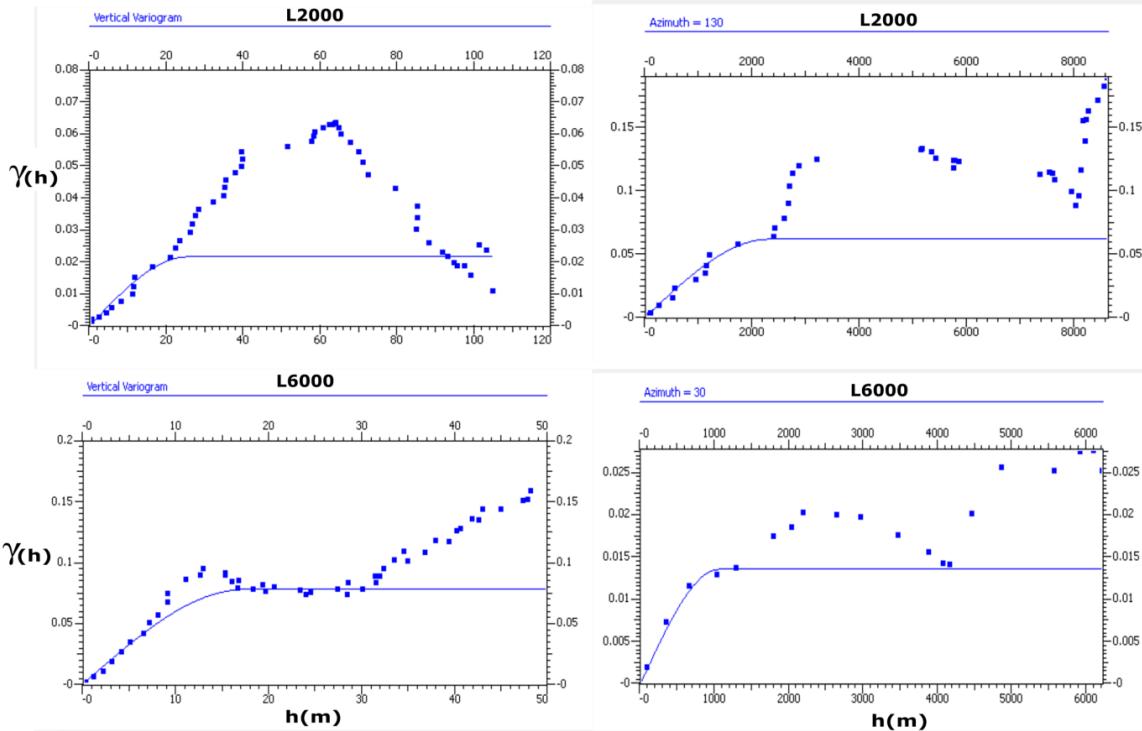


Figure 7.13: Variogrammes horizontaux et verticaux globaux calculés à partir de l'ensemble des résistivités de conditionnement suivant les profils *L2000* et *L6000*.

Tableau 7.2: Paramètres des variogrammes globaux des profils *L2000* et *L6000*.

Profils	Directions	Modèles	Effet de pépite	Paliers + Effet de pépite	Portées (m)
<i>L2000</i>	130°	Sphérique	0	0.061	2296.41
	Verticale			0.021	25.15
<i>L6000</i>	30°	Sphérique	0	0.014	1049.25
	Verticale			0.077	17.27

Par la suite, les valeurs de résistivités suivant chaque profil ont été regroupées suivant les 3 catégories lithologiques *Ss*, *Am* et *R*. Plusieurs méthodes de classification permettent de relier des

propriétés pétrophysiques à différents faciès géologiques. Par exemple, la méthode des clusters (Ward et al., 2014), le calcul de probabilité de transition entre différents types de faciès (He et al., 2014) ou encore par simple seuillage (Blouin et al., 2013). C'est cette dernière approche que nous avons adoptée au cours de la procédure de simulation.

Lors de la classification, nous avons commencé par définir un seuil maximal pour la résistivité de l'unité *Am*. Toutes les valeurs de résistivité inférieures ou égales à ce seuil, ont été considérées comme caractéristiques de cette unité. Les seuils choisis pour *L6000* et *L2000* sont respectivement 20 $\Omega \cdot \text{m}$ et 23 $\Omega \cdot \text{m}$. Cette différence de seuil se justifie par le fait que l'inversion avait montré que l'unité *Am* était plus résistante sur *L2000*.

Pour l'unité *Ss* et le roc, il a été difficile de définir des seuils caractéristiques car ceux-ci ont des résistivités similaires. Toutefois, comme nous avons pu délimiter le toit et la base de l'unité *Am* par le biais des valeurs de résistivités, et que verticalement, cette unité est intercalée entre le roc et l'unité *Ss*, toutes les valeurs de résistivité situées au-dessus du toit ont été considérées comme caractéristiques de l'unité *Ss* et celles en dessous de la base comme caractéristiques du roc. Le diagramme boîte à moustache (Fig. 7.14) montre clairement la similitude entre les plages de résistivité observées pour l'unité *Ss* et le roc. On observe qu'à l'intérieur de la même unité les valeurs de résistivité sont très peu variables, et il y a très peu de valeurs extrêmes.

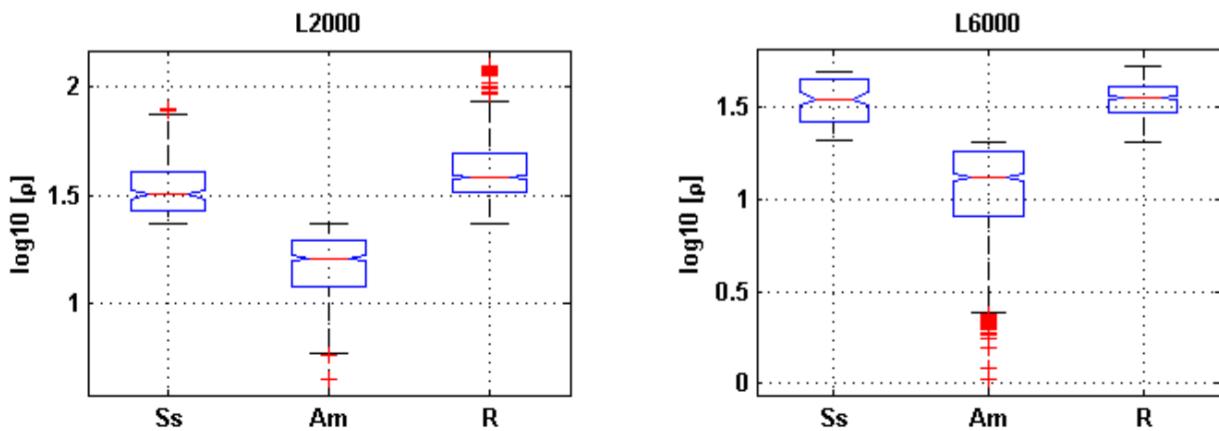


Figure 7.14: Diagramme boîte à moustache des plages de résistivité des unités *Ss* et *Am*, et le roc suivant les profils *L2000* et *L6000*. L'unité *Ss* et le roc ont des plages similaires de résistivité, et il y a très peu de variabilité à l'intérieur d'une même unité.

Les simulations *SGS* ont été réalisées en *2D* bien que les simulations *MPS* soient en *3D*. Le choix de la *2D* pour les réalisations géoélectriques se justifie par le fait que les sondages *VTEM-plus*, en plus grand nombre que ceux du *NanoTEM*, sont préférentiellement orientés suivant une seule direction. De ce fait, une simulation en *3D* n'aurait été d'aucun apport car lors de la déformation graduelle, les cellules pour lesquelles il n'y a pas de sondages *VTEM-plus* ne contribuent pas dans l'ajustement des courbes db_z/dt calculées à celles observées. Nous avons fait des coupes verticales *2D* suivant l'azimut de chaque profil dans les grilles *3D* utilisées lors des *MPS* pour bâtir les grilles *2D*. Sur les grilles relatives à chacun des profils, les simulations *SGS* ont été réalisées par zone en utilisant le variogramme i.e. celui calculé à partir de l'ensemble des résistivités de conditionnement (voir Fig. 7-13 et le tableau 7.2). Nous n'avons pas utilisé par région un variogramme différent, calculé à partir de ses valeurs de résistivité conditionnantes par unité. En effet, comme le montre le diagramme boîte à moustache (Fig. 7-14), il y a très peu de variabilité de la résistivité à l'intérieur d'une même unité. En plus, en se servant du résultat des simulations *MPS* pour créer les régions lors de la *SGS*, le but visé est que la continuité spatiale de la résistivité soit imposée par la géologie plutôt que par le variogramme.

En pratique, à partir d'une réalisation *MPS* donnée, nous avons regroupé dans une même région toutes les cellules occupées soit par le faciès *Ss*, *Am* soit par le roc. Cependant, les réalisations *MPS* étant différentes les unes des autres, il en découle que le nombre de cellules qui constituent la région pour chaque type de faciès varie d'une réalisation géoélectrique à une autre. Au cours de la *SGS*, les réalisations dans chacune des régions ne sont conditionnées qu'aux valeurs de résistivité précédemment définies dans la phase de classification suivant les différents seuils (voir Fig. 7.13). Étant donné que pour un faciès donné les régions changent suivant les réalisations, il peut arriver que le nombre des valeurs de résistivité change aussi lors de la simulation. Dans ce cas, il en résulte que les réalisations géoélectriques ne reproduisent pas les statistiques et l'histogramme de l'ensemble des données de conditionnement. Pour les reproduire, nous avons appliqué une étape de post-traitement d'histogramme par région tout en courant le risque de détériorer le variogramme. Nous avons fait ce choix car nous voulions avoir des réalisations ayant des statistiques assez similaires pour pouvoir les combiner par déformation graduelle (*GDM*).

La théorie mathématique utilisée pour cette étape n'est pas expliquée dans le guide d'utilisateur du logiciel *gocad* car la plupart des logiciels commerciaux opèrent sous forme de boite noire. Toutefois, de manière pratique dans *gocad*, nous avons généré trois (03) histogrammes à partir

des résistivités de conditionnement pour les faciès *Ss*, *Am* et *roc*, et que nous avons sauvegardés dans des fichiers texte pour utilisation ultérieure lors de la phase de post-traitement.

Les diagrammes boîte à moustache sur les figures 7.15 A et B montrent respectivement les moyennes et les écart-types du \log_{10} des résistivités pour les 100 modèles géoélectriques des profils *L2000* (bleu) et *L6000* (rouge).

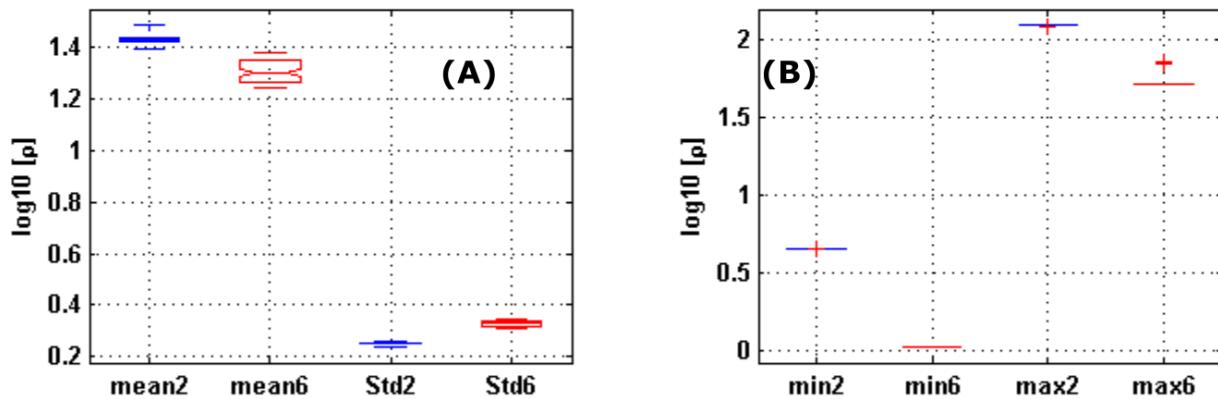


Figure 7.15: Diagramme boîte à moustache des statistiques des 100 réalisations géoélectriques des profils *L2000* (bleu) et *L6000* (rouge). (A)-Moyenne et Écart-type ; (B)-Minimum et maximum. Les index 2 et 6 représentent respectivement les premiers chiffres du nom des lignes *L2000* et *L6000*.

Ces diagrammes montrent que pour un profil donné, les 100 réalisations géoélectriques ont des statistiques similaires. Par exemple, pour le profil *L6000*, les moyennes et les écart-type des réalisations sont comprises respectivement dans les intervalles [1.24 - 1.38] et [0.31 - 0.35]. L'écart relatif maximum entre les valeurs des moyennes des réalisations et celle des données de conditionnement est de 6.98 %. Pour les écart-types, l'écart relatif maximum est de 6.06 %.

Les moyennes et les écart-types des réalisations du profil *L2000* sont comprises respectivement dans les intervalles [1.39 - 1.48] et [0.24 - 0.26]. Tout comme pour le profil *L6000*, l'écart relatif maximum entre les valeurs des moyennes des réalisations et celle des données de conditionnement est de 6.08 %. Pour les écart-types, l'écart relatif maximum est de 4 %.

Au vu de ces écarts maximums inférieurs à 10 %, on peut dire que la méthodologie adoptée, nous a permis d'obtenir des réalisations géoélectriques qui reproduisent globalement les statistiques des données de conditionnement *VTEM-plus*. En plus, ces réalisations géoélectriques respectent

l'organisation stratigraphique imposée par les réalisations géologiques comme le montrent les figures 7.16 et 7.17 respectivement pour les profils *L2000* et *L6000*

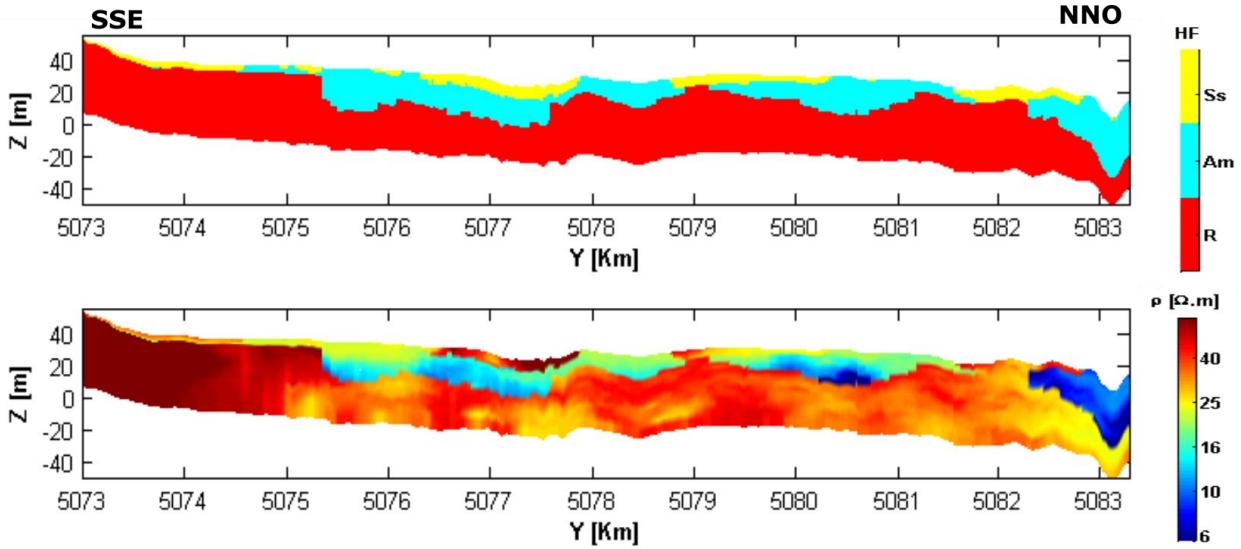


Figure 7.16: Comparaison de la réalisation géologique *R#36* avec son équivalent géoélectrique pour le profil *L2000*.

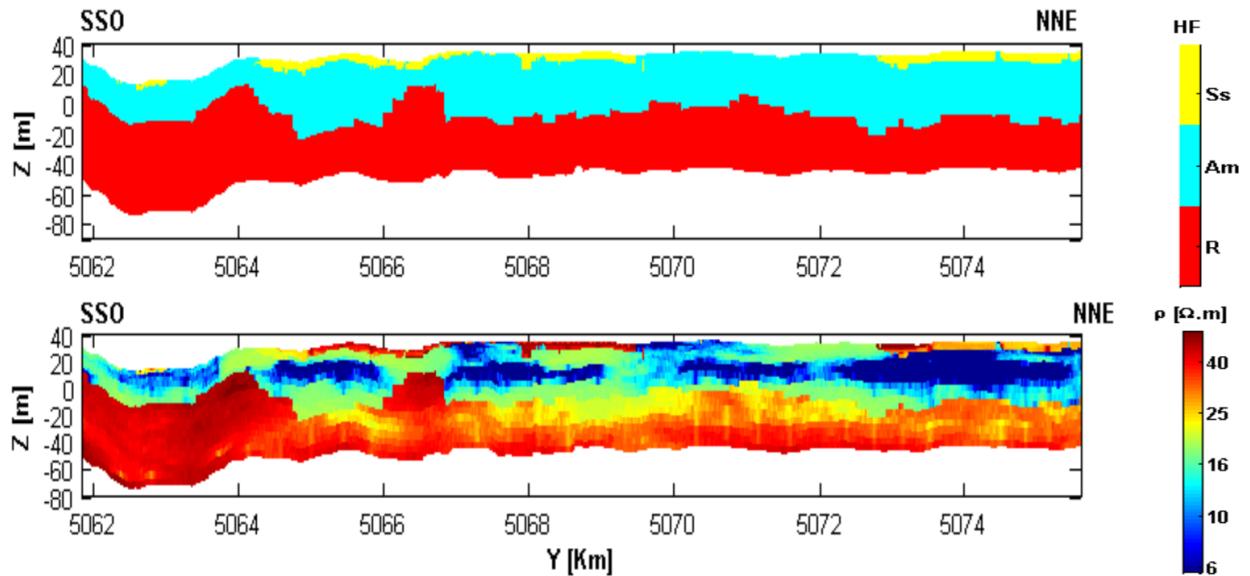


Figure 7.17: Comparaison de la réalisation géologique *R#1* avec son équivalent géoélectrique pour le profil *L6000*.

7.5 Sommaire

Dans ce chapitre, nous avons présenté la méthodologie utilisée pour simuler respectivement par *MPS* et *SGS* les réalisations géologiques et géoélectriques équivalentes. Nous avons utilisé toutes l'information géologique i.e. les forages et la carte géologique de surface disponible sur la zone d'étude, et les résultats *ID* de l'inversion des sondages db_z/dt_{obs} du *VTEM-plus* pour les profils *L2000* et *L6000*.

L'approche est similaire à celle utilisée par Blouin et al. (2013) pour convertir des réalisations de faciès géologiques en champ de conductivité hydraulique. À la différence de ce dernier, nous avons conservé le même variogramme pour simuler par zone, les valeurs de résistivité relatives à chaque type de faciès géologique.

En plus, dans le but d'obtenir des réalisations géoélectriques qui reproduisent dans une certaine mesure les statistiques globales i.e. moyenne et écart-type des valeurs de résistivités données par l'inversion, nous avons utilisé une étape de post-traitement de reproduction d'histogramme tout en courant le risque de détériorer le variogramme utilisé lors de la *SGS*. Cependant, cette étape a permis d'obtenir pour chacun des profils, 100 réalisations géoélectriques qui ont des statistiques assez similaires et par conséquent peuvent être combinées par déformation graduelle.

CHAPITRE 8 APPLICATION DE LA DEFORMATION GRADUELLE SUR UN CAS SYNTHETIQUE

8.1 Introduction

Ce chapitre constitue l'étape de validation de la méthodologie adoptée dans cette thèse pour réconcilier les données *VTEM-plus* et *NanoTEM*. L'application de la *GDM* sur un cas synthétique très proche de la réalité géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent vise deux objectifs qui sont :

1. Tester trois fonction-objectifs parmi lesquelles on choisit la meilleure i.e. la fonction-objectif qui permet d'obtenir le modèle optimal qui présente à la fois la meilleure corrélation, et dont les réponses db_z/dt ajustent mieux les courbes db_z/dt du modèle de référence. Le modèle de référence représente une certaine distribution connue de la résistivité électrique du sous-sol, que nous nous proposons de récupérer par *GDM*.
2. Tester la méthode de déformation graduelle suivant trois (03) schémas dans lesquels les réalisations sont combinées dans un ordre différent. Il s'agit concrètement de vérifier si indépendamment de la fonction-objectif choisie et de l'ordre dans lequel les réalisations géoélectriques sont combinées, la *GDM* est capable de donner des modèles optimaux qui présentent une plus grande variabilité i.e. un plus grand écart-type que celui des données conditionnantes, tout en reproduisant la moyenne des dites données.

Dans ce chapitre, nous présentons en premier lieu la démarche suivie pour élaborer le modèle électrique de référence et calculer ses réponses db_z/dt_{ref} . Ensuite, nous abordons succinctement l'élaboration de l'image d'entraînement synthétique utilisée lors de la simulation multipoint des réalisations géologiques synthétiques, et la conversion de celles-ci en réalisations géoélectriques.

Nous terminons par une présentation suivie d'une synthèse des résultats des différents schémas de combinaison des réalisations en utilisant les fonction-objectifs et de la reproductibilité des statistiques globales i.e. moyenne et écart-type des valeurs de résistivités par la *GDM*.

8.2 Élaboration du modèle de référence

Le modèle de référence a été choisi de telle sorte à refléter la réalité de la variabilité de la résistivité électrique observée sur la région d'étude. Celui-ci va servir à modéliser les courbes db_z/dt_{ref} qui représentent les données observées que nous allons essayer d'ajuster par la méthode proposée. Pour construire le modèle de référence, nous avons jugé opportun de kriger le résultat de l'inversion 1D de quelques sondages situés sur la portion du profil *L5000*, et délimitée par le cadre en pointillé noir (Fig. 8.1).

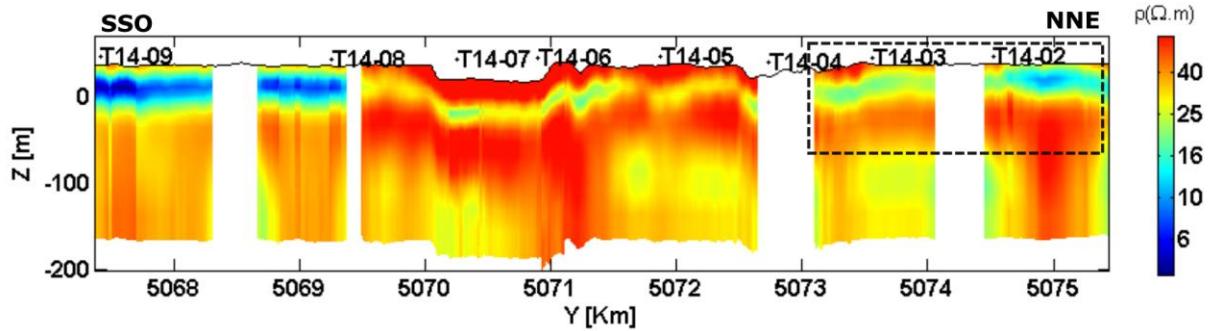


Figure 8.1: Résultat de l'inversion 1D du profil *L5000* et les limites du modèle de référence indiquées en pointillé.

Pour le krigage, nous avons construit une grille de $11 \times 145 \times 20$ cellules (Fig. 8.2).

Ensuite, sur l'ensemble des sondages du profil *L5000 VTEM-plus* délimités par les pointillés noirs de la figure 8.1, nous en avons sélectionnées neuf (9) suivant un pas de 1 sondage sur 150 afin de les utiliser comme données de conditionnement lors du krigage.

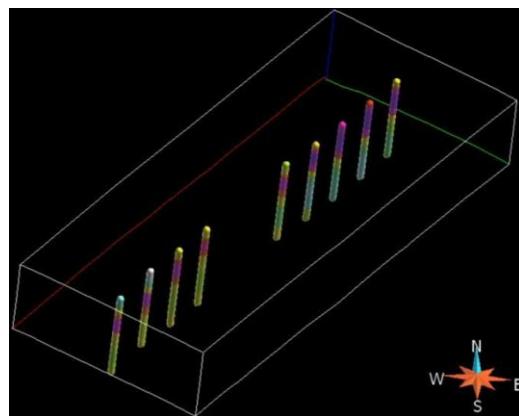


Figure 8.2: Grille $11 \times 145 \times 20$ et les 9 sondages utilisés pour le krigage du modèle de référence.

Finalement, les valeurs de résistivité de ces 9 sondages ont été discrétisées par intervalle de 2 m suivant la procédure suivie pour la préparation des données de conditionnement lors de la simulation *SGS* du cas réel au chapitre 7. À la figure 8.3, nous présentons les histogrammes du \log_{10} des valeurs de résistivité des 9 sondages avant et après discrétisation respectivement en (A) et en (B). Suivant cette figure, on remarque que la discrétisation n'a pratiquement pas modifié la moyenne des valeurs de résistivité qui est passée de 1.51 à 1.52 après discrétisation, soit un écart absolu de 0.6 %. Toutefois, on observe une modification plus grande de l'écart-type qui est passé de 0.18 à 0.15 après discrétisation, soit un écart absolu de 16.67 %.

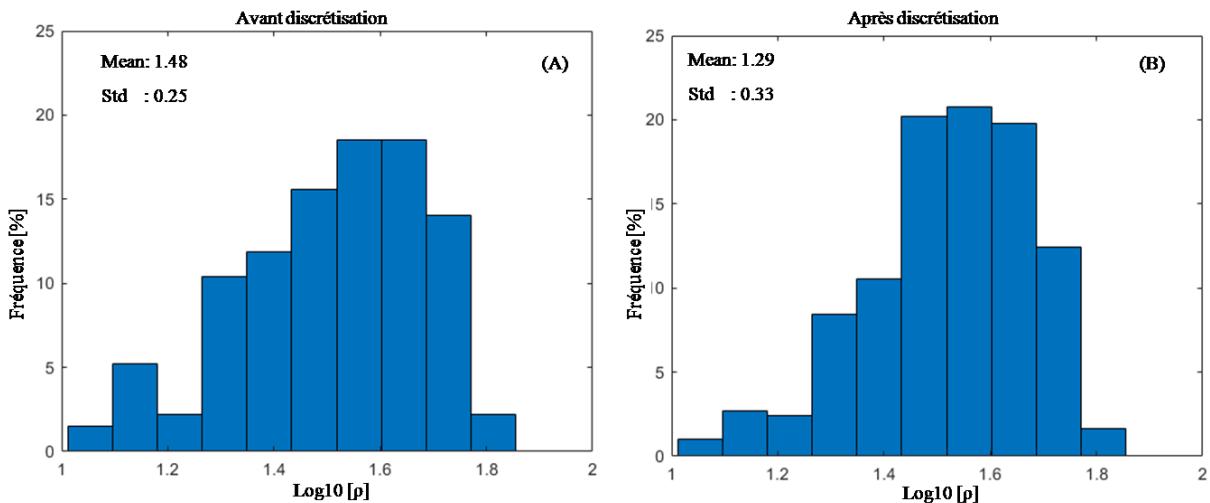


Figure 8.3: Histogrammes du \log_{10} des valeurs de résistivité des 9 forages de conditionnement avant (A) et après (B) discrétisation. Les statistiques des résistivités sont globalement bien reproduites après la discrétisation.

À partir du \log_{10} des valeurs de résistivité discrétisées par intervalle de 2 m, nous avons procédé à la modélisation du variogramme devant servir à décrire la variabilité spatiale de la résistivité électrique (Fig. 8.4). Deux variogrammes expérimentaux, un dans la direction verticale et l'autre suivant l'azimut du profil *L5000* i.e. 35° par rapport au nord ont été calculés. Ensuite, ces deux variogrammes ont été ajustés par des modèles théoriques gaussiens de portées respectives 42.66 m et 1138.97 m avec des seuils de 0.06 et 0.026. Pour obtenir le variogramme final devant servir lors du krigage, nous avons utilisé le seuil du variogramme suivant l'azimut du profil car ce seuil est similaire à la variance des résistivités de conditionnement, soit 0.0225. Les paramètres du variogramme final sont présentés dans le tableau 8.1.

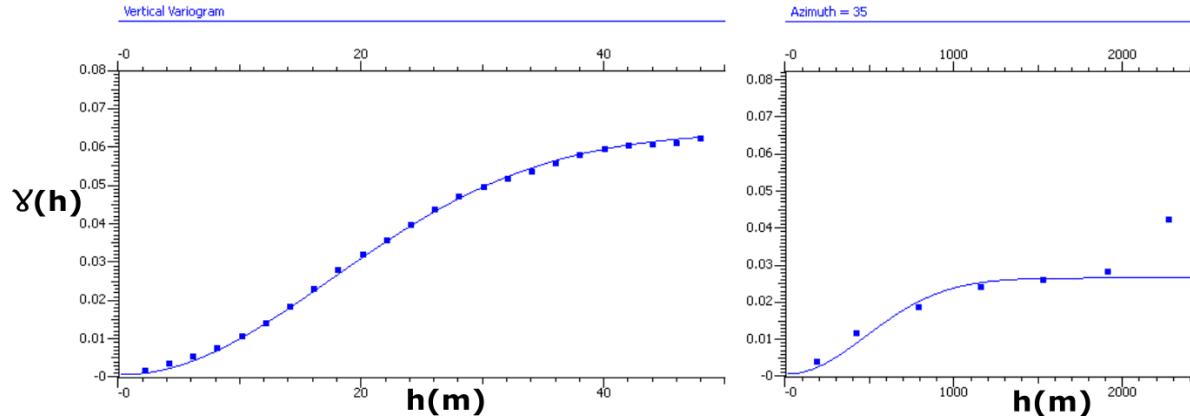


Figure 8.4: Variogramme gaussien global obtenu à partir du \log_{10} des valeurs de résistivité discrétisées des 9 sondages de conditionnement.

Tableau 8.1: Paramètres du variogramme global utilisé pour le krigeage du modèle de référence.

8.3			PORTÉES (m)		
Type	Effet de pépite	Paliers + Effet de pépite	X	Y	Z
Gaussien	0	0.026	1138.97	1138.97	42.66

Le modèle de référence obtenu à la fin du krigeage est présenté à la figure 8.5. Les épaisseurs verticales et les résistivités électriques des cellules de ce modèle de référence serviront dans le point suivant à modéliser les courbes db_z/dt_{ref} de référence qui seront ajustées lors de la GDM du cas synthétique.

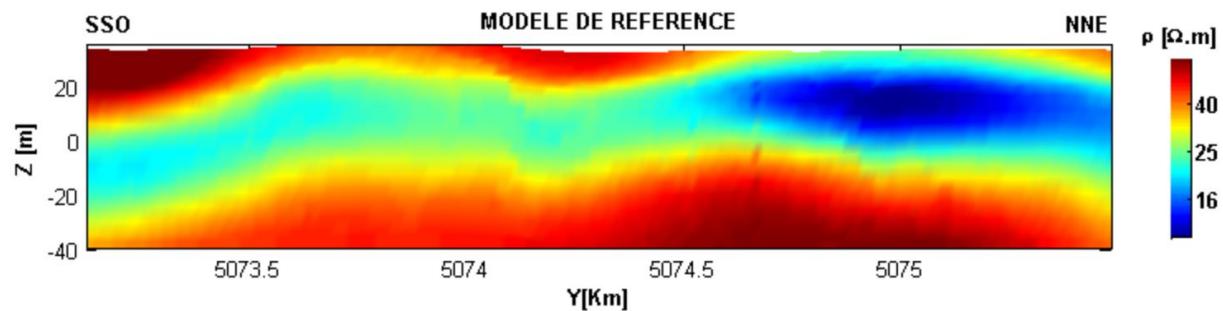


Figure 8.5: Modèle de référence obtenu par krigeage des résistivités du résultat de l'inversion 1D des 9 sondages du profil L5000 VTEM-plus.

8.4 Modélisation des courbes db_z/dt de référence

La modélisation 1D a été réalisée avec les mêmes logiciels de modélisation qu'au chapitre 6, à savoir *Airbeo* et *Leroi* respectivement pour les systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM*. Lors de la modélisation avec *Airbeo*, nous avons utilisé une hauteur du dispositif de 56 m équivalente à la hauteur moyenne de vol pour les données réelles *VTEM-plus*.

Suivant le nombre de cellules dans la direction y du modèle de référence, nous avons d'abord modélisé en 1D, 145 sondages pour chacun des systèmes *VTEM-plus* (Fig. 8.6 A-2) et *NanoTEM* (Fig. 8.6 A-1), soit un total de 290 courbes db_z/dt_{ref} .

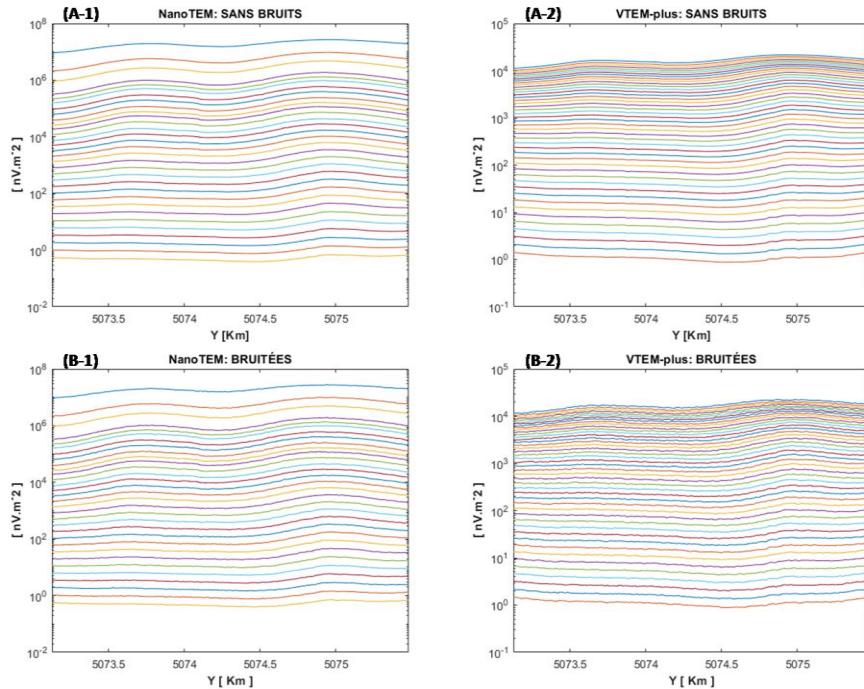


Figure 8.6: Courbes db_z/dt_{ref} de référence. Système *NanoTEM* : (A-1) sans bruits et (B-1) avec bruits ; Système *VTEM-plus* : (A-2) sans bruits et (B-2) avec bruits.

Pour chacun des systèmes, les courbes db_z/dt_{ref} présentent une forte dynamique entre les premières et les dernières fenêtres d'enregistrement. Dans le cas du système *NanoTEM* (Fig. 8.6-A-1), les courbes db_z/dt_{ref} synthétiques calculées évoluent de 10^8 nV.m^{-2} à moins de 1 nV.m^{-2} pour un temps d'enregistrement compris entre 1 μs et environ 2 ms. Pour le système *VTEM-plus* (Fig. 8.6-A-2), l'intensité des courbes db_z/dt_{ref} synthétiques calculées varie entre 10^4 nV.m^{-2} à environ 1 nV.m^{-2} pour un temps d'enregistrement entre 20 μs et environ 10 ms. Il est aussi

important de noter qu'à cause de la hauteur de vol du dispositif de mesure du *VTEM-plus*, les réponses db_z/dt_{ref} des premières fenêtres sont 10^4 fois plus faibles en intensité que celles du *NanoTEM*. On peut supposer que les erreurs sur l'ajustement des db_z/dt_{ref} de chacun des systèmes n'auront pas la même contribution sur la valeur de la fonction-objectif utilisée lors de la déformation graduelle (*GDM*). Cette hypothèse sera explorée dans les détails ultérieurement dans ce chapitre

Avant la *GDM* du cas synthétique, chaque courbe modélisée, et pour chaque fenêtre de temps, a été contaminée indépendamment avec un bruit relatif normalement distribué dont l'écart-type est égal à 5 % de l'amplitude db_z/dt_{ref} de la fenêtre concernée (voir Eq. 6.1).

8.5 Simulation des réalisations géologiques et géoélectriques synthétiques

Avant la simulation *MPS* de réalisations géologiques synthétiques, l'image d'entraînement du cas synthétique a été élaborée en convertissant en variable discrète, le résultat du krigage de la résistivité électrique du modèle de référence. Concrètement, le modèle de référence a été transformé en faciès géologiques en regroupement les valeurs de résistivités suivant les unités *Ss*, *Am* et *R*. La figure 8.7 présente la section du modèle électrique de référence (A) et les proportions (B) des faciès *Ss* (0.27), *Am* (0.41) et *R* (0.32) dans la *TI*.

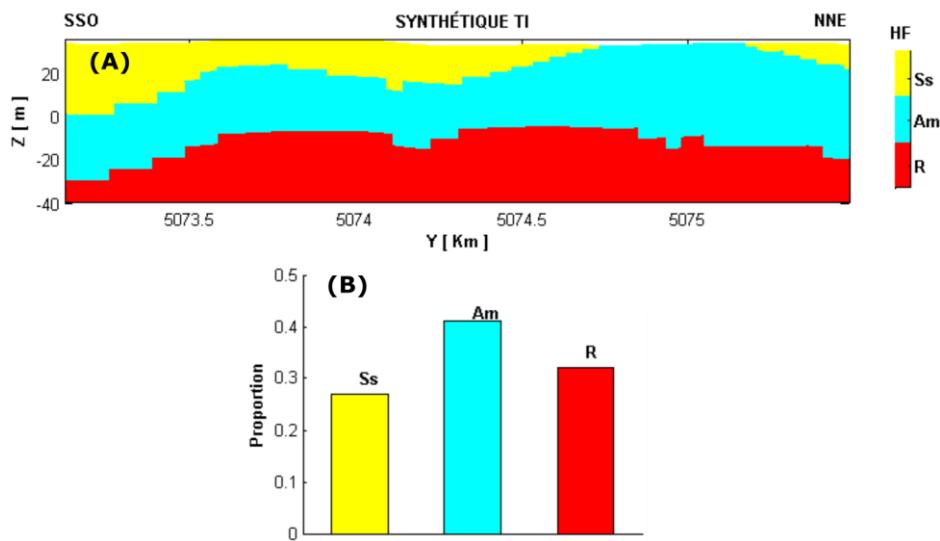


Figure 8.7: *TI* synthétique obtenue par conversion de la résistivité électrique du modèle de référence en faciès géologiques *Ss*, *Am* et *R* (A), et histogramme de la proportion des faciès (B).

En théorie, lors de la phase de simulation, en l'absence de données de conditionnement ou secondaire (ex. courbe de proportion verticale), la proportion de chaque faciès dans les réalisations est déduite directement de la *TI*. Il est alors possible de comparer la proportion de chaque faciès dans les réalisations à celle de la *TI* afin de juger de la qualité de la simulation. Cependant reproduire la proportion des faciès de la *TI* ne garantit pas que les réalisations respectent l'organisation stratigraphique de la zone à l'étude. En effet, au tout début de la phase de simulation i.e. lorsque la *TI* est scannée, les probabilités conditionnelles calculées à partir des *data event* sont stockées dans les listes sans aucune information de position. Par conséquent pour guider la simulation, il faut apporter absolument de l'information secondaire de non stationnarité des faciès. Lors de la phase de simulation des réalisations géologiques du cas synthétique, nous avons utilisé un *search template* de 3 x 3 x 1 et 3 niveaux de multi-grilles. Ces valeurs sont celles utilisées par défaut dans *gocad* pour la *MPS*. Aucun forage de conditionnement ni de courbe de proportion verticale n'ont été utilisés. Pour guider la simulation afin de reproduire la stratigraphie de la zone d'étude, la *TI* a été utilisée comme données secondaires de non stationnarité car n'ayant aucune autre source d'information disponible. Au total, nous avons simulé 100 réalisations non-conditionnelles, qui respectent plus ou moins l'organisation stratigraphique attendue sur la zone d'étude et dont quelques-unes, à savoir les réalisations *R#1*, *R#25*, *R#50* et *R#100* sont présentées à la figure 8.8.

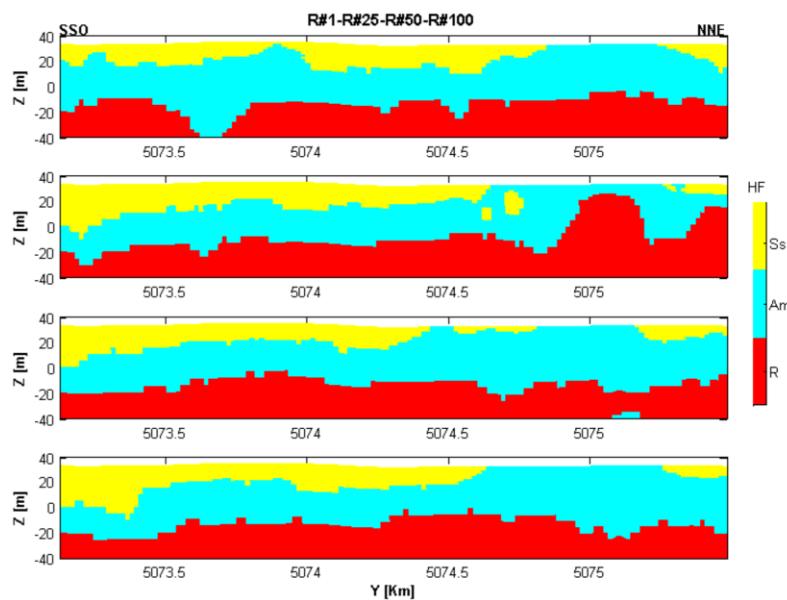


Figure 8.8: Réalisations non conditionnelles géologiques synthétiques *R#1*, *R#25*, *R#50* et *R#100*.

Contrairement au cas réel, aucun filtre de post-traitement pour corriger les erreurs dans la succession verticale des différentes unités stratigraphiques n'a été appliqué sur les réalisations. Par exemple, sur la réalisation *R#25*, on peut observer que le faciès *Ss* chronologiquement plus récent que le faciès *Am*, se retrouve imbriqué dans celui-ci. Sur la réalisation *R#50*, au voisinage de la position 5075 km, on observe sous le roc, une occurrence du faciès *Am* plus récent que celui-ci.

Afin d'évaluer la qualité des réalisations, nous avons calculé et présenté sous forme d'histogramme, la valeur de la proportion des faciès *Ss*, *Am* et *R* pour chacune des réalisations (Fig. 8.9). Ces histogrammes montrent que la moyenne des proportions des faciès soit 0.27, 0.4 et 0.33 respectivement pour les unités *Ss*, *Am* et *R* est similaire à celle de la *TI*. Les écart-types sur les proportions des faciès *Ss*, *Am* et *R* sont respectivement de 0.02, 0.03, 0.03. Lorsque ces écart-types sont rapportés à la moyenne des proportions de chaque faciès, on observe globalement une variation de moins de 10 % entre la *TI* et les réalisations.

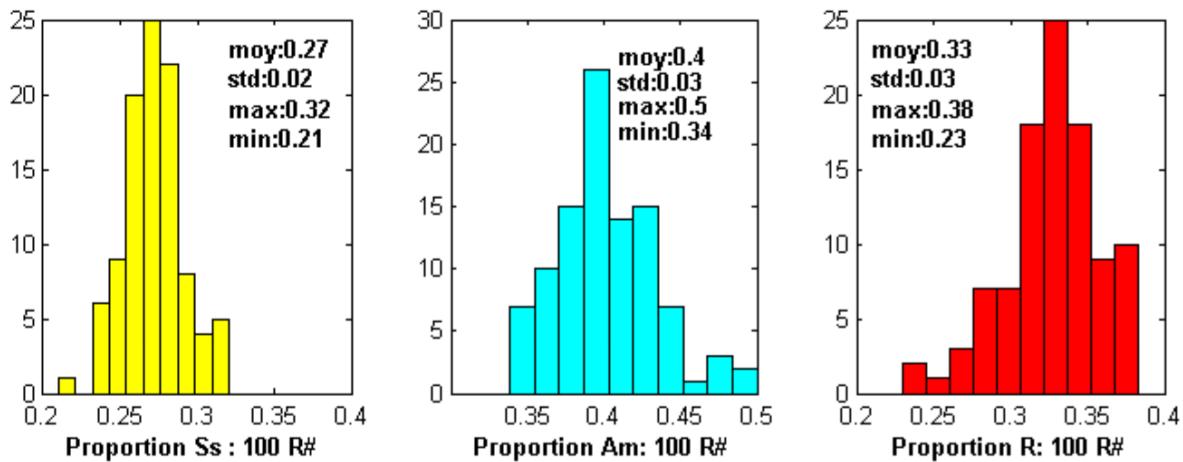


Figure 8.9: Proportion des faciès *Ss* ($\max=0.32$, $\min=0.21$), *Am* ($\max=0.35$, $\min=0.34$) et *roc* ($\max=0.38$, $\min=0.23$) pour les 100 réalisations synthétiques *MPS*. La proportion des faciès des 100 réalisations synthétiques sont globalement similaires à celle de la *TI*.

À la figure 8.10, nous présentons les réalisations géoélectriques équivalentes aux réalisations géologiques de la figure 8.8. La procédure de conversion par *SGS* des réalisations géologiques en modèles géoélectriques synthétiques est la même que celle adoptée dans le cas réel au chapitre 7. Les valeurs du \log_{10} de la résistivité ont été simulées par région en utilisant les résistivités caractéristiques de chaque catégorie lithologique *Ss*, *Am* et le *roc* à partir des 9 forages de

conditionnement, et le même variogramme que pour le krigage du modèle de référence. À l'instar des réalisations *SGS* du cas réel, la simulation par zone a permis de convertir les réalisations géologiques synthétiques en modèles géoélectriques synthétiques qui reproduisent à la fois l'organisation géologique et la distribution des valeurs de résistivité suivant les faciès.

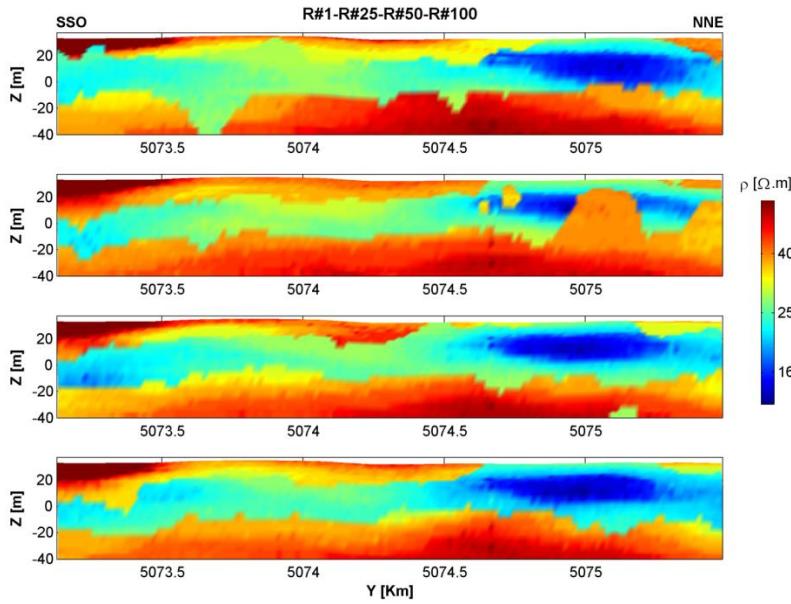


Figure 8.10: Réalisations géoélectriques synthétiques $R\#1$, $R\#25$, $R\#50$ et $R\#100$ obtenues à partir de leurs réalisations géologiques équivalentes *MPS*.

8.6 Test préliminaire des fonction-objectifs

Le but de ce test, avant d'appliquer la méthode de déformation graduelle au cas synthétique, est d'évaluer la fonction-objectif qui quantifie mieux l'erreur entre les courbes db_z/dt synthétiques du modèle de référence (db_z/dt_{ref}) et celles des réalisations géoélectriques (db_z/dt_{simSGS}). Trois raisons justifient cette analyse préliminaire :

1. La *GDM* est un problème d'optimisation dans lequel les plus fortes variations dans le modèle sont généralement observées au début des itérations ce qui entraîne une forte décroissance de la fonction-objectif. Toutefois, après quelques itérations, les variations deviennent moins importantes et la fonction-objectif atteint rapidement un plateau. Du fait de ce comportement de la *GDM*, une fonction-objectif sensible même à une faible variation dans la réponse du modèle serait fort utile dans l'amélioration de l'ajustement des données observées.

2. Dans le point 8.3, on avait observé que les courbes $\frac{db_z}{dt_{ref}}$ présentaient une forte dynamique entre les fenêtres de temps d'un même système d'acquisition. En plus, sur les premières fenêtres d'enregistrement, les amplitudes des courbes $\frac{db_z}{dt_{ref}}$ du *NanoTEM* (voir Fig. 8.6-A-1) sont environ 10^4 fois supérieures à celle du *VTEM-plus* (voir Fig. 8.6-A-2) du fait que le dispositif de mesure se situe en hauteur au-dessus du sol. Dans le cas d'une fonction-objectif exprimée en écart absolu entre les courbes $\frac{db_z}{dt_{ref}}$ observées et celles calculées, une erreur relative de 5 % sur chaque donnée, n'aura pas la même contribution. En effet, pour ce type de fonction-objectif, les premières fenêtres de temps contribuent plus au résultat final car elles ont des valeurs plus élevées des courbes $\frac{db_z}{dt_{ref}}$.
3. Lors de la *GDM* au fil des itérations, on s'attend à observer une erreur entre les courbes $\frac{db_z}{dt}$ du modèle optimal ($\frac{db_z}{dt}_{calGDM}$) et celles du modèle de référence ($\frac{db_z}{dt}_{ref}$) qui diminue, et aussi à obtenir un modèle optimal final de plus en plus corrélé au modèle de référence.

Suivant les trois points précédents, une bonne fonction-objectif devrait être sensible i.e. décroître même pour une faible amélioration dans les paramètres du modèle vers la solution optimale. En plus, celle-ci ne devrait pas être plus influencée par un type de données au détriment des autres, à moins que des raisons justifient un ajustement préférentiel d'un groupe de données i.e. dans le cas de données fortement bruitées.

8.6.1 Description des fonction-objectifs du test préliminaire

Nous avons choisi trois fonction-objectifs qui sont présentées dans les équations 8.1 à 8.3.

La première fonction-objectif (Eq. 8.1) représente l'erreur quadratique moyen ou *Mean Square Error (MSE)*. Les deux dernières sont deux différentes expressions du *Root Mean Square Error (RMS1 et RMS2)*. Dans le calcul du *RMS1* (Eq. 8.2), les erreurs absolues sont normalisées par les données observées tandis que pour le *RMS2* (Eq. 8.3), le facteur de normalisation est la moyenne des données calculées et observées. La différence principale entre le *RMS1* et le *RMS2* est que pour la première, les pondérations ne varient pas au fil des itérations. Le *RMS2* est la formulation du *RMS* telle qu'utilisée dans les logiciels d'inversion *Airbeo* et *Beowulf*.

$$MSE = \frac{1}{n+m} \left(\sum_{i=1}^n A_i^2 + \sum_{j=1}^m C_j^2 \right) \quad (8.1)$$

$$RMS1 = \left[\frac{1}{n+m} \left(\sum_i^n \left(\frac{1}{Obs_i^{NanoTEM}} \times A_i \right)^2 + \sum_j^m \left(\frac{1}{Obs_j^{VTEM}} \times C_j \right)^2 \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8.2)$$

$$RMS2 = \left[\frac{1}{n+m} \left(\sum_i^n \left(\frac{1}{B_i} \times A_i \right)^2 + \sum_j^m \left(\frac{1}{D_j} \times C_j \right)^2 \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8.3)$$

Avec :

$A_i = Cal_i^{NanoTEM} - Obs_i^{NanoTEM}$: Écart entre la donnée i calculée et observée *NanoTEM* ;

$B_i = \frac{1}{2}(Cal_i^{NanoTEM} + Obs_i^{NanoTEM})$: Moyenne de la donnée i calculée et observée *NanoTEM* ;

n : Nombre de données observées *NanoTEM* ;

$C_j = Cal_j^{VTEM-plus} - Obs_j^{VTEM-plus}$: Écart entre la donnée j calculée et observée *VTEM-plus* ;

$D_j = \frac{1}{2}(Cal_j^{VTEM-plus} + Obs_j^{VTEM-plus})$: Moyenne de la donnée j calculée et observée *NanoTEM* ;

m : Nombre de données observées *VTEM-plus*.

8.6.2 Méthodologie et résultat du test préliminaire

La méthodologie adoptée lors du test préliminaire consiste à :

1. Calculer à l'aide des trois fonction-objectifs (Eqs. 8.1, 8.2 et 8.3), l'erreur entre les courbes db_z/dt_{ref} et db_z/dt_{simSGS} . Le calcul des erreurs nécessite pour chaque réalisation, de modéliser en 1D, 145 courbes db_z/dt_{simSGS} exprimées en $\text{nV.A}^{-1}\cdot\text{m}^{-4}$ pour chacun des systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM*, soit au total 29000 courbes db_z/dt_{simSGS} pour les deux systèmes.
2. Calculer le coefficient de corrélation (*Coefcor*) entre chacune des 100 réalisations géoélectriques et le modèle de référence.
3. Déterminer par une courbe de régression linéaire, le coefficient de détermination entre les erreurs *MSE*, *RMS1* et *RMS2*, et les *Coefcor* des réalisations géoélectriques.

La figure 8.11 présente respectivement en A, B et C, le résultat de l'analyse de régression linéaire entre les valeurs du *MSE*, *RMS1* et *RMS2* et les *Coefcor*. Les coefficients de détermination sont

respectivement de 2 %, 63 % et 88 %. Les droites de régressions montrent qu'il y a une forte relation linéaire entre l'augmentation du *Coefcor* entre les réalisations géoélectriques *SGS* et le modèle de référence, et la diminution des erreurs calculée avec le *RMS1* et le *RMS2*. Avec le *MSE*, au-delà de la valeur du *Coefcor* supérieure à 90 %, cette fonction-objectif semble ne plus pouvoir bien quantifier les erreurs.

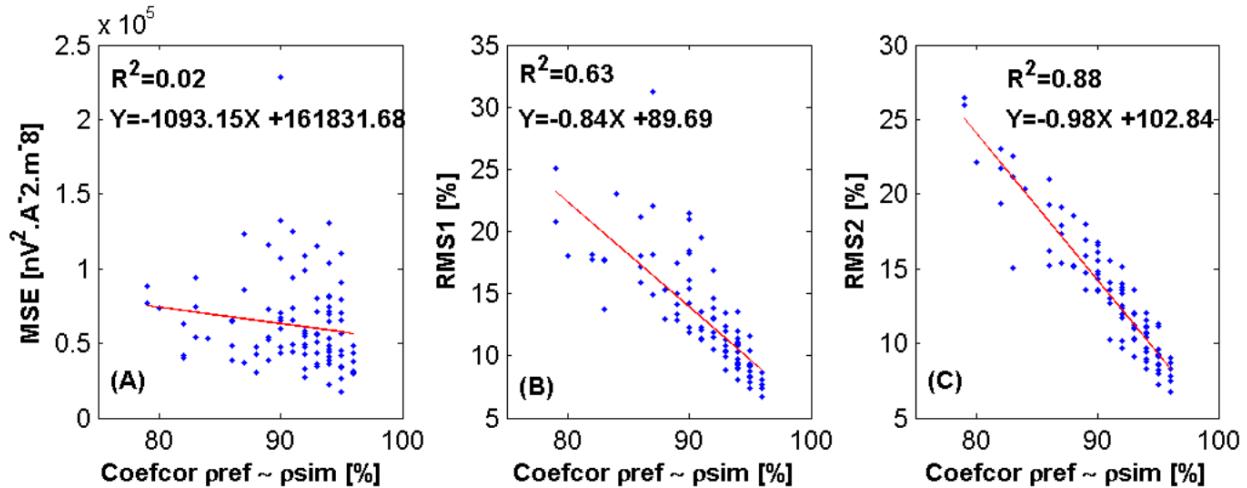


Figure 8.11: Droite de régression linéaire entre les erreurs calculées avec les trois fonction-objectifs *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) et le coefficient de corrélation entre le modèle de référence et les 100 réalisations géoélectriques.

8.6.3 Hypothèses sur le comportement anticipé des fonction-objectifs lors de la *GDM* à partir des résultats du test préliminaire

Suivant les coefficients de détermination (Fig. 8.11), trois principales hypothèses se dégagent, à savoir :

Hypothèse 1 : Il semble ne pas avoir de relation linéaire entre l'augmentation du *Coefcor* et la diminution du *MSE* ce qui n'est pas le cas avec le *RMS1* et le *RMS2*. Cela suppose que lors de la *GDM*, le *MSE* pourrait donner un modèle optimal moins corrélé au modèle de référence comparativement aux modèles optimaux du *RMS1* et du *RMS2*. *RMS1* et *RMS2* semblent montrer qu'une réduction de leur valeur aboutirait à des modèles optimaux de plus en plus corrélés au modèle de référence.

Hypothèse 2 : Toute amélioration des paramètres du modèle optimal vers le modèle de référence, n'impliquerait pas systématiquement une diminution du *MSE*, ce qui semblerait ne pas être le cas du *RMS1* et du *RMS2*. En d'autres termes, le *MSE* pourrait donner un moins bon ajustement des courbes \mathbf{db}_z/dt_{ref} du modèle de référence comparativement à *RMS1* et *RMS2*.

Hypothèse 3 : Les fonction-objectifs *RMS1* et *RMS2* auraient des comportements semblables i.e. qu'on pourrait s'attendre à obtenir à l'itération finale, des modèles optimaux identiques avec ces deux fonction-objectifs.

8.7 Déformation graduelle suivant trois approches de combinaison des modèles géoélectriques synthétiques

Dans cette partie, nous procédons à trois tests dans lesquels les réalisations géoélectriques synthétiques sont combinées suivant trois schémas de déformation graduelle i.e. trois approches différentes. Pour chacun des schémas, nous nous proposons d'utiliser les trois fonction-objectifs définies précédemment (Eqs. 8.1, 8.2 et 8.3) afin de quantifier l'erreur entre les réponses \mathbf{db}_z/dt_{ref} du modèle de référence et celles des modèles optimaux. L'objectif de ces tests est de voir si :

1. Les hypothèses faites à la sous-section 8.5.3, sur le comportement anticipé des trois fonction-objectifs lors de la *GDM* sont vérifiées ;
2. Indépendamment du chemin de déformation suivi et de la fonction-objectif utilisée, les modèles optimaux finaux reproduisent les statistiques i.e. moyenne et écart-type des données de conditionnement utilisées lors de la *SGS*.

Au cours du processus de déformation graduelle, les réalisations sont combinées en utilisant les pondérations présentées dans l'équation 4.16 au chapitre 4. Dans ce cas, il faut 49 itérations pour visiter 99 réalisations sur les 100 réalisations géoélectriques (les trois réalisations initiales et deux nouvelles réalisations pour les 48 autres itérations). Afin de conserver les mêmes réalisations pour tous les schémas de déformation graduelle, nous avons sélectionné les 99 premières réalisations les moins corrélées au modèle de référence.

Dans la suite de ce chapitre, les expressions *GDM SCH1*, *GDM SCH2* et *GDM SCH3* sont utilisées pour désigner les trois différents schémas de déformation graduelle. Les notations \mathbf{db}_z/dt_{ref} , $\mathbf{db}_z/dt_{calGDM}$ et \mathbf{db}_z/dt_{SGS} représentent respectivement les réponses \mathbf{db}_z/dt du modèle de référence,

du modèle optimal retourné par la *GDM*, et de la meilleure réalisation géoélectrique donnée par la *SGS*. Le terme "modèle partiellement optimisé" désigne tout modèle optimal obtenu pour des itérations intermédiaires i.e. toute itération autre que l'itération finale.

8.7.1 Algorithme utilisé pour la minimisation des fonction-objectifs

Les différentes fonction-objectifs sont minimisées en utilisant la fonction d'optimisation *fminbnd* de *Matlab* qui permet la minimisation d'une fonction non linéaire à une variable (*x*) bornée sur un intervalle (*x₁*, *x₂*) (Brent, 1973; Forsythe et al., 1976). L'algorithme est basé sur la recherche de la section dorée et l'interpolation parabolique. À moins que les points *x₁* et *x₂* ne soient très proches, l'algorithme n'évalue pas ceux-ci, ce qui revient en définitive à définir *x* sur un intervalle ouvert. Si le minimum se produit à *x₁* ou *x₂*, *fminbnd* renvoie un point *x* à l'intérieur de l'intervalle (*x₁*, *x₂*) proche de ce minimum.

Les limitations de la fonction *fminbnd* de *Matlab* sont que la fonction à minimiser doit être continue, les solutions obtenues sont locales et l'algorithme peut présenter une convergence lente lorsque la solution est sur une des limites de l'intervalle où la fonction est évaluée.

8.7.2 GDM SCHÉMA 1

Lors de la *GDMSCH1*, les réalisations géoélectriques sont rangées par ordre décroissant suivant la valeur de leurs coefficients de corrélation avec le modèle de référence ce qui consiste en théorie, à partir des réalisations les plus éloignées de la solution optimale vers celles les plus proches.

8.7.2.1 Résultat de la *GDMSCH1* et Analyse du comportement des fonction-objectifs

Les analyses du comportement des trois fonction-objectifs et des modèles optimaux se basent sur les hypothèses faites à la sous-section 8.5.3. Nous rappelons ici l'essentiel de ces hypothèses :

1. Le modèle optimal du *MSE* serait moins corrélé au modèle de référence par rapport à ceux du *RMS1* et du *RMS2* ;
2. L'ajustement des courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence serait moins bon avec la fonction-objectif *MSE* par rapport à *RMS1* et *RMS2* ;

3. Le $RMS1$ et le $RMS2$ donneraient des modèles optimaux très semblables à l'itération finale.

La figure 8.12 présente en bleu, les décroissances au fil des itérations ($IT\#$) des fonction-objectifs MSE (A), $RMS1$ (B) et $RMS2$ (C). Les décroissances sont comparées à la valeur (γ) de chaque fonction-objectif (courbes rouges) calculée à partir des réponses db_z/dt_{simSGS} de la meilleure réalisation géoélectrique.

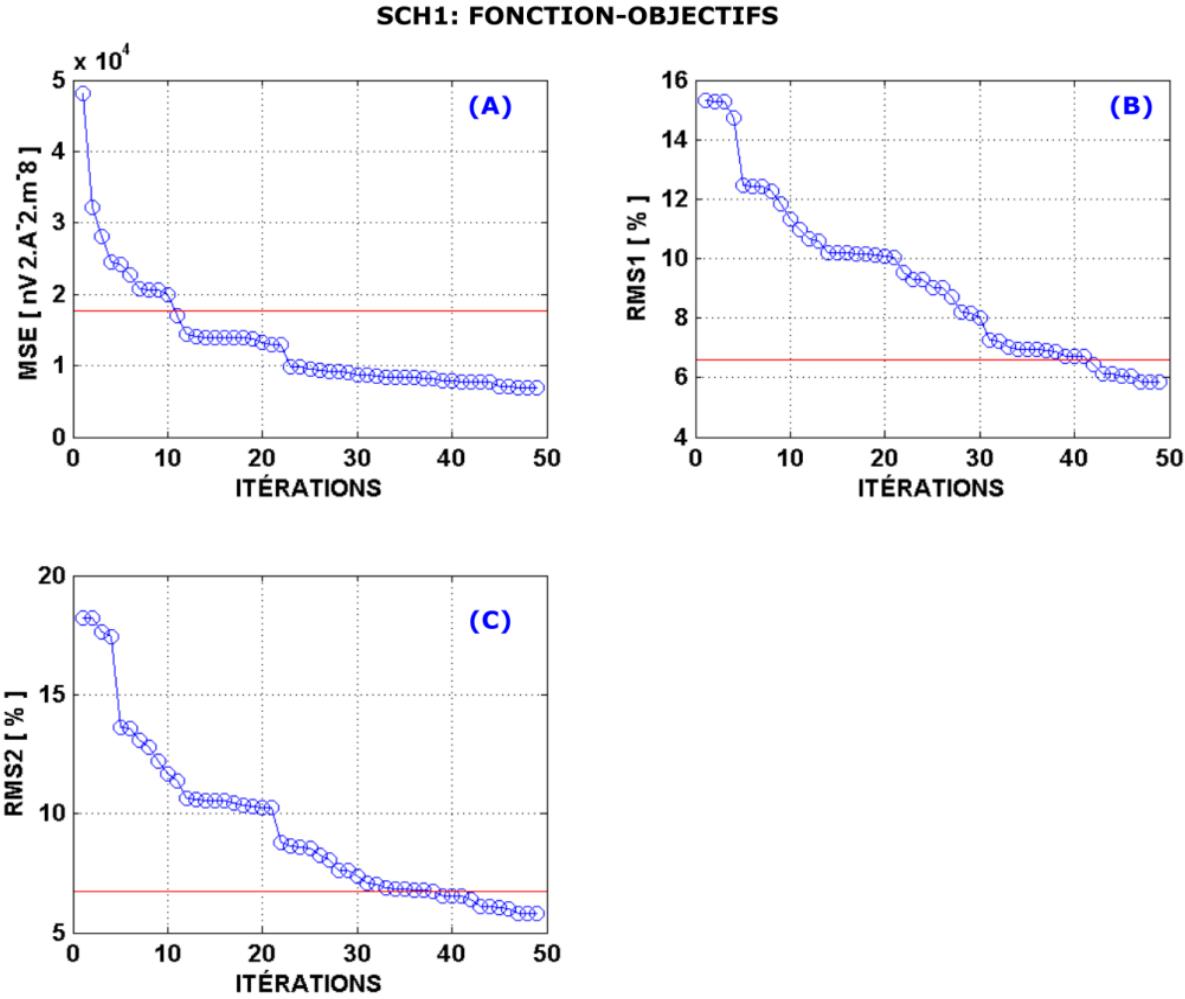


Figure 8.12: Courbes de décroissance (bleues) des trois fonction-objectifs MSE (A), $RMS1$ (B) et $RMS2$ (C) comparées à la valeur de l'erreur γ (droite rouge) calculée avec chacune des fonction-objectifs pour la meilleure réalisation géoélectrique. Lors de la *GDMSCH1*, le MSE décroît rapidement lors des premières itérations (valeur γ dépassée à $IT\#11$) et plus lentement après. Le $RMS1$ et le $RMS2$ décroissent lentement (valeur γ dépassée respectivement après $IT\#41$ et $IT\#38$) mais conservent quasiment la même tendance au fil des itérations.

Suivant cette comparaison, les modèles optimaux obtenus au cours de la *GDMSCH1* donnent tous un bon ajustement des courbes db_z/dt_{ref} par rapport à la meilleure réalisation géoélectrique. À la fin des itérations, les erreurs calculées par les trois fonction-objectifs *MSE*, *RMS1* et *RMS2* sont respectivement de $6915.10 \text{ nV}^2.\text{A}^{-2}.\text{m}^{-8}$, 05.84 % et 05.78 %. Ces valeurs sont inférieures à la valeur (γ) desdites fonction-objectifs, soit respectivement $17593.76 \text{ nV}^2.\text{A}^{-2}.\text{m}^{-8}$, 06.60 % et 06.74 %. On remarque aussi que parmi les trois fonction-objectifs, le *MSE* est celui qui décroît plus rapidement, tout du moins pour les premières itérations. Il dépasse la valeur γ de la meilleure réalisation géoélectrique après *IT#11* tandis que le *RMS1* et le *RMS2* dépassent γ respectivement après *IT#41* et *IT#38*. Toutefois, à partir de l'itération 23, la *MSE* décroît plus lentement alors que le *RMS1* et le *RMS2* gardent quasiment la même tendance de décroissance au fil des itérations. On peut supposer, que vers la fin des itérations, le *MSE* devient beaucoup moins sensible aux variations légères que la *GDM* apporte aux valeurs de résistivité, ce qui n'est pas le cas du *RMS1* et du *RMS2*.

La figure 8.13 présente la comparaison entre les modèles partiellement optimisés à *IT#1* (Fig. 8.13 A-1, B-1 et C-1) et les modèles optimaux finaux à *IT#49* (Fig. 8.13 A-2, B-2 et C-2) pour les trois fonction-objectifs.

Les coupes 2D des trois modèles partiellement optimisés sont globalement similaires. Ils reproduisent partiellement la zone conductrice indiquée par les ellipsoïdes noires (Fig. 8.13), et observée sur le modèle de référence de 5075 km à l'extrême droite du profil (voir Fig. 8.5).

À l'itération finale i.e. *IT#49*, sur tous les modèles optimaux finaux, il y a une nette amélioration dans la reproductibilité de la zone conductrice. Toutefois, le modèle optimal du *MSE* (Fig. 8.13 A-2) semble donner un résultat moins satisfaisant que ceux du *RMS1* (Fig. 8.13 B-2) et du *RMS2* (Fig. 8.13 C-2). En outre, les modèles optimaux obtenus avec le *RMS1* et le *RMS2* sont quasiment identiques.

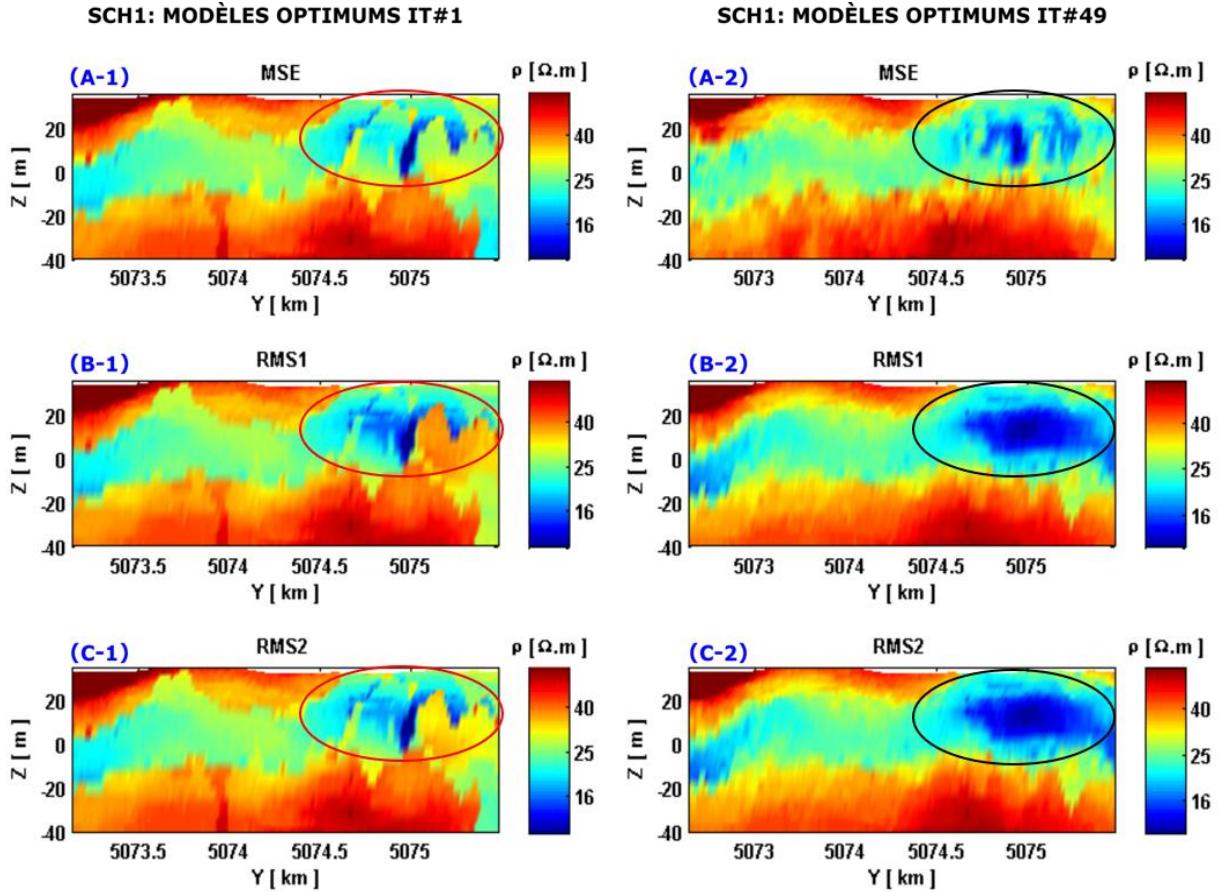


Figure 8.13: Comparaison des modèles partiellement optimisés *IT#1* *MSE* (A-1), *RMS1* (B-1) et *RMS2* (C-1), et les modèles optimaux finaux *IT#49* *MSE* (A-2), *RMS1* (B-2) et *RMS2* (C-2). Les ellipsoïdes montrent la zone des changements majeurs opérés entre *IT#1* et *IT#49*. Cette zone également observable sur le modèle de référence est moins bien récupérée par la *GDM SCH1* sur le modèle optimal final du *MSE* comparativement à ceux du *RMS1* et du *RMS2*.

Pour mieux comparer les différences dans les modèles retournés par les trois fonction-objectifs, on a calculé les écarts relatifs (%) entre les résistivités du modèle de référence et celles des différents modèles optimaux finaux (Fig. 8.14).

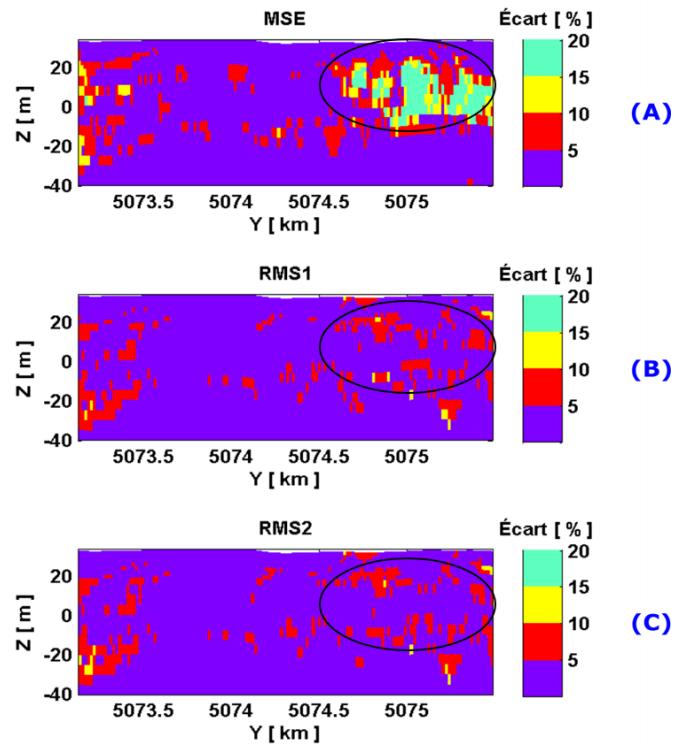
SCH1: Écart $\log_{10}(\rho\text{-réf}) \sim \log_{10}(\rho\text{-opt})$


Figure 8.14: Comparaison des écarts relatifs (%) des résistivités du modèle de référence et des modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) lors de la *GDM SCH1*. Les ellipsoïdes indiquent la région où le modèle optimal du *MSE* comparativement à ceux du *RMS1* et du *RMS2* présente des écarts plus grands par rapport aux résistivités du modèle de référence.

Les plus grands écarts relatifs de la résistivité sont observés pour le modèle optimal obtenu avec le *MSE* (Fig. 8.14-A) comparativement à ceux obtenus avec le *RMS1* (Fig. 8.14-B) et le *RMS2* (Fig. 8.14-C) principalement au niveau de la zone conductrice i.e. à la position 5075 km. Le *MSE* donne des écarts de résistivité de l'ordre de 15 % voire de plus de 20 % alors que le *RMS1* et le *RMS2* fournissent des écarts inférieurs à 10 %.

Dans l'optique de pousser l'analyse sur l'efficacité des trois fonction-objectifs, on a aussi calculé les écarts relatifs entre les réponses $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ du modèle de référence et $d\mathbf{b}_z/dt_{calGDM}$ des modèles optimaux finaux pour les systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus* (Fig. 8.15).

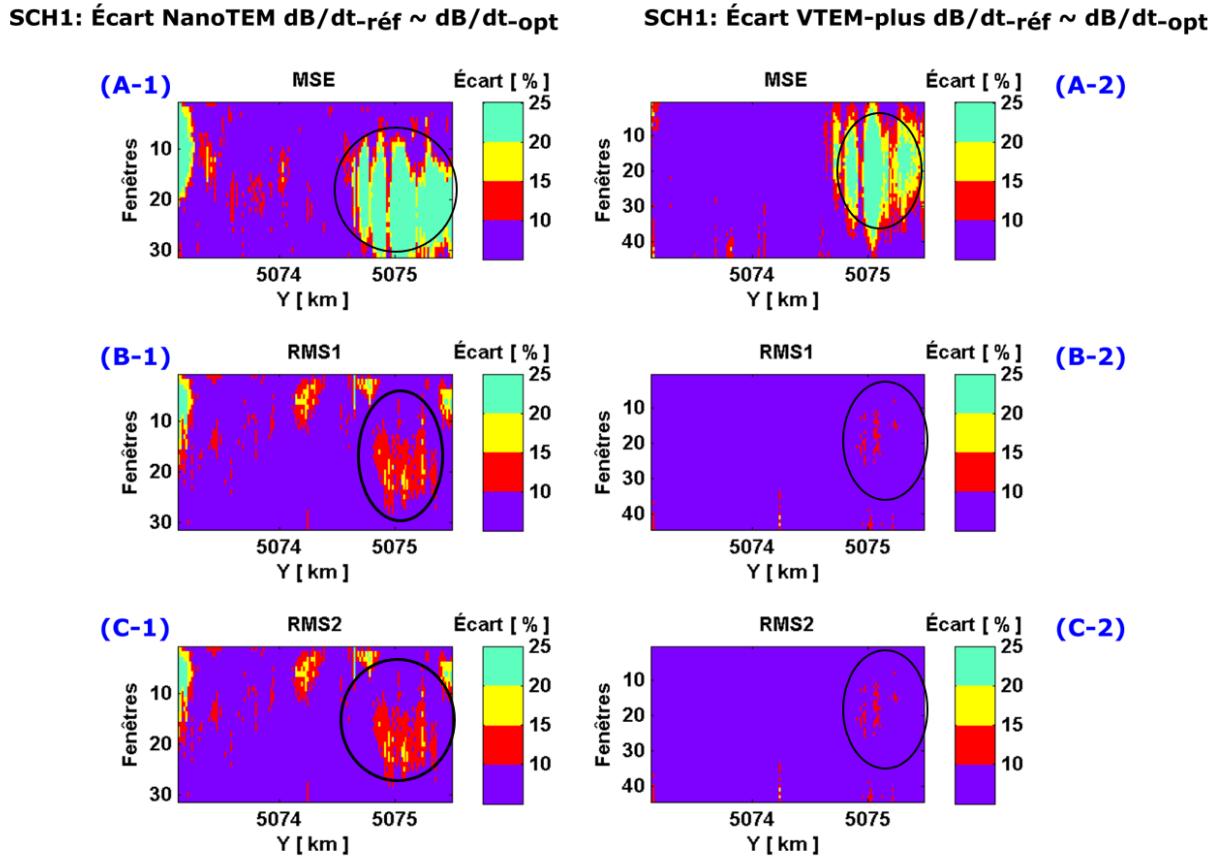


Figure 8.15: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence et db_z/dt_{calGDM} des modèles optimaux IT#49 MSE (A-1 et A-2), RMS1 (B-1 et B-2) et RMS2 (C-1 et C-2) lors de la GDM SCH1 pour les systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus*.

Les plus grands écarts observés dans les valeurs de résistivité (Fig. 8.14) se traduisent pour les systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus*, par des écarts relatifs plus importants dans l'ajustement des courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence. Encore à la position 5075 km, le *MSE* (Fig. 8.15 A-1 et A-2) donne des écarts relatifs compris entre 15 % et 25 % tandis que le *RMS1* (Fig. 8.15 B-1 et B-2) et le *RMS2* (Fig. 8.15 C-1 et C-2) ont des écarts relatifs qui oscillent de moins 10 % à 15 %. De plus, les courbes db_z/dt_{ref} des sondages *VTEM-plus* sont mieux ajustés que celles du *NanoTEM*. Par exemple, avec le *RMS1* et le *RMS2*, une faible partie des données *VTEM-plus* présente des écarts relatifs dans la plage de 10 % à 15 % alors que le *NanoTEM* a plus de données avec un écart dans cette plage.

Sur la base des écarts entre les courbes db_z/dt_{ref} et db_z/dt_{calGDM} d'une part, et des écarts entre les résistivités du modèle de référence et celles des modèles optimaux d'autre part, il ressort que la

fonction-objectif *MSE* n'a pas permis de bien reproduire les valeurs de résistivité du modèle de référence, et par conséquent donne un mauvais ajustement des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$. À l'opposé, les fonction-objectifs *RMS1* et *RMS2* fournissent des modèles optimaux semblables au modèle de référence, et leurs réponses $d\mathbf{b}_z/dt_{calGDM}$ ajustent bien les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ du modèle de référence.

8.7.2.2 Évolution des coefficients de corrélation des modèles optimaux *GDMSCH1*

Dans ce point, il s'agit de voir si :

1. Au fil des itérations, toute décroissance de la valeur des fonction-objectifs entraîne systématiquement une amélioration du coefficient de corrélation entre les modèles optimaux et le modèle de référence ;
2. Les modèles optimaux finaux obtenus avec les trois fonction-objectifs sont plus corrélés au modèle de référence comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique.

La figure 8.16 présente pour les trois fonction-objectifs au fil des itérations, l'évolution du coefficient de corrélation (*Coefcor*) entre le modèle de référence et les modèles retournés à chaque itération. Les tirets cyan et magenta représentent respectivement les coefficients de corrélation des réalisations géoélectriques ayant la plus forte et la plus faible corrélation avec le modèle de référence.

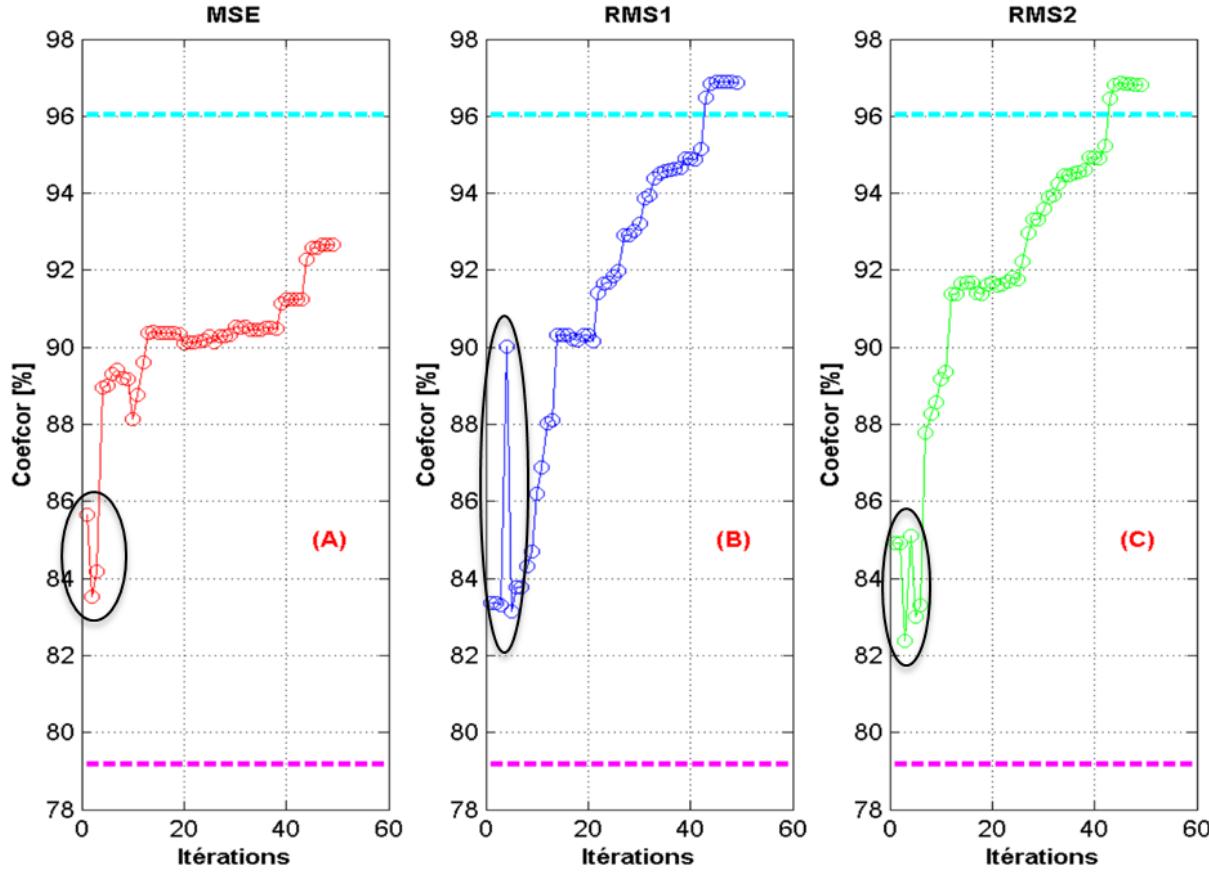


Figure 8.16: Évolution du coefficient de corrélation (*Coefcor*) entre le modèle de référence et les modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) de la *GDMSCH1*. Les tirets cyan et magenta représentent respectivement la plus grande et la plus petite valeur des *Coefcor* des réalisations géoélectriques. Le modèle optimal du *MSE* a un *Coefcor* plus faible que ceux des modèles optimaux du *RMS1*, du *RMS2*, et de la meilleure réalisation géoélectrique.

Sur cette figure, les modèles optimaux obtenus à *IT#1* pour les fonction-objectifs *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) ont des *Coefcor* respectifs de 85.67 %, 83.36 % et 84.91 %. Ces *Coefcor* sont supérieurs à ceux des trois premières réalisations géoélectriques combinées à *IT#1*, et dont les *Coefcor* sont respectivement de 79.18 %, 79.28 % et 80.26 %. Rappelons que sur l'ensemble des 100 réalisations, les trois premières réalisations combinées à *IT#1* lors de la *GDMSCH1* sont celles ayant les plus faibles corrélations avec le modèle de référence. Cela montre que déjà à la première itération, la *GDM* retourne des modèles qui sont mieux corrélés au modèle de référence par rapport aux réalisations individuelles utilisées dans la *GDM*. Néanmoins, au cours des 5 premières itérations (voir ellipsoïde noir figure 8.16 A, B et C), la corrélation avec le modèle de

référence ne s'améliore pas systématiquement au fil des itérations bien que les erreurs calculées par les différentes fonction-objectifs semblent diminuer (voir Fig. 8.12 A, B et C). Cela signifie qu'au cours des premières itérations, la diminution de la fonction-objectif n'implique pas systématiquement une évolution des paramètres des modèles retournés en direction des résistivités du modèle de référence. Pour la fonction-objectif *MSE*, on a un meilleur coefficient de corrélation avec le modèle de référence à *IT#1* comparativement à *IT#2*, soit 85.44 % et 83.67 % respectivement. Cette observation est aussi valable pour le *RMS1* à *IT#4* et *IT#5*, soit des *Coefcor* respectifs de 90 % et 83.07 %; et pour le *RMS2* à *IT#2* et *IT#3*, avec des *Coefcor* de 84.85 % et 82.46 % respectivement.

Au-delà des 5 premières itérations, les trois fonction-objectifs retournent des modèles qui présentent une tendance globale d'augmentation du *Coefcor* avec le modèle de référence. À l'itération finale, le modèle optimal retourné par la fonction-objectif *MSE* est moins corrélé (*Coefcor* égale à 92.73 %) au modèle de référence comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique (*Coefcor* égale à 96.06 %) qui pourtant fait partie des réalisations combinées à ladite itération. À l'opposé, les modèles optimaux finaux retournés par les fonction-objectifs *RMS1* (*Coefcor* égale à 96.95 %) et *RMS2* (*Coefcor* égale à 96.95 %) sont plus corrélés au modèle de référence comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique.

8.7.2.3 Comparaison des distributions de résistivité *GDMSC1*

Nous comparons les statistiques globales et la distribution marginale des résistivités des modèles optimaux finaux. Dans un premier temps, le but est de vérifier si les légères différences observées (au point 8.6.1.1) dans les résistivités des modèles optimaux finaux retournés par *MSE*, *RMS1* et *RMS2* entraînent des différences sur leurs moyennes et écarts-types, et leurs histogrammes. Dans un second temps, il s'agit de voir si la méthode de déformation graduelle a plus ou moins préservé les statistiques (moyenne et écart-type) des données de conditionnement.

La figure 8.17 présente la comparaison entre l'histogramme des données de conditionnement (cyan) et ceux des modèles optimaux *MSE* (vert), *RMS1* (orange) et *RMS2* (bleu) donnés par la *GDMSC1*.

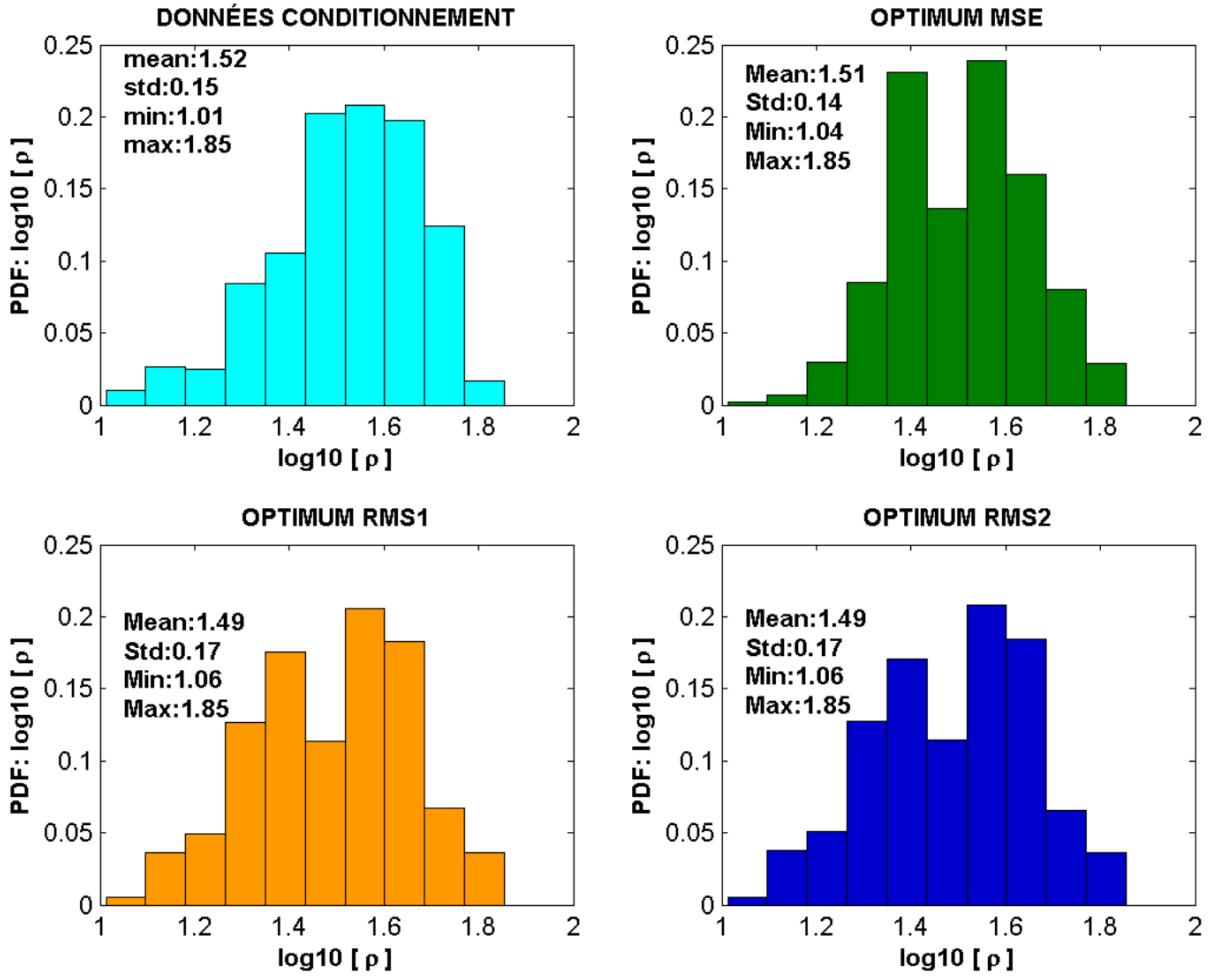


Figure 8.17: Comparaison des histogrammes des résistivités conditionnantes (cyan) et des modèles optimaux *MSE* (vert), *RMS1* (orange) et *RMS2* (bleu) de la *GDMSC1*. Les modèles optimaux des trois fonction-objectifs reproduisent globalement la moyenne des résistivités conditionnantes. Les écart-types montrent que le modèle optimal du *MSE* est moins variable que les données conditionnantes comparativement à ceux du *RMS1* et du *RMS2*.

Sur cette figure, les histogrammes des modèles optimaux finaux sont sensiblement les mêmes mais légèrement différents de celui des données de conditionnement. En effet, autour de la valeur centrale 1.5, environ 20 % des résistivités conditionnantes y sont centrées contre seulement 13 % des valeurs de résistivité de chacun des modèles optimaux. Ce manque de données autour de la moyenne pourrait être dû au fait qu'on a simulé indépendamment chaque faciès ce qui a accentué les différences de résistivités entre les unités. Toutefois, bien que nous ayons trois faciès (*Ss*, *Am* et *R*), les histogrammes des modèles optimaux sont bimodaux. Cela s'explique par le fait que

l'unité *Am* à des résistivités différentes de celles de l'unité *Ss* et le roc qui eux ont des résistivités similaires.

Les moyennes des résistivités des trois modèles optimaux *MSE*, *RMS1* et *RMS2* sont respectivement de 1.51, 1.49 et 1.49. Ces moyennes comparées à celle des résistivités de conditionnement (1.52) donnent des écarts relatifs de 0.66 %, 1.97 % et 1.97 % pour les fonctions-coûts *MSE*, *RMS1* et *RMS2* respectivement. Ces écarts relatifs inférieurs à 2 % montrent que les modèles optimaux retournés par les trois fonction-objectifs reproduisent globalement bien la moyenne des résistivités de conditionnement.

Les écart-types des modèles optimaux obtenus par les fonction-objectifs *MSE*, *RMS1* et *RMS2* sont respectivement de 0.14, 0.17 et 0.17. Par rapport à l'écart-type des données de conditionnement (0.15), cela équivaut pour chacun des modèles optimaux, à des écarts respectifs de -6.67 %, 13.33 % et 13.33 %. Il ressort que les modèles optimaux retournés par les fonction-objectifs *RMS1* et *RMS2* sont sensiblement plus variables que les données de conditionnement tandis que le modèle optimal donné par la fonction-objectif *MSE* l'est moins.

8.7.2.4 Synthèse des résultats de la *GDMSCH1*

Le tableau 8.2 fait la synthèse des éléments de comparaison utilisés pour évaluer la performance de chaque fonction-objectif, à savoir :

1. La comparaison des *Coefcor* entre les modèles optimaux et le modèle de référence à celui de la meilleure réalisation géoélectrique ;
2. La comparaison des valeurs finales des différentes fonction-objectifs à la valeur (γ) de la meilleure réalisation géoélectrique.

Tableau 8.2: Synthèse de la comparaison des coefficients de corrélation et des erreurs des modèles optimaux finaux *GDMSCH1* avec ceux de la meilleure réalisation géoélectrique.

	Meilleure réalisation géoélectrique	Optimal <i>MSE</i>	Optimal <i>RMS1</i>	Optimal <i>RMS2</i>
<i>Coefcor [%]</i>	96.06	92.73	96.95	96.95
<i>MSE [nV².A⁻².m⁻⁸]</i>	17593.76	6915.10		
<i>RMS1 [%]</i>	06.60		05.84	
<i>RMS2 [%]</i>	06.74			05.78

À la fin des itérations de la *GDMSCH1*, toutes les fonction-objectifs donnent des valeurs qui sont inférieures à leur valeur (γ) équivalente de la meilleure réalisation *SGS*. Tous les modèles optimaux ajustent mieux les courbes db_z/dt_{ref} comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique. En revanche, en comparant les *Coefcor*, le modèle optimal du *MSE* est non seulement moins corrélé au modèle de référence que la meilleure réalisation géoélectrique, mais aussi que les modèles optimaux des deux autres fonction-objectifs ce qui est en accord avec l'hypothèse 1 de la sous-section 8.5.3.

En outre, le *RMS1* et le *RMS2* donnent la même valeur du *Coefcor* (voir tableau 8.2). On en déduit que les modèles optimaux de ces deux fonction-objectifs sont très similaires ce qui est en accord avec l'hypothèse 3 de la sous-section 8.5.3.

Le tableau 8.3 fait la synthèse des statistiques globales des données conditionnantes comparés à celles des modèles optimaux *MSE*, *RMS1* et *RMS2*. Au vu de ce tableau, on retient qu'indépendamment des fonction-objectifs utilisées lors de la *GDMSCH1*, la moyenne des données conditionnantes est globalement identique à celles des modèles optimaux (écart de moins de 2 %).

Les écarts entre l'écart-type des résistivités de conditionnement et celles des différents modèles optimaux montrent que le modèle optimal retourné par la fonction-objectif *MSE* (écart de -6.67 %) est moins variables que les données de conditionnement contrairement aux modèles optimaux du *RMS1* et du *RMS2* qui sont légèrement plus variables, soit des écarts relatifs de 13.33 %.

Tableau 8.3: Synthèse de la comparaison des statistiques des modèles optimaux finaux *GDMSCH1* avec ceux des données de conditionnement.

	Données de conditionnement	Optimal <i>MSE</i>	Optimal <i>RMS1</i>	Optimal <i>RMS2</i>
Moyenne	1.52	1.51	1.49	1.49
Écart-type	0.15	0.14	0.17	0.17
Écart sur la moyenne [%]		-0.66	-1.97	-1.97
Écart sur l'Écart-type [%]		-6.67	13.33	13.33

8.7.3 GDM SCHÉMA 2

La *GDM SCH2* est le schéma inverse de la *GDM SCH1*, les modèles géoélectriques sont rangés suivant les coefficients de corrélation les plus élevés vers ceux les moins élevés ce qui revient à initialiser le processus de perturbation plus proche de la solution optimale.

8.7.3.1 Résultat de la *GDM SCH2* et Analyse du comportement des fonction-objectifs

À la figure 8.18, à *IT#1*, les réponses db_z/dt_{calGDM} du modèle partiellement optimisé et db_z/dt_{ref} du modèle de référence donnent un *MSE* égal à $25114.487 \text{ nV}^2 \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{m}^{-8}$.

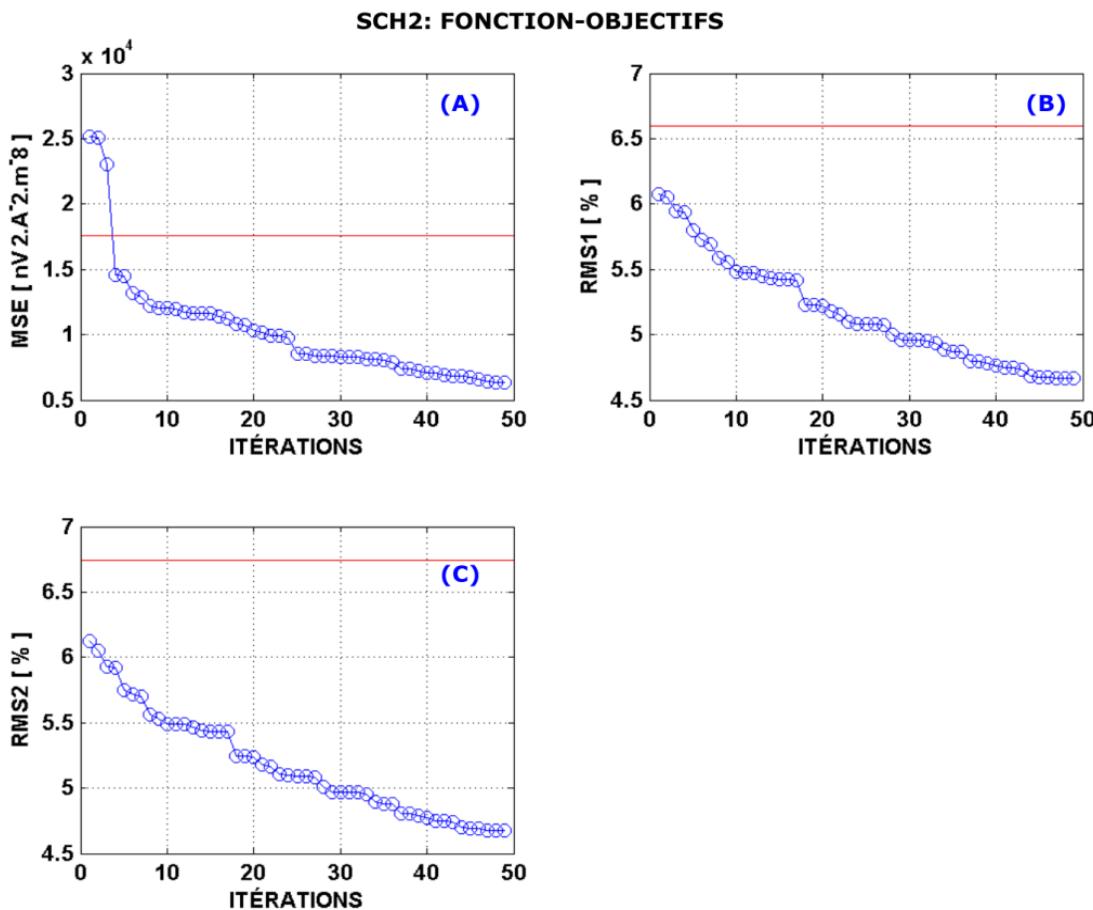


Figure 8.18: Courbes de décroissance (bleu) des trois fonction-objectifs *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) comparées à la valeur de l'erreur γ (droite rouge) calculée avec chacune des fonction-objectifs pour la meilleure réalisation géoélectrique. À *IT#1*, lors de la *GDM SCH2*, contrairement à *RMS1* et *RMS2*, la valeur du *MSE* est plus grande que la valeur γ équivalent bien que la meilleure réalisation géoélectrique soit parmi celles combinées.

Bien que la meilleure réalisation géoélectrique soit parmi les réalisations combinées, l'erreur *MSE* est supérieure à l'erreur (γ) entre les courbes db_z/dt_{ref} et db_z/dt_{SGS} de la meilleure réalisation géoélectrique, soit $17593.76 \text{ nV}^2 \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{m}^{-8}$. Il faut attendre jusqu'à l'itération 4, pour que la *GDMSCH2* en utilisant la fonction-objectif *MSE* retourne un modèle dont les réponses db_z/dt_{calGDM} donnent un meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{ref} par rapport à la meilleure réalisation géoélectrique. Cependant, dès *IT#1*, les modèles partiellement optimisés retournés par les fonction-objectifs *RMS1* (Fig. 8.18-B) et *RMS2* (Fig. 8.18-C) donnent des réponses db_z/dt_{calGDM} dont les erreurs (6.079 % et 6.13 %) avec les courbes db_z/dt_{ref} sont légèrement plus petites que celles entre les réponses db_z/dt_{ref} et db_z/dt_{simSGS} de la meilleure réalisation géoélectrique, soit 6.60 % et 6.74 %.

Dans son principe de fonctionnement, à toutes les itérations la *GDM* doit retourner un modèle qui ajuste mieux les données, ou tout autant que les réalisations combinées. Ce principe n'est pas respecté à *IT#1*, avec la fonction-objectif *MSE* lors de la *GDMSCH2* ce qui indique qu'on est bloqué dans un optimum local. Cependant, à la fin des itérations, par rapport à la meilleure réalisation géoélectrique, tous les modèles optimaux donnent un meilleur ajustement entre les courbes db_z/dt_{calGDM} et db_z/dt_{ref} .

Les résultats des schémas *GDMSCH1* et *GDMSCH2* montrent que l'initialisation de la *GDM* plus proche de la solution optimale i.e. en débutant par les réalisations ayant les *Coefcor* les plus élevés permet d'obtenir un bien meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{ref} . Lors de la *GDMSCH2*, les valeurs finales de *MSE*, *RMS1* et *RMS2*, soit $6351.07 \text{ nV}^2 \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{m}^{-8}$, 04.66 % et 04.67 % sont inférieures à celles de la *GDMSCH1*, soit $6915.10 \text{ nV}^2 \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{m}^{-8}$, 05.84 % et 05.78 %.

La figure 8.19 présente les modèles partiellement optimisés (*IT#1*) et optimaux finaux (*IT#49*) retournés par la *GDMSCH2*. À *IT#49*, sur les modèles optimaux, le changement notable qui s'est opéré entre la *GDMSCH1* et la *GDMSCH2* s'observe pour le modèle optimal du *MSE*. La zone conductrice observée sur le modèle de référence à 5075 km (voir Fig. 8.5), et partiellement reproduite lors de la *GDMSCH1* (voir Fig. 8.13 A-2) est maintenant bien reproduite au cours de la *GDMSCH2* (Fig. 8.19-A-2).

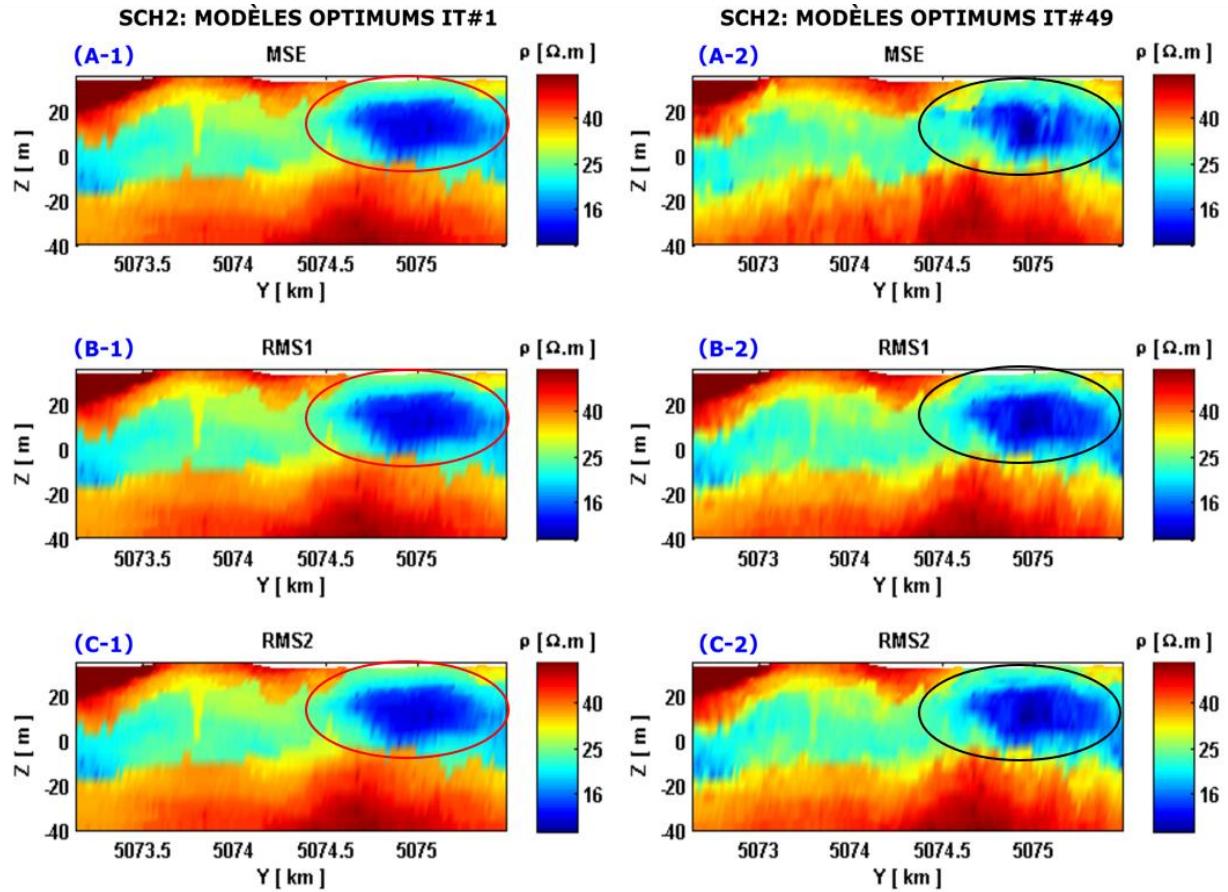


Figure 8.19: Comparaison des modèles partiellement optimisés *IT#1* *MSE* (A-1), *RMS1* (B-1) et *RMS2* (C-1), et les modèles optimaux finaux *IT#49* *MSE* (A-2), *RMS1* (B-2) et *RMS2* (C-2). L'initialisation du processus de déformation graduelle à partir des réalisations qui ont un meilleur *Coefcor* a permis principalement avec le *MSE*, une meilleure récupération de la zone conductrice (ellipsoïdes rouges et noirs) lors de la *GDM SCH2* comparativement à la *GDM SCH1*.

L'amélioration dans la récupération de la zone conductrice a eu pour résultat la diminution des écarts entre les résistivités du modèle de référence et le modèle optimal retourné par la fonction-objectif *MSE* (Fig. 8.20-A), soit moins de 10 %. Ces mêmes écarts lors de la *GDM SCH1* étaient plus élevés, soit entre 15 % et 20 % (voir Fig. 8.14-A).

SCH2: Écart $\log_{10}(\rho\text{-réf}) \sim \log_{10}(\rho\text{-opt})$

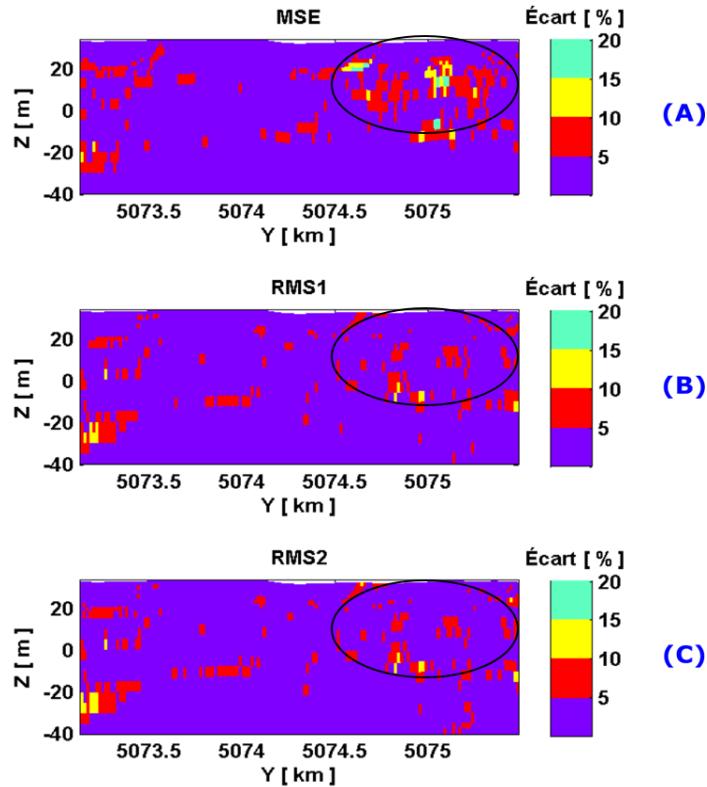


Figure 8.20: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les résistivités du modèle de référence et des modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) lors de la *GDMSCH2*. Les ellipsoïdes indiquent la région où le modèle optimal du *MSE* comparativement à ceux du *RMS1* et du *RMS2* présente des écarts plus grands par rapport aux résistivités du modèle de référence.

Tout comme les écarts des résistivités, l'ajustement des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ du modèle de référence s'est aussi amélioré (Fig. 8.21). Pour la fonction-objectif *MSE*, à la position 5075 km (Fig. 8.21 A-1 et A-2), la zone avec des écarts absolus entre les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ et $d\mathbf{b}_z/dt_{calGDM}$, soit de 15 % à 25 % est moins importante comparativement à la *GDMSCH1* (voir Fig. 8.15 A-1 et A-2).

Lors de la *GDMSCH2*, les plus grands écarts dans l'ajustement des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ sont une fois encore observés avec la fonction-objectif *MSE* comparativement aux fonction-objectifs *RMS1* (Fig. 8.21 B-1 et B-2) et *RMS2* (Fig. 8.21 C-1 et C-2).

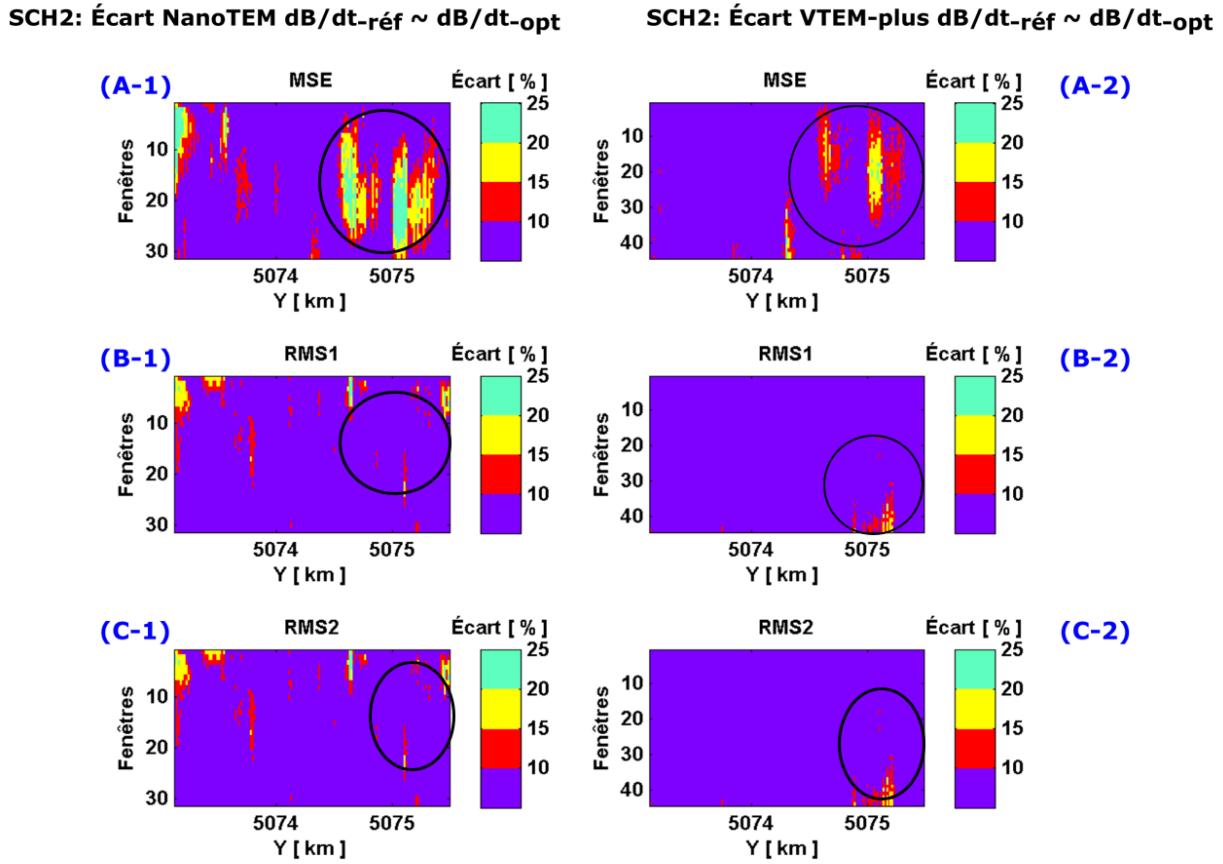


Figure 8.21: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence et db_z/dt_{calGDM} des modèles optimaux des fonction-objectifs MSE (A-1 et A-2), $RMS1$ (B-1 et B-2) et $RMS2$ (C-1 et C-2) lors de la $GDM SCH2$ des systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus*.

8.7.3.2 Évolution des coefficients de corrélation des modèles optimaux *GDM SCH2*

Nous présentons à la figure 8.22, l'évolution au fil des itérations, du coefficient de corrélation entre le modèle de référence et les différents modèles optimaux. Les tirets cyan et magenta représentent les bornes de l'intervalle dans lequel sont compris les coefficients de corrélation entre le modèle de référence et les 100 réalisations géoélectriques.

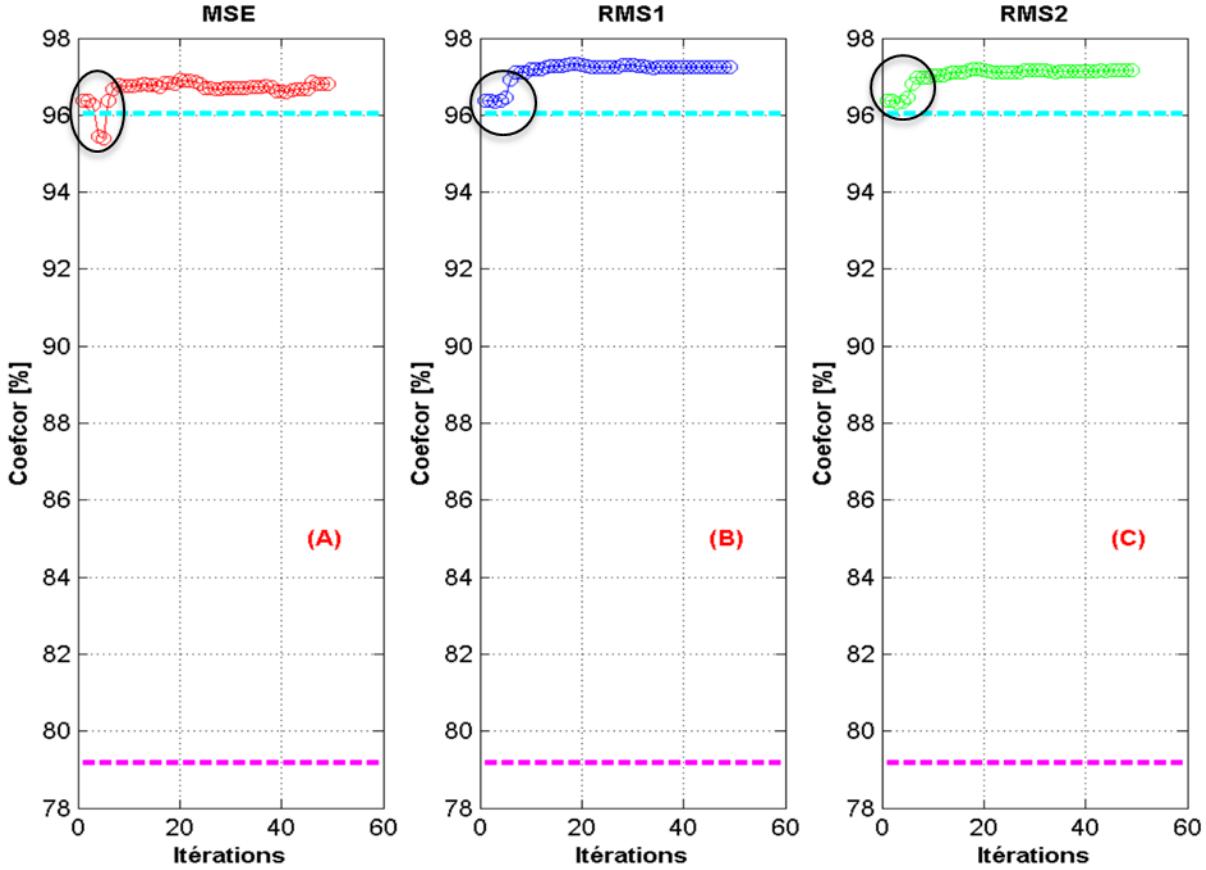


Figure 8.22: Évolution du coefficient de corrélation (*Coefcor*) entre le modèle de référence et les modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) de la *GDMSCH2*. Les tirets cyan et magenta représentent respectivement la plus grande et la plus petite valeur des *Coefcor* des réalisations géoélectriques. Tous les modèles optimaux ont un *Coefcor* plus grand que la meilleure réalisation géoélectrique mais le *Coefcor* du *MSE* demeure moins élevé que ceux du *RMS1* et du *RMS2*.

Lors de la *GDMSCH2* à *IT#1*, pour les trois fonction-objectifs, les valeurs du *Coefcor* des modèles partiellement optimisés sont identiques, soit 96.37 %. Cette valeur du *Coefcor* est sensiblement meilleure que celles des trois premières réalisations géoélectriques combinées lors de ladite itération, soit 96.06 %, 96.01 % et 95.83 %. Rappelons que ces trois réalisations sont parmi toutes les réalisations géoélectriques, celles ayant les meilleurs *Coefcor* avec le modèle de référence. Néanmoins, à l'instar de la *GDMSCH1*, de *IT#1* à *IT#5*, le *Coefcor* des modèles partiellement optimisés ne s'améliore pas systématiquement d'une itération à l'autre (voir ellipsoïde noir Fig. 8.22), bien que les différentes fonction-objectifs décroissent (voir Fig. 8.18 A,

B et C). Par exemple, le modèle optimal de la *MSE* donne à *IT#3*, un *Coefcor* égal à 96.26 % alors qu'à *IT#5*, le *Coefcor* était de 95.40 %. Au-delà des 5 premières itérations, le processus de déformation graduelle se stabilise ce qui se traduit par une tendance globale d'augmentation du *Coefcor* des modèles optimaux lors des itérations suivantes. À la fin de la *GDMSCH2*, les *Coefcor* des modèles optimaux *MSE*, *RMS1*, *RMS2* sont respectivement de 96.81 %, 97.26 % et 97.16 %. Ces *Coefcor* montrent que tous les modèles optimaux finaux obtenus lors de la *GDMSCH2* sont plus corrélés au modèle de référence comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique dont le *Coefcor* est égale à 96.06 %. Parmi les trois fonction-objectifs, le *MSE* est celui dont le modèle optimal final donne la plus faible corrélation avec le modèle de référence.

En outre lors de la *GDMSCH2*, on remarque qu'avec la fonction-objectif *MSE*, le modèle optimal final qui était moins corrélé au modèle de référence lors de la *GDMSCH1*, apparaît maintenant plus corrélé comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique.

8.7.3.3 Comparaison des distributions de résistivités *GDMSCH2*

La figure 8.23 montre la comparaison des histogrammes des résistivités des données conditionnantes (cyan) et des modèles optimaux finaux *MSE* (vert), *RMS1* (orange) et *RMS2* (c) retournés par la *GDMSCH2*.

A l'instar de la *GDMSCH1*, les histogrammes des modèles optimaux finaux des trois fonction-objectifs sont très similaires mais légèrement différent de celui des données de conditionnement, et le biais observé sur le pourcentage des valeurs de résistivité centrée autour de 1.5 est toujours présent. Les moyennes des résistivités des modèles optimaux observés pour les fonction-objectifs *MSE*, *RMS1* et *RMS2* sont respectivement de 1.50, 1.49 et 1.49. Les écarts absolus entre ces valeurs moyennes et celle des données conditionnantes sont respectivement de 1.32 %, 1.97 % et 1.97 %, soit moins de 2 %. On en déduit que la moyenne des résistivités de conditionnement est bien reproduite.

Les écart-types des modèles optimaux finaux des fonction-objectifs *MSE*, *RMS1* et *RMS2* sont de 0.16, 0.17 et 0.17 respectivement. Les écarts entre ces valeurs et l'écart-type des données de conditionnement sont respectivement de 6.67%, 13.33 %, et 13.33 %. Par conséquent, la *GDMSCH2* a retourné des modèles optimaux légèrement plus variables que les résistivités de conditionnement comparativement à la *GDMSCH1* au cours de laquelle le modelé optimum retourné avec la *MSE* était moins variable.

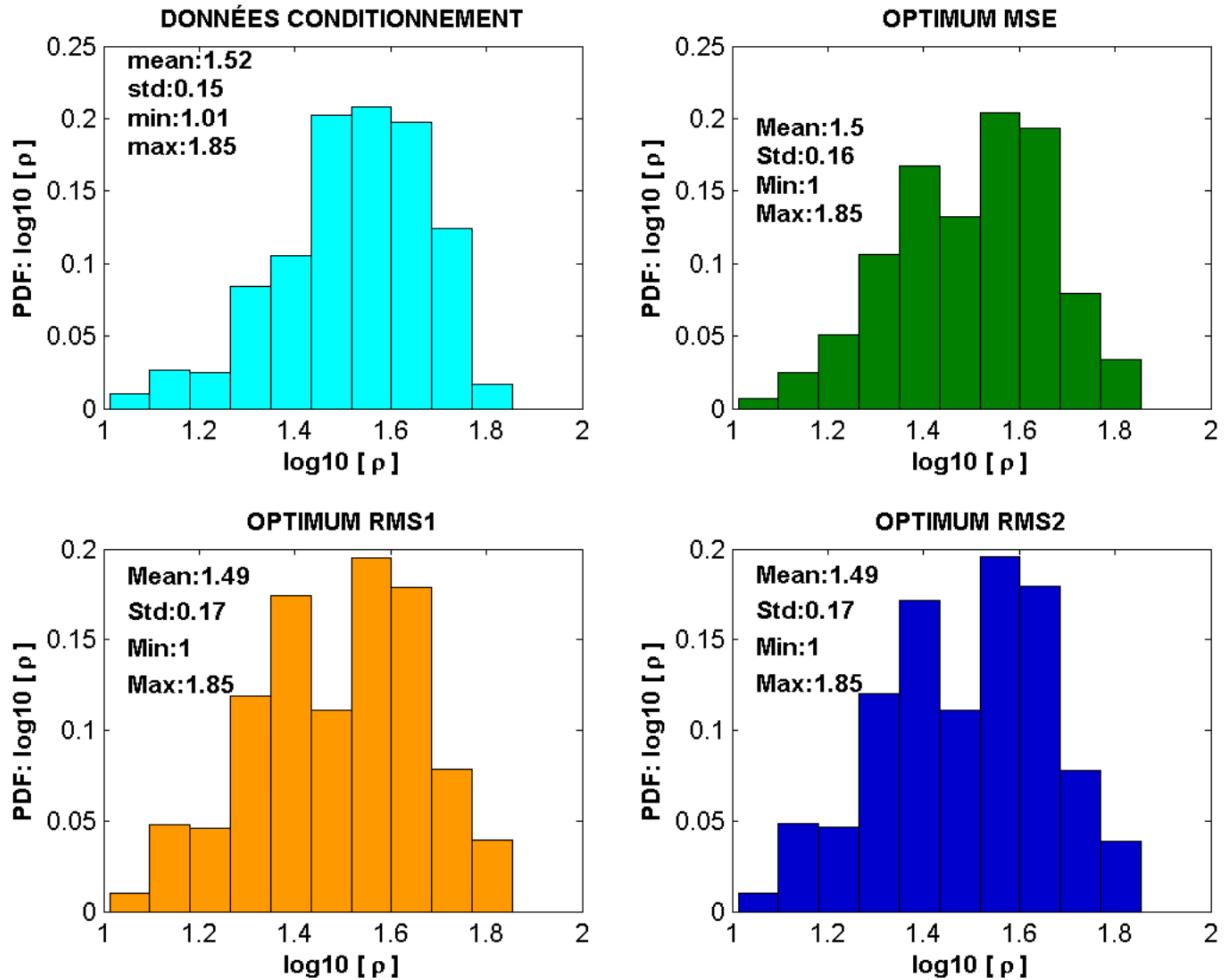


Figure 8.23: Comparaison des histogrammes des résistivités conditionnantes (cyan) et des modèles optimaux *MSE* (vert), *RMS1* (orange) et *RMS2* (bleu) de la *GDMSCH2*. Les modèles optimaux des trois fonction-objectifs reproduisent globalement la moyenne des résistivités conditionnantes. Les écart-types montrent que tous les modèles optimaux sont légèrement plus variables que les données conditionnantes.

8.7.3.4 Synthèse des résultats de la *GDMSCH2*

Suivant le tableau 8.4, à la fin des itérations, les réponses db_z/dt_{calGDM} de tous les modèles optimaux donnent un meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{ref} comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique. Contrairement à la *GDMSCH1*, aucun des modèles optimaux obtenus n'ont un *Coefcor* inférieur à celle de la meilleure réalisation géoélectrique. Cependant, une fois encore la fonction-objectif *MSE* est celle qui a le plus faible *Coefcor*, et les *Coefcor* du *RMS1* et

du *RMS2* sont quasiment identiques. Ces remarques sont en adéquation avec les hypothèses 1 et 3 de la sous-section 8.5.3.

Tableau 8.4: Comparaison des coefficients de corrélation et des erreurs des modèles optimaux finaux *GDMSCH2* avec ceux du meilleur modèle géoélectrique donné par la SGS.

	Meilleure réalisation géoélectrique	Optimal <i>MSE</i>	Optimal <i>RMS1</i>	Optimal <i>RMS2</i>
<i>Coefcor [%]</i>	96.06	96.81	97.26	97.16
<i>MSE [nV².A⁻².m⁻⁸]</i>	17593.76	6351.07		
<i>RMS1 [%]</i>	6.60		04.66	
<i>RMS2 [%]</i>	6.74			04.67

Dans le tableau 8.5, les écarts relatifs d'environ 2 % sur la moyenne, indique que indépendamment de la fonction-objectif, la *GDM* reproduit globalement la moyenne des données de conditionnantes. Les écarts relatifs par rapport à l'écart-type montrent cette fois que les résistivités du modèle optimal du *MSE* sont plus variables que les données de conditionnement contrairement au schéma 1. En revanche, le modèle optimal du *MSE* reste toujours moins variable par rapport à ceux du *RMS1* et du *RMS2*.

Tableau 8.5: Synthèse de la comparaison des statistiques des modèles optimaux finaux *GDMSCH2* avec ceux des données de conditionnement.

	Données de conditionnement	Optimal <i>MSE</i>	Optimal <i>RMS1</i>	Optimal <i>RMS2</i>
Moyenne	1.52	1.50	1.49	1.49
Écart-type	0.15	0.16	0.17	0.17
Écart sur la moyenne [%]		-1.32	-1.97	-1.97
Écart sur l'Écart-type [%]		6.67	13.33	13.33

8.7.4 GDM SCHÉMA 3

La *GDMSCH3* représente la démarche usuelle d'utilisation de la méthode de déformation graduelle. Dans cette démarche, les réalisations géostatistiques sont combinées de manière aléatoire. Pour pouvoir comparer la performance des trois fonction-objectifs, les réalisations géoélectriques synthétiques ont été rangées suivant un ordre aléatoire prédéfini avant d'être combinées.

À la figure 8.24, à l'instar des schémas 1 et 2, les modèles optimaux des trois fonction-objectifs donnent un meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{ref} par rapport à la meilleure réalisation

géoélectrique. À la fin des itérations, les valeurs des fonction-objectifs MSE , $RMS1$ et $RMS2$, soit respectivement $6902.13 \text{ nV}^2 \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{m}^{-8}$, 05.07% , 05.03 sont plus élevées que celles de la $GDMSCH2$ ($6351.07 \text{ nV}^2 \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{m}^{-8}$, 04.66% et 04.67%) mais plus faibles que celles lors de la $GDMSCH1$ ($6915.10 \text{ nV}^2 \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{m}^{-8}$, 05.84% et 05.78%).

SCH3: FONCTION-OBJECTIFS

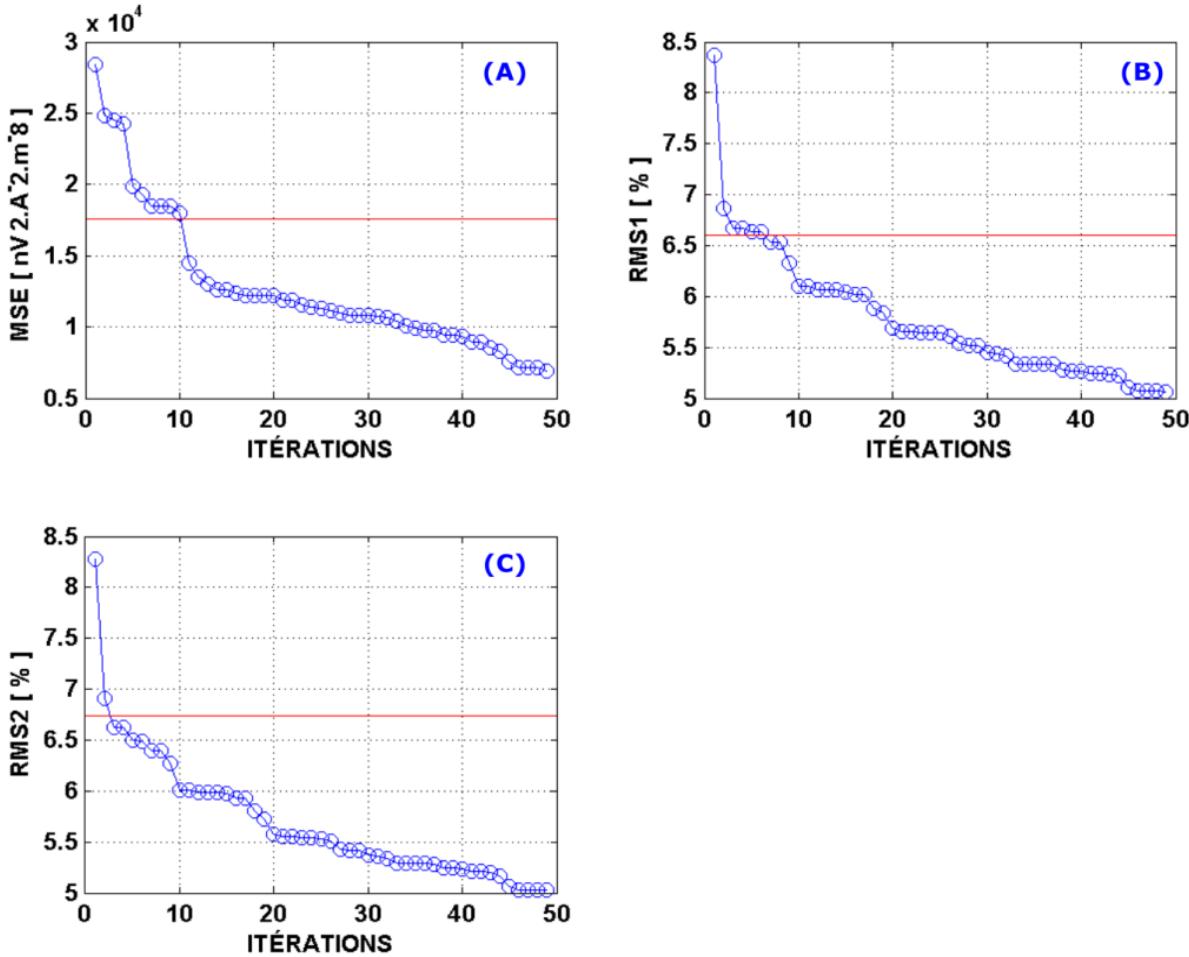


Figure 8.24: Courbes de décroissance (bleu) des trois fonction-objectifs MSE (A), $RMS1$ (B) et $RMS2$ (C) comparées à la valeur de l'erreur γ (droite rouge) calculée avec chacune des fonction-objectifs pour la meilleure réalisation géoélectrique. Lors de la $GDMSCH3$, les trois fonction-objectifs ont des valeurs finales plus faibles que leur valeur γ équivalente.

À la figure 8.25, à l'itération finale, tous les modèles optimaux reproduisent bien la zone conductrice observée sur le modèle de référence à la position 5075 km, et de résistivité inférieure à $16 \Omega \cdot \text{m}$ (pour comparaison voir Fig. 8.5). Rappelons que cette zone, n'avait pas été bien récupérée sur le modèle optimal obtenu avec la fonction-objectif MSE lors de la $GDMSCH1$.

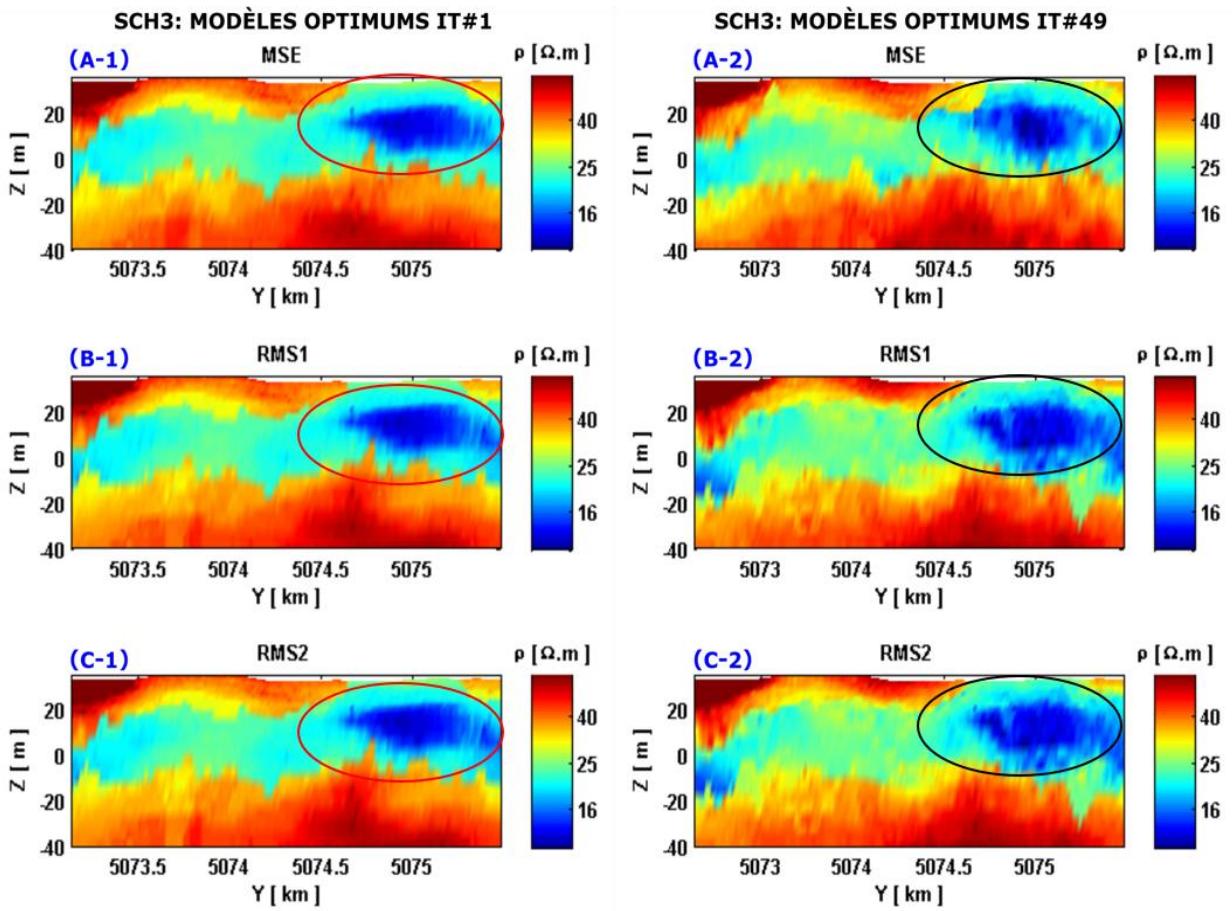


Figure 8.25: Comparaison des modèles partiellement optimisés $IT\#1$ MSE (A-1), $RMS1$ (B-1) et $RMS2$ (C-1), et les modèles optimaux finaux $IT\#49$ MSE (A-2), $RMS1$ (B-2) et $RMS2$ (C-2). On observe une moins bonne récupération de la zone conductrice que lors de la $GDM SCH2$, mais meilleure par rapport à la $GDM SCH1$.

La figure 8.26 montre essentiellement qu'au niveau de la zone conductrice i.e. à la position 5075 km, les écarts absolus entre les résistivités du modèle de référence et celles des différents modèles optimaux sont un peu plus importants lors de la $GDM SCH3$ comparativement à la $GDM SCH2$ (voir Fig. 8.20). Ces écarts sont moins importants que ceux de la $GDM SCH1$ (voir Fig. 8.14). Parmi les trois fonction-objectifs, à l'instar des schémas 1 et 2, le MSE est celui qui donne les écarts les plus élevés, soit entre 5 % et 10 %.

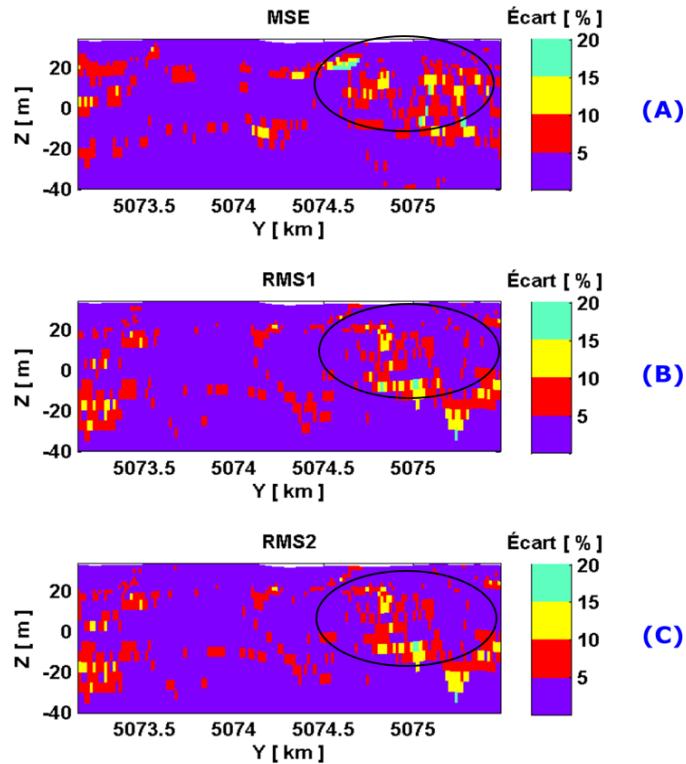
SCH3: Écart $\log_{10}(\rho\text{-réf}) \sim \log_{10}(\rho\text{-opt})$


Figure 8.26: Comparaison des écarts relatifs (%) entre le \log_{10} des résistivités du modèle de référence et des modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) lors de la *GDM SCH3*. Les ellipsoïdes indiquent la région où le modèle optimal du *MSE* comparativement à ceux du *RMS1* et du *RMS2* présente des écarts plus grands par rapport aux résistivités du modèle de référence.

À l'instar des résistivités, l'ajustement des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ est meilleur comparativement au schéma 1, mais moins bien par rapport au schéma 2. Par exemple, pour le système *VTEM-plus* (Fig. 8.27 A-2), les écarts relatifs entre les courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ et $d\mathbf{b}_z/dt_{calGDM}$ du modèle optimal final du *MSE* sont moins de 15 % alors que lors de la *GDM SCH1*, on avait observé des écarts entre 15 % et 25 % (voir Fig. 8.15 A-2). Dans ce dernier schéma de déformation graduelle, tout comme les schémas précédents, la fonction-objectif *MSE* est celle qui donne les plus grands écarts dans l'ajustement des courbes $d\mathbf{b}_z/dt_{ref}$ (Fig. 8.27 A-1 et A-2) comparativement aux fonction-objectifs *RMS1* (Fig. 8.27 B-1 et B-2) et *RMS2* (Fig. 8.27 C-1 et C-2)

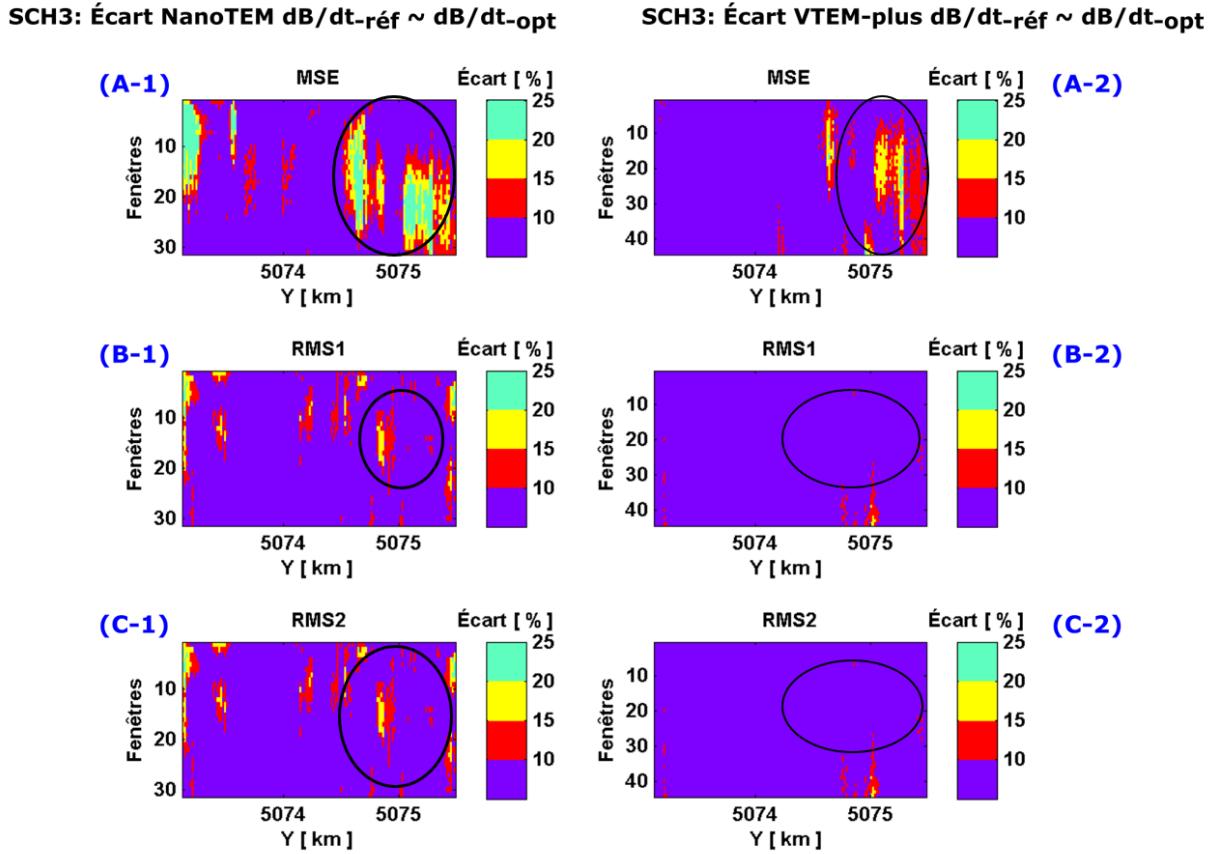


Figure 8.27: Comparaison des écarts relatifs (%) entre les courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence et db_z/dt_{calGDM} des modèles optimaux *IT#49 MSE* (A-1 et A-2), *RMS1* (B-1 et B-2) et *RMS2* (C-1 et C-2) lors de la *GDM SCH3* pour les systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus*.

8.7.4.1 Évolution des coefficients de corrélation des modèles optimaux *GDM SCH3*

À la figure 8.28, à l'instar de la *GDM SCH1* et *GDM SCH2*, lors des premières itérations, l'amélioration du *Coefcor* n'est pas systématique. À *IT#1*, les *Coefcor* des modèles partiellement optimisés *MSE*, *RMS1* et *RMS2* ont des *Coefcor* respectifs de 95.32 %, 95.32 et 95.28 %. À *IT#6*, ces *Coefcor* diminuent respectivement à 94.13 %, 94.91 % et 94.88 %. Au-delà, les fluctuations erratiques du *Coefcor* s'estompent, et il y a une tendance globale d'augmentation de ce dernier au fil des itérations, et pour toutes les trois fonction-objectifs. À la fin de la *GDM SCH3*, les *Coefcor* des modèles optimaux *MSE* (95.41 %), *RMS1* (95.72 %), *RMS2* (95.72 %) montrent que ceux-ci sont presque aussi bien corrélés au modèle de référence que la meilleure réalisation géoélectrique (*Coefcor* de 96.06 %).

La fonction-objectif *MSE* est celle qui a la valeur la plus faible du *Coefcor*.

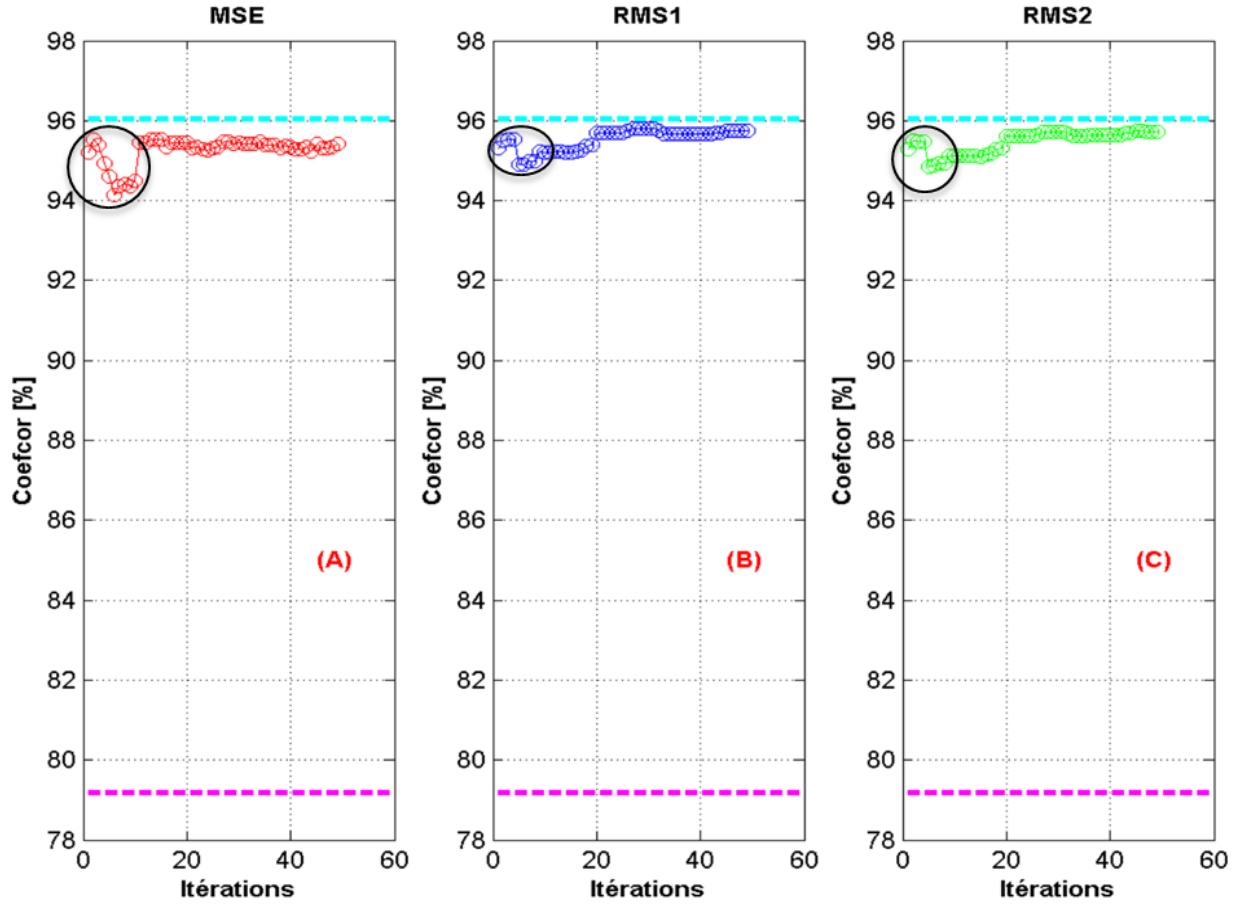


Figure 8.28: Évolution du coefficient de corrélation (*Coefcor*) entre le modèle de référence et les modèles optimaux finaux *MSE* (A), *RMS1* (B) et *RMS2* (C) de la *GDMSCH3*. Les tirets cyan et magenta représentent respectivement la valeur la plus grande et la plus petite des *Coefcor* des réalisations géoélectriques. Tous les modèles optimaux ont un *Coefcor* plus faible que la meilleure réalisation géoélectrique. Une fois encore la *MSE* a un *Coefcor* plus faible que ceux des modèles optimaux *RMS1*, *RMS2*.

8.7.4.2 Comparaison des distributions de résistivités *GDMSCH3*

À la figure 8.29, À l'instar des schémas 1 et 2 de déformation graduelle, le biais autour de la valeur de 1.5 est toujours observable. Moins de 10 % des valeurs de résistivités des modèles optimaux du *RMS1* et du *RMS2* y sont centrées.

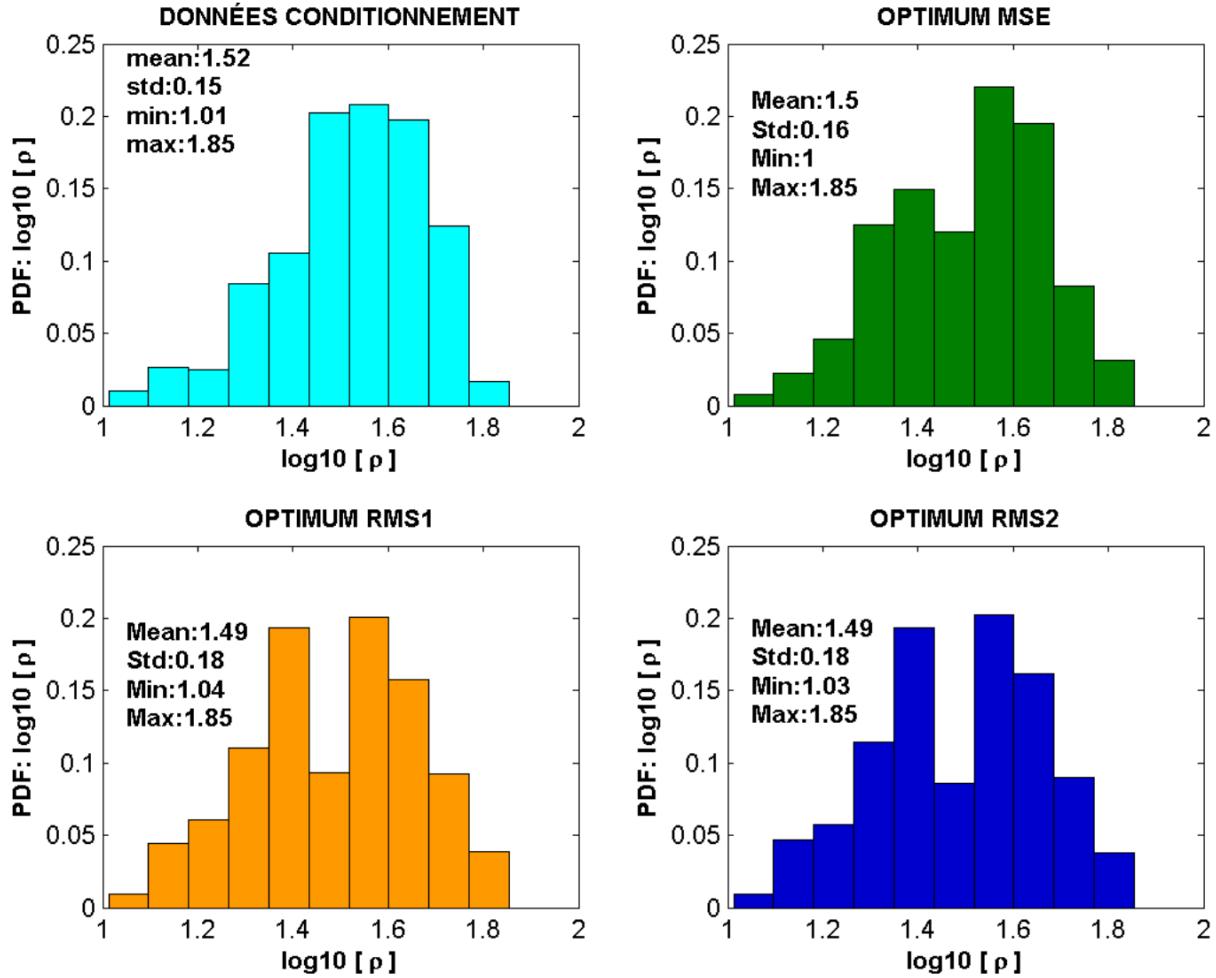


Figure 8.29: Comparaison des histogrammes des résistivités conditionnantes (cyans) et des modèles optimaux *MSE* (vert), *RMS1* (orange) et *RMS2* (bleu) de la *GDMSCH3*. Les modèles optimaux des trois fonction-objectifs reproduisent globalement la moyenne des résistivités conditionnantes. Les écart-types montrent que tous les modèles optimaux sont légèrement plus variables que les données conditionnantes.

Les moyennes du \log_{10} des valeurs de résistivités des modèles optimaux finaux du *MSE*, du *RMS1* et du *RMS2* sont respectivement de 1.5, 1.49 et 1.49. Cela équivaut à des écarts relatifs respectifs de 1.32 %, 1.97 % et 1.97 %. Ces écarts sont identiques à ceux du schéma 2, pour les mêmes fonction-objectifs. Quant aux écart-types, ils sont respectivement de 0.16, 0.18 et 0.18. Comparés à l'écart-type des données de conditionnement, cela donne des écarts respectifs de 6.67 %, 20 % et 20 %. Dans le schéma 3, les modèles optimaux des fonction-objectifs *RMS1* et *RMS2* sont toujours plus variables que celui de la *MSE*.

8.7.4.3 Synthèse des résultats de la *GDMSCH3*

Dans le tableau 8.6, il ressort qu'à la fin des itérations, pour toutes les fonction-objectifs utilisées lors de la *GDMSCH3*, on obtient un meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{ref} mais un coefficient de corrélation légèrement moins bon comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique.

Tableau 8.6: Comparaison des coefficients de corrélation et des erreurs des modèles optimaux finaux de la *GDMSCH3* avec ceux du meilleur modèle géoélectrique donné par la SGS.

	Meilleure réalisation géoélectrique	Optimal MSE	Optimal RMS1	Optimal RMS2
Coefcor [%]	96.06	95.41	95.72	95.72
MSE [nV².A⁻².m⁻⁸]	17593.76	6902.13		
RMS1 [%]	6.60		05.07	
RMS2 [%]	6.74			05.03

S'agissant de la reproductibilité des statistiques, le tableau 8.7 montre une fois de plus qu'indépendamment de la fonction-objectif utilisée, les modèles optimaux finaux obtenus lors de la *GDMSCH3* reproduisent bien la moyenne des données de conditionnement, et les modèles optimaux du *RMS1* et du *RMS2* sont légèrement plus variable que celui du *MSE*. Cependant, tous les modèles optimaux sont légèrement plus variables que les données de conditionnement.

Tableau 8.7: Synthèse de la comparaison des statistiques des modèles optimaux finaux *GDMSCH3* avec ceux des données de conditionnement.

	Données de conditionnement	Optimal MSE	Optimal RMS1	Optimal RMS2
Moyenne	1.52	1.50	1.49	1.49
Écart-type	0.15	0.16	0.18	0.18
Écart sur la moyenne [%]		-0.66	-1.97	-1.97
Écart sur l'Écart-type [%]		6.67	20	20

8.8 Sommaire

Lors de cette étude du cas synthétique, nous avons montré dans un premier temps qu'indépendamment de la fonction-objectif et de l'ordre de combinaison, les réponses db_z/dt_{calGDM} des modèles optimaux sont mieux ajustées aux courbes db_z/dt_{ref} du modèle de référence comparativement à la meilleure réalisation géoélectrique, si la procédure de déformation est initialisée proche de la solution optimale. Suivant les trois schémas, la *MSE* est la fonction-objectif dont les modèles optimaux sont les moins corrélés au modèle de référence, et dont les

réponses $\mathbf{db}_z/dt_{calGDM}$ donnent un mauvais ajustement des courbes \mathbf{db}_z/dt_{ref} comparativement au *RMS1* et *RMS2*.

Au niveau de la reproductibilité des statistiques globales des données de conditionnement, les résultats du cas synthétique ont montré que si les moyennes des réalisations combinées sont assez proches, la méthode de déformation graduelle est en mesure de reproduire globalement la moyenne des données de conditionnement indépendamment des schémas explorés et de la fonction-objectif choisie. En revanche, les histogrammes des modèles optimaux sont bimodaux et ne reproduisent pas exactement celui des données de conditionnement. La méthode de simulation par région que nous avons adoptée pourrait expliquer cette différence. En effet, en procédant par région nous avons exacerbé les différences de résistivité entre les unités ce qui. Suivant les écarts-types des résistivités, les différents modèles optimaux sont légèrement plus variables que les données de conditionnement. Surtout les modèles optimaux du *RMS1* et du *RMS2* mais il difficile de quantifier l'importance de cette variabilité.

Lors de la *SGS*, les résistivités conditionnantes provenaient du résultat de l'inversion lisse des profils *VTEM-plus*. Le fait que nous ayons obtenu des modèles optimaux avec des écarts-types légèrement plus élevé a été jugé satisfaisant car un des objectifs était de s'affranchir de l'effet de lissage des résistivités retournées par les algorithmes d'inversion. L'utilisation des résistivités des *CPT* aurait peut-être donné un bien meilleur résultat.

Dans l'étude du cas réel de la Montérégie-Est, nous utiliserons la fonction-objectif *RMS2* car celle-ci permet d'obtenir un modèle optimal dont les réponses \mathbf{db}_z/dt ajustent mieux les courbes \mathbf{db}_z/dt_{ref} du modèle de référence. De plus, ses modèles optimaux finaux suivant tous les schémas de la *GDM*, reproduisent bien les statistiques globales, et présentent une bonne corrélation avec le modèle de référence.

CHAPITRE 9 APPLICATION DE LA DÉFORMATION GRADUELLE SUR LES DONNÉES DE MONTÉRÉGIE-EST

9.1 Introduction

La méthode de déformation graduelle est appliquée sur les réalisations géoélectriques obtenues dans la section 7.4 du chapitre 7 pour ajuster les courbes db_z/dt_{obs} acquises en Montérégie-Est. L'ajustement conjoint porte sur les courbes db_z/dt_{obs} des profils *L2000* et *L6000* du *VTEM-plus* respectivement voisins des profils *T03* et *T16* du *NanoTEM*.

Les sondages *L6000* et *T16* sont situés dans la partie centrale de la Plate-forme du Saint-Laurent, où les unités de sable de surface et d'argile marine sont relativement continues avec des épaisseurs plus ou moins importantes, et où le roc est beaucoup plus en profondeur. Quant aux sondages *L2000* et *T03*, ils sont situés à cheval sur la partie *N-NE* de la Plate-forme du Saint-Laurent et le Piedmont Appalachien, où les unités de sable de surface et d'argile sont beaucoup moins continues, et le roc est quasiment affleurant. Ces profils ont été choisis car ceux-ci représentent des contextes géologiques différents caractéristiques des Basses-Terres du Saint-Laurent, et serviront à valider l'applicabilité de la *GDM* dans des contextes géologiques divers.

Dans un premier temps, nous abordons la réorganisation des sondages *VTEM-plus* et *NanoTEM*. Les notations profils *L6000-T16* et *L2000-T03* font référence au fait que les profils *VTEM-plus* et *NanoTEM* sont utilisés conjointement.

Par la suite, nous présentons et discutons les résultats de la *GDM* globale appliquée sur les profils *L6000-T16* et *L2000-T03*. Pour chacun des profils, nous avons réalisé cinq (5) séries (i.e. 5 fois) la déformation graduelle. Les objectifs de ces 5 séries sont :

1. De proposer un modèle optimal qui est la moyenne des valeurs de résistivités des modèles optimaux retourné lors de chacune des séries.
2. De calculer les écart-types sur les valeurs de résistivités du modèle optimal moyen afin de quantifier les incertitudes.

Le nombre de séries choisi pour quantifier les incertitudes sur le modèle optimal final moyen est totalement subjectif. Cependant, nous prenons en compte le facteur temps car la *GDM* est un processus d'optimisation relativement lent qui demande un grand nombre d'itérations pour

converger. Au cours de chaque série, pour un profil donné, nous combinons aléatoirement les mêmes réalisations i.e. les 100 réalisations *SGS* correspondantes (i.e. de la section 7.4 du chapitre 7).

La fonction-objectif utilisée au cours de l'étude du cas des données réelles de la Montérégie-Est est le *RMS2*. Celui-ci a été retenu à la suite de l'étude du cas synthétique car il avait retourné des modèles optimaux qui donnaient le meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{ref} suivant les trois schémas de déformation graduelle *GDM SCH1*, *GDM SCH2* et *GDM SCH3*.

9.2 Rééchantillonnage et relocalisation des sondages

Les sondages *VTEM-plus* sont mesurés tous les 2 m ce qui est une distance 10 fois inférieure à la discréétisation spatiale de 20 m suivant l'azimut des grilles *3D2000* et *3D6000*. Suivant cette discréétisation spatiale des grilles, on a environ 10 sondages observés au voisinage de chaque position Y suivant les azimuts. Par conséquent, cela pose un problème dans le choix du sondage observée à une position Y donnée, et devant être ajusté lors de la *GDM*. Afin de résoudre cette ambiguïté, nous avons dû pour chaque position Y, reconstituer un nouveau sondage *VTEM-plus*. Ainsi, pour une fenêtre d'enregistrement donnée du sondage reconstitué, la valeur db_z/dt observée est obtenue en prenant la médiane de celles des 10 sondages voisins, et pour la même plage de temps. Dans cette approche, nous faisons l'hypothèse que le *VTEM-plus* a un *footprint* très grand de telle sorte que sur une distance de 20 m, il n'y a pas de changement notable dans les réponses db_z/dt_{obs} des 10 sondages voisins. De plus, cela permet de filtrer une partie du bruit blanc dans les données. La reconstitution a permis d'obtenir finalement 635 et 515 nouveaux sondages respectivement pour les profils *L6000* et *L2000*. Par la suite, chaque sondage reconstitué a été relocalisé à la position Y la plus proche située le long de l'azimut de la grille de simulation respective de chacun des profils.

Tout comme les sondages reconstitués *VTEM-plus*, nous avons dû relocaliser aussi les sondages *NanoTEM* à la position Y la plus proche car ceux-ci ne sont pas exactement situés suivant l'orientation des grilles de simulation, et donc ne sont pas colocalisés avec les sondages *VTEM-plus*. Pour les profils *T16* et *T03 NanoTEM*, quinze (15) et huit (8) sondages ont été relocalisés respectivement.

9.3 GDM appliquée sur les données de la Montérégie-Est

La méthode de déformation graduelle adoptée est identique à celle du cas synthétique *GDMSCH3* i.e. qu'à chaque itération, nous avons combiné trois réalisations géoélectriques, et ce de manière aléatoire. La combinaison simultanée de trois réalisations permet à la fois de préserver leur variabilité spatiale, et de reproduire les valeurs de résistivité observées aux points de conditionnement.

Dans la suite de cette partie, nous présentons et discutons plus en détail les résultats de la série 1 de la *GDM*. Pour chacun des profils *L6000-T16* et *L2000-T03*, il s'agit entre autres de :

1. La comparaison du modèle partiellement optimisé de l'itération 1 (*IT#1*) à celui optimisé de l'itération finale (*IT#500*) ;
2. La décroissance de la fonction-objectif ;
3. La comparaison des statistiques du modèle optimal final à celles des données de conditionnantes des réalisations géoélectriques ;
4. La qualité de l'ajustement des courbes db_z/dt observées.

En outre, nous présentons les valeurs de résistivité et les écart-types du modèle optimal moyen résultant des séries 1 à 5 de la *GDM* sur les profils. Les résultats des séries 2 à 5 sur chacun des profils peuvent être consultés dans les annexes F, G, H et I.

9.3.1 Résultats de la *GDM* appliquée sur le profil *L6000-T16*

Les résultats discutés dans cette section sont principalement ceux de la série 1 et du modèle optimal obtenu à partir de la moyenne des résistivités de toutes les séries.

9.3.1.1 Série 1 : comparaison modèle partiellement optimisé *IT#1* et modèle optimal final *IT#500*

À *IT#1* (Fig. 9.1 A), l'unité *Ss* en surface est caractérisée par des valeurs de résistivité supérieures à $32 \Omega\text{m}$. Par endroit en surface, cette unité est discontinue du fait de la présence de l'unité *Am* de résistivité beaucoup plus faible, soit $3 \Omega\text{m}$. Lorsqu'on atteint l'itération finale i.e. à *IT#500* (Fig. 9.1 B), les valeurs de résistivités caractéristiques de l'unité *Am*, et observées en surface à *IT#1*, sont rehaussées à plus de $10 \Omega\text{m}$ ce qui permet de mieux observer la continuité latérale de

l'unité *Ss*, et donc de mieux la différencier de l'unité *Am* sous-jacente. Dans les zones de discontinuité associée à l'unité *Am* lors de l'itération 1 i.e. entre 5070 km et 5072 km, la résistivité en surface passe de $3 \Omega\cdot m$ à des valeurs qui oscillent entre $10 \Omega\cdot m$ et $32 \Omega\cdot m$.

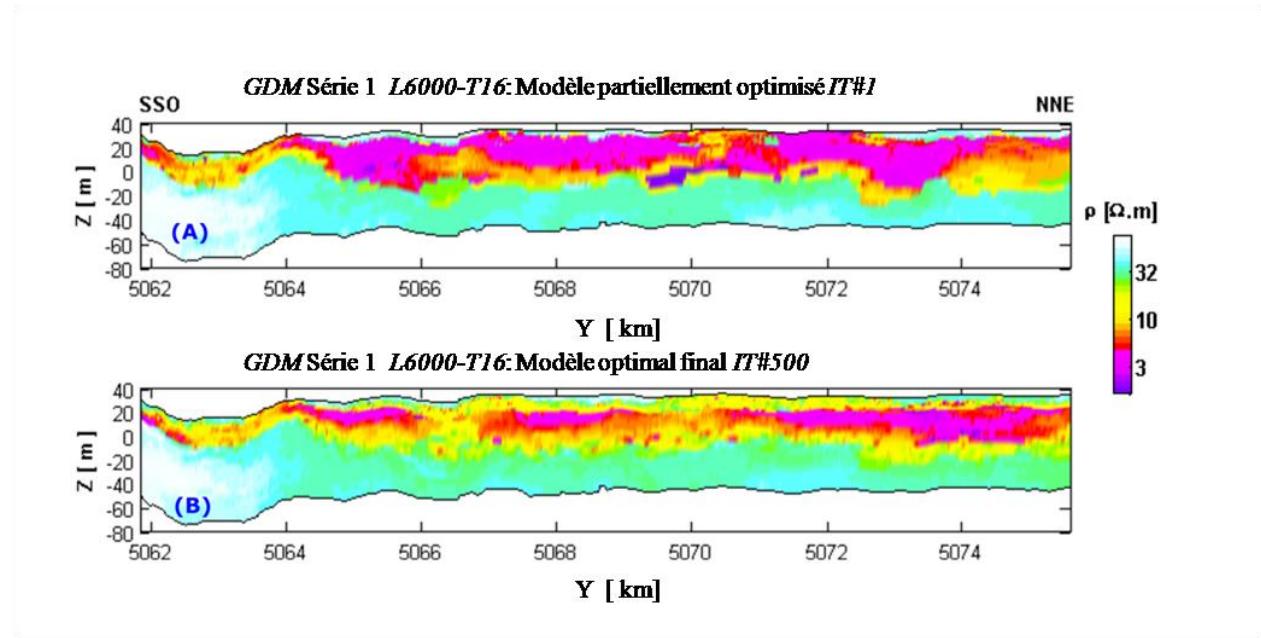


Figure 9.1: Comparaison du modèle partiellement optimisé retourné à *IT#1* (A) et le modèle optimal final *IT#500* (B) lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*. La *GDM* a réduit l'épaisseur de l'unité *Am*, l'unité *Ss* apparaît relativement continue, et on observe l'apparition d'une zone de transition entre les résistivités de l'unité *Am* et le roc. Du point de vu géologique, cette zone de transition de résistivité pourrait correspondre au till qui n'a pas été pris en compte lors des simulations *MPS*. Les lignes noires délimitent le toit et la base de la grille utilisée lors des simulations.

Quant à l'unité *Am*, à *IT#500*, celle-ci apparaît relativement moins continue comparativement à *IT#1*. Aux voisinages des positions 5066 km et 5070 km, il y a l'apparition de zones de résistivités légèrement supérieures à celles de l'unité *Am*, soit un peu plus de $10 \Omega\cdot m$. De plus, d'*IT#1* à *IT#500*, on observe la présence d'une zone de transition entre l'unité *Am* et le roc plus en profondeur ce qui entraîne une réduction de l'épaisseur de l'unité *Am*. Cette zone de transition moins résistante que le roc, a eu pour effet de combler les aspérités de ce dernier. Au chapitre 6, sous la base des valeurs de résistivités obtenues par l'inversion moindres-carrés des sondages du profil *L6000*, aucune zone de transition entre le roc et l'unité *Am* n'avait été mise en évidence. Cela a eu pour conséquence de ne pas incorporer dans l'image d'entraînement les unités telles que

le till ou les sédiments fluvioglaciaires sous-jacents à l'argile de Champlain, et qui avaient pourtant été observées dans certains forages. Du point de vu géologique, cette zone de transition pourrait être interprétée comme l'une de ces unités. Une autre hypothèse dans l'interprétation géologique de la zone de transition pourrait être que celle-ci représenterait le roc qui serait légèrement moins en profondeur que sur les réalisations géoélectriques. Dans ce cas, on peut supposer que la *GDM* essaie tant bien que mal de récupérer les valeurs de résistivité de ce dernier.

Au niveau du roc, il n'y a pas de changements notables dans les valeurs de résistivités observées d'*IT#1* à *IT#500*.

9.3.1.2 Série 1 : Décroissance de la fonction-objectif

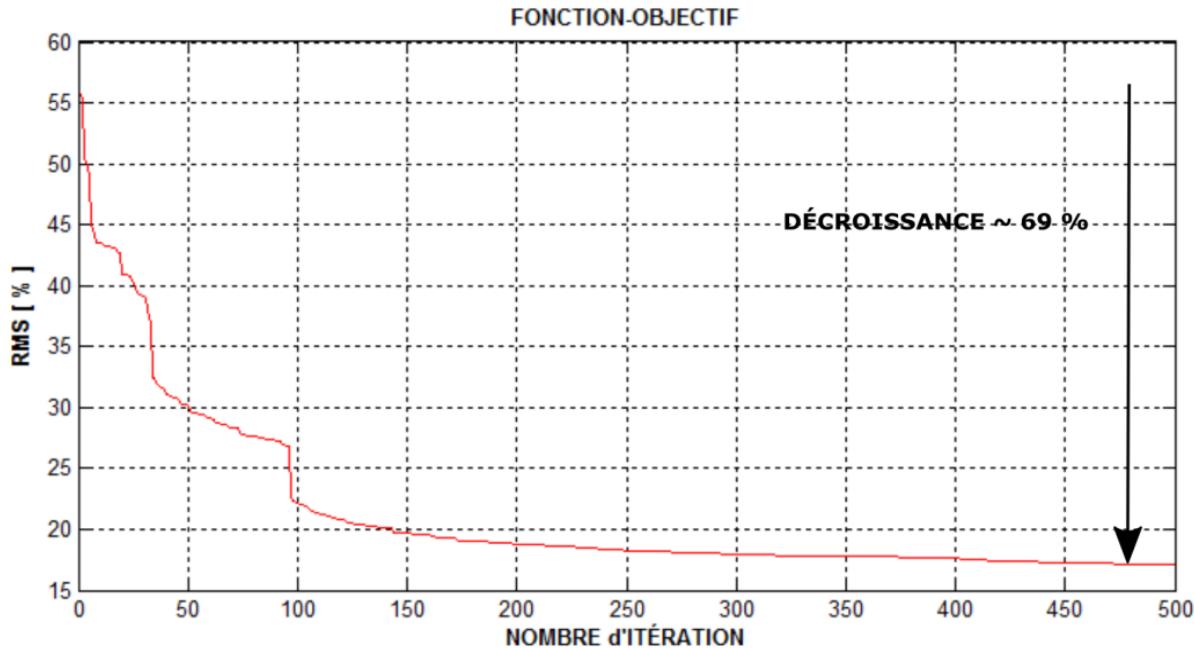


Figure 9.2: Décroissance de la fonction-objectif lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*.

La figure 9.2 présente l'évolution de la décroissance de la fonction-objectif lors de la série 1. Sur l'ensemble des itérations, on a une réduction totale de la fonction-objectif d'environ 69 %. La fonction-objectif décroît très rapidement au cours des 150 premières itérations, et sa valeur *RMS* diminue de 55.65 % à 19.69 %, soit une réduction d'environ 65 %. Au-delà de ces itérations, la décroissance devient moins rapide, et la fonction-objectif semble progressivement atteindre un

plateau à $IT\#500$. Le RMS obtenu à $IT\#500$ est de 17.14 %. Il en résulte que seulement 4 % de la réduction totale de la fonction-objectif s'opère entre $IT\#150$ et $IT\#500$.

Le comportement de la fonction-objectif observé lors de la GDM série 1, l'a été aussi par d'autres auteurs. Par exemple, Le Ravalec-Dupin et Hu (2007) ont montré que lors du processus de déformation graduelle pour la calibration de champs de porosité à des données de saturation d'un réservoir pétrolier, les plus grandes modifications de la valeur de la fonction-objectif sont généralement observées lors des premières itérations. En effet, les premières itérations servent à imposer la structure globale du modèle optimum à partir des points de différences dans les réalisations combinées par la déformation graduelle, et, par conséquent à fournir le bagage d'information nécessaire à la convergence. Par la suite, du fait que les nouvelles réalisations ajoutées à la combinaison sont issues des mêmes fonctions génératrices que les réalisations utilisées au cours des premières itérations, ces dernières apportent que très peu de nouvelles informations qui améliore que localement le modèle global obtenu lors des premières itérations. D'où la décroissance beaucoup plus lente de la fonction-objectif lors des itérations finales. Ce comportement de la fonction-objectif n'est pas propre à la GDM car la plupart des méthodes d'optimisation (ex méthodes basées sur le gradient) montrent ce genre de comportement. C'est presque toujours dans les premières itérations que l'on s'approche le plus rapidement de l'optimum.

9.3.1.3 Série 1 : Comparaison des statistiques des valeurs de résistivité des données conditionnantes et du modèle optimal final

La figure 9.3 compare les distributions marginales et les statistiques des données conditionnantes (Fig. 9.3-A) à celles du modèle optimal final (Fig. 9.3-B). Sur les histogrammes, il y a une forte modification de la fréquence des données autour de la valeur centrale de 1.55, où les données de conditionnement et le modèle optimal final ont respectivement 32 % et 15 % de leurs valeurs de résistivité centrées, soit environ 17 % d'écart.

Les valeurs de la moyenne des deux types de données sont respectivement 1.29 et 1.21. L'écart relatif entre ces deux valeurs est relativement faible, soit environ 6 % ce qui permet de conclure que globalement la moyenne des données de conditionnement a été bien reproduite.

Les écart-types des deux types de données sont respectivement de 0.33 et 0.39. Considérant que les moyennes sont assez similaires, en normalisant les écarts-types par les moyennes respectives,

on obtient 25.58 % et 32.23 %, soit un écart d'environ 7 %. On en déduit que le modèle optimal final obtenu avec la *GDM* est légèrement plus variable que les données de conditionnement.

Ce résultat constitue un des objectifs de ce travail, car il s'agit à la fois d'obtenir un modèle optimal qui reproduit globalement la moyenne des valeurs de résistivité données par l'inversion *VTEM-plus* mais qui est plus variable pour pouvoir s'affranchir des effets de lissage inhérent aux algorithmes d'inversion moindres-carrés.

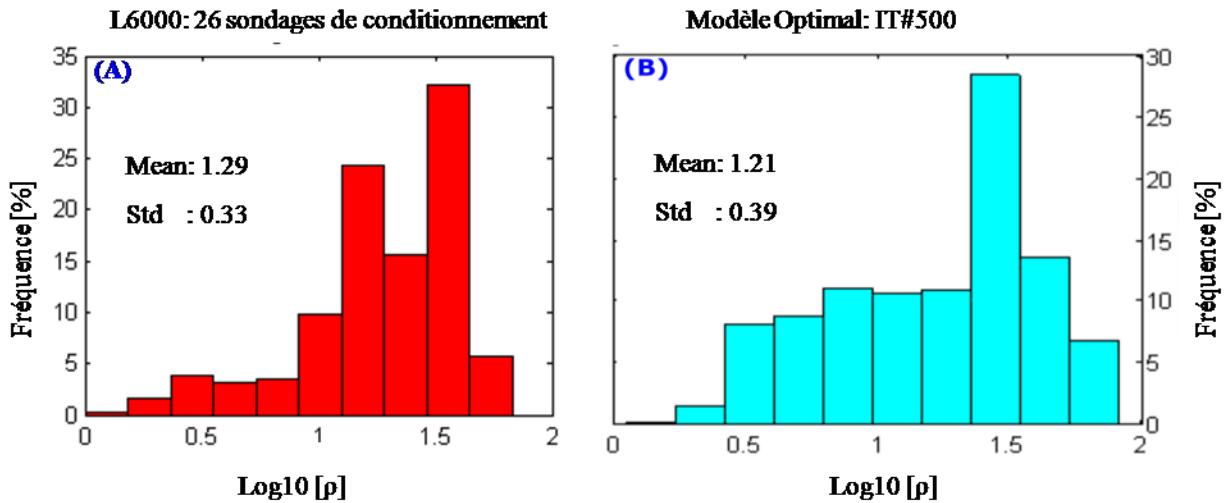


Figure 9.3: Comparaison des histogrammes des valeurs de résistivité des sondages de conditionnement (A) et du modèle optimal final (B) lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*. Le modèle optimal reproduit globalement bien la moyenne mais a un écart-type légèrement plus grand que les données conditionnantes.

9.3.1.4 Série 1 : Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} du profil *L6000-T16*

Le *RMS* global ($RMS\alpha$) retourné à la fin de la *GDM* ne permet pas de rendre compte de la qualité de l'ajustement individuel des courbes db_z/dt_{obs} par celles calculées avec le modèle optimal final (db_z/dt_{calGDM}). Par conséquent, nous avons calculé une nouvelle valeur de *RMS* ($RMS\beta$) pour juger de la qualité de l'ajustement individuelle de chacun des sondages. Le $RMS\beta$ est calculé de la même manière que dans les logiciels *Airbeo* et *Beowulf* (Eq. 9.1), et avec les valeurs db_z/dt des fenêtres qui ont servi pour l'inversion (moindres-carrés) et la *GDM*.

$$RMS\beta = \left[\frac{1}{n} \left(\sum_i^n \left(\frac{A_i}{B_i} \right)^2 \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (9.1)$$

Avec :

$A_i = Cal_i - Obs_i$: Écart entre la donnée i calculée et observée ;

$B_i = \frac{1}{2}(Cal_i + Obs_i)$: Moyenne de la donnée i calculée et observée ;

n : Nombre de données.

- **Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages L6000**

Compte tenu du fait de l'impossibilité d'inspecter individuellement chaque sondage eu égard à leur grand nombre i.e. 635 afin de juger de la qualité de l'ajustement, nous avons calculé l'écart en pourcentage entre le \log_{10} des courbes db_z/dt_{obs} et db_z/dt_{calGDM} pour chaque fenêtre d'enregistrement (Fig. 9.4-A). Précisons qu'après élimination des fenêtres bruitées des sondages L6000, nous n'avons conservé que celles allant de 1 à 40 lors de la GDM. Le $RMS\beta$ individuel a été aussi calculé pour donner une idée de l'ajustement des courbes db_z/dt_{obs} (Fig. 9.4-B).

En se référant à la figure 9.4-A, on observe trois comportements dans l'ajustement des courbes db_z/dt_{obs} . D'abord, des fenêtres 1 à 30, soit entre 21 μ s et 1.33 ms, la majorité des données ont un écart inférieur à 5 % sauf pour les sondages situés entre 5068 km et 5070 km, et ceux situés au-delà de 5074 km jusqu'à l'extrême NNE du profil.

Ensuite, des fenêtres 30 à 35, soit 1.33 ms et 2.66 ms, les plus grands écarts sont observés, soit plus de 20 %. Ces fenêtres mal ajustées pourraient correspondre aux réponses de la zone de transition située entre le roc et l'unité Am, et observée à la figure 9.1-B du modèle optimal final. Rappelons que pour cette zone, la GDM avait tenté de remplacer les faibles valeurs de résistivité de l'argile marine par des valeurs plus grandes. Ainsi, au vu de ces écarts, soit de plus de 20 %, on peut dire que la GDM n'a pas en partie donné des valeurs de résistivité qui auraient permis un meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{obs} . En mettant en relief l'allure du $RMS\beta$ (Fig. 9.4-B) et la signature des fenêtres mal ajustées, i.e. la zone 2 avec des écarts de plus de 20 % (Fig. 9.4-A), il semble que ce sont les erreurs dans l'ajustement des valeurs db_z/dt_{obs} de ces fenêtres de temps qui influencent plus les valeurs du $RMS\beta$.

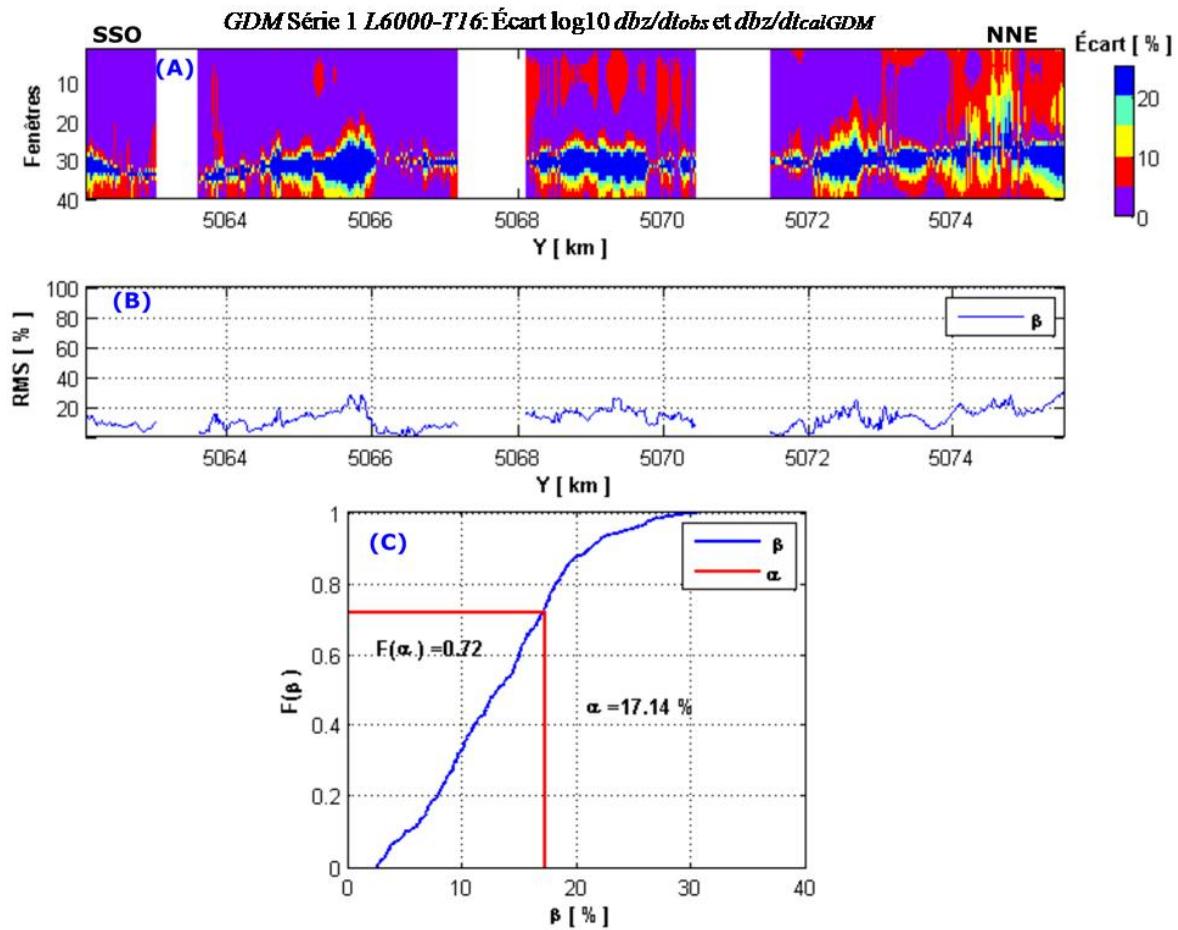


Figure 9.4: Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages *L6000* lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*. Écarts relatifs (%) \log_{10} des courbes db_z/dt_{obs} et db_z/dt_{calGDM} (A). Valeur $RMS\beta$ pour chaque sondage (B) ; Courbe de distribution cumulative (C).

Finalement, après la fenêtre 35, l'ajustement des courbes db_z/dt_{obs} est plus ou moins acceptable avec des écarts qui oscillent entre 5 % et 15 % suivant les sondages.

À la figure 9.4-C, nous présentons la comparaison entre la courbe de distribution cumulative empirique des valeurs du $RMS\beta$ (en bleu) et celle du $RMS\alpha$ (rouge). Suivant cette comparaison, environ 72 % des sondages *L6000* sont ajustés sous le seuil de 17.14 % qui est la valeur finale du $RMS\alpha$ donnée par les 500 itérations.

Généralement, lors de l'inversion moindres-carrés 1D de sondages *TEM*, un RMS de 5 % est utilisé comme critère de meilleur ajustement. Bien entendu, ce critère peut dépendre fortement de la qualité i.e. du niveau de bruit sur les dernières fenêtres d'enregistrements des courbes db_z/dt_{obs} .

A priori une valeur RMS de plus de 5 % ne signifie pas un mauvais ajustement, surtout si ce sont les dernières fenêtres de temps sont mal ajustées.

Compte tenu du fait que nous avons utilisé une approche globale, et qu'à la figure 9.4-A, ce sont majoritairement les dernières fenêtres de temps qui présentent des écarts plus importants ($>20\%$), nous avons défini trois valeurs seuils du $RMS\beta$ permettant de juger de la qualité de l'ajustement individuel des sondages. Ainsi :

1. Si $RMS\beta \leq 10\%$, on a un bon ajustement ;
2. Si $10\% < RMS\beta \leq 20\%$, on a un ajustement acceptable ;
3. Et $RMS\beta > 20\%$, on a un mauvais ajustement.

Suivant ces critères, on a :

1. 35 % des sondages qui sont bien ajustés,
2. 54 % des sondages qui ont un ajustement acceptable ;
3. Et 11 % des sondages qui sont mal ajustés.

- **Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages T16**

Pour les sondages du profil *T16*, compte tenu de leur faible nombre (15), il est beaucoup plus aisé de vérifier la qualité de l'ajustement de chacun d'eux. Nous présentons à la figure 9.5, les courbes db_z/dt_{obs} (en rouge) comparées à celles calculées (en bleu) pour des sondages distordus (*T16-14* et *T16-16*) et non distordus (*T16-15* et *T16-17*), et aussi les valeurs respectives du $RMS\beta$. Le résultat de l'ajustement des autres sondages *T16* lors de la série 1 est présenté en annexe D.

Sur ces figures, bien que nous présentions les courbes db_z/dt_{obs} et db_z/dt_{calGDM} dans leur entièreté, seules les fenêtres de temps conservées lors de l'inversion moindres-carrés des sondages ont servi à calculer le $RMS\beta$.

Suivant les valeurs du $RMS\beta$ respectifs de chaque sondage lors de la série 1, neuf (9) sondages sur quinze (15) ont été ajustés sous le seuil du $RMS\alpha$ donné par la fonction-objectif. En considérant les critères d'ajustement définis pour les sondages *VTEM-plus*, quatre (4) sondages sont bien ajustés (*T16-23*, *T16-26*, *T16-27* et *T16-33*), six (6) moyennement ajustés (*T16-15*, *T16-17*, *T16-18* et *T16-19*, *T16-22*) et six (5) mal ajustés (*T16-14*, *T16-16*, *T16-20*, *T16-24* et *T16-25*).

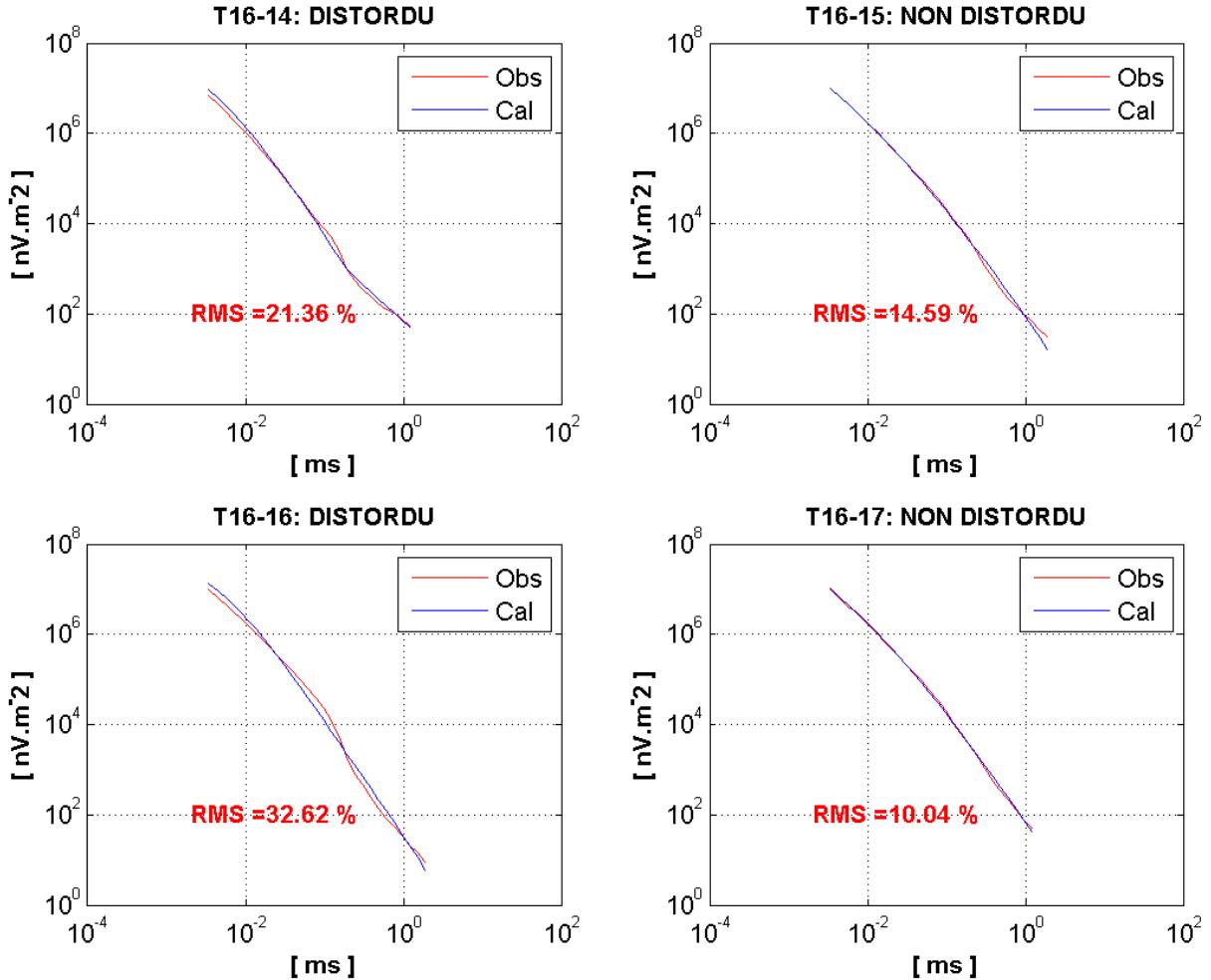


Figure 9.5: Ajustement des courbes $\frac{db_z}{dt}_{obs}$ des sondages T16-14, T16-15, T16-16 et T16-17 lors de la série 1 de la GDM sur le profil L6000-T16. Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.

9.3.1.5 Statistiques du modèle optimal moyen des séries 1 à 5

Lors de l'étude sur le profil L6000-T16, la convergence de chaque itération est atteinte en moyenne après 20 évaluations de la fonction-objectif, soit la modélisation de 13000 courbes $\frac{db_z}{dt}_{calGDM}$ pour les deux systèmes VTEM-plus et NanoTEM. Le modèle optimal final d'un test est obtenu après 500 itérations, ce qui fait 6500000 courbes $\frac{db_z}{dt}_{calGDM}$ modélisées.

Le tableau 9.1 fait la synthèse des résultats pertinents, à savoir la moyenne et l'écart-type du \log_{10} des résistivités du modèle optimal de chacune des séries 1 à 5. Nous présentons aussi la valeur du $RMS\alpha$ global et le pourcentage des sondages VTEM-plus ajustés sous ce dernier.

Tableau 9.1: Synthèse des résultats pertinents des séries 1 à 5 de la *GDM* sur le profil *L6000-T16*.

	Moyenne $\log_{10} \rho$	Écart-type $\log_{10} \rho$	$RMS\alpha [\%]$	% sondages <i>VTEM-plus</i> ajustés sous le seuil du $RMS\alpha$
SÉRIE 1	1.21	0.39	17.14	72
SÉRIE 2	1.23	0.39	17.87	70
SÉRIE 3	1.25	0.4	18.09	84
SÉRIE 4	1.23	0.4	18.82	82
SÉRIE 5	1.23	0.4	18.19	76

Globalement, pour chacune des séries après 500 itérations, les $RMS\alpha$ obtenus varient entre 17.14 % et 18.82 %, et environ 70 % à 84 % des sondages *L6000 VTEM-plus* ont été ajustés sous le seuil de ces valeurs $RMS\alpha$. Pour les statistiques globales, les moyennes et les écart-types du \log_{10} des résistivités des modèles optimaux des différents tests varient respectivement de 1.21 à 1.25, et de 0.39 à 0.4.

Le modèle optimal moyenne et les écart-types sur les valeurs de résistivité de ces 5 séries sont présentés à la figure 9.6.

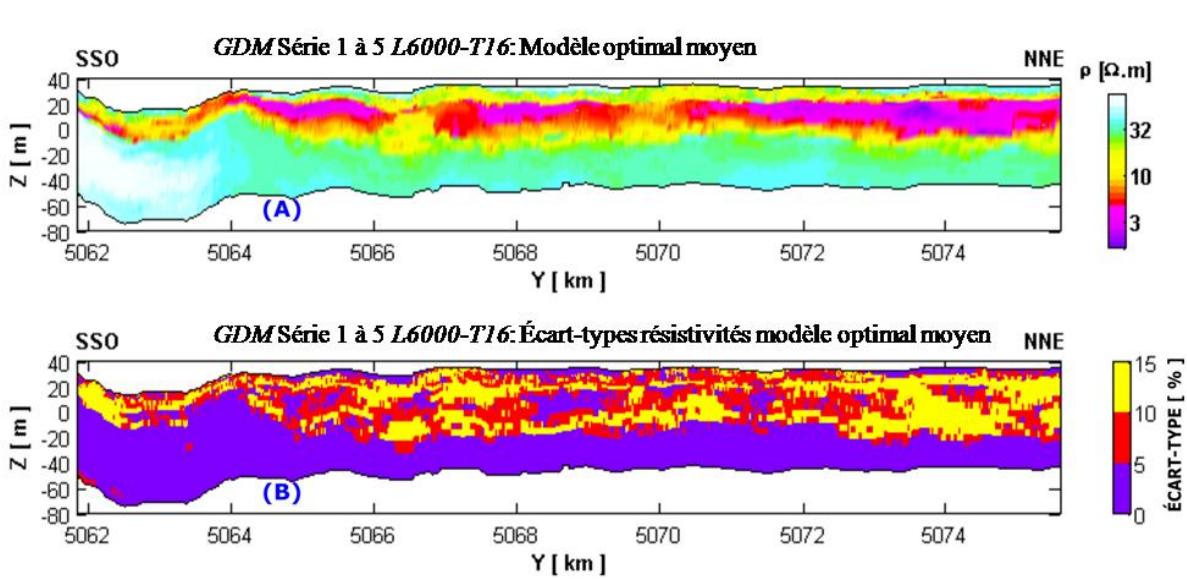


Figure 9.6: Modèle optimal moyen (A) et Écart-types (B) des résistivités des modèles optimaux des séries 1 à 5 du profil *L6000-T16*.

Sur celle-ci en B, les écart-types sur les valeurs de résistivité montrent que les plus fortes variabilités sont observées au niveau des unités *Ss* et *Am*, soit plus de 5 % à 15 %. Ces forts pourcentages des écart-types indiquent que pour les différentes cellules de la grille occupées par

ces unités, les modèles optimaux des différents tests ont donné des résistivités non identiques. C'est un résultat relativement satisfaisant pour un environnement quaternaire comme les Basses-Terres du Saint-Laurent. En effet, selon Lavoie (1998) les événements géologiques qui ont marqué la zone d'étude i.e. les épisodes d'avancée et de retrait de glaciers, la mise en place de la mer de Champlain et de plusieurs lacs ont entraîné un remaniement des sédiments meubles et induit une grande variabilité dans leurs valeurs de résistivité électrique. En revanche dans le roc, les écart-types sont beaucoup plus négligeables, soit moins de 5 %. Ce qui concorde avec la nature géologique du substratum rocheux majoritairement constitué de roche calcaire plus ou moins homogène, et par conséquent ayant de faibles variations dans la résistivité électrique.

9.3.2 Résultats de la *GDM* appliquée sur le profil *L2000-T03*

À l'instar du profil *L6000-T16*, on a aussi réalisé cinq (5) séries de déformation graduelle sur *L2000-T03*, et les résultats présentés ici sont ceux de la série 1 et le modèle optimal résultant de la moyenne des résistivités de toutes les séries. Les annexes H et I présentent les résultats des séries 2 à 5.

9.3.2.1 Série 1 : Comparaison modèle partiellement optimisé *IT#1* et modèle optimal final *IT#500*

À l'instar de la *GDM* appliquée au profil *L6000-T16*, nous présentons à la figure 9.7, le \log_{10} des valeurs de résistivité du modèle partiellement optimisé de *IT#1* et le modèle optimal final *IT#500* respectivement en A et en B. La comparaison de ces deux modèles montre que l'essentielle des modifications opérées de *IT#1* à *IT#500* lors du processus de déformation graduelle a lieu sur les valeurs de résistivité de l'unité *Am*. À *IT#1*, suivant les valeurs de résistivité, cette unité peut être subdivisée en deux zones. La zone 1 se compose de deux portions du profil *L2000*, dont la première s'étend de 5075.5 km à 5081 km, et la deuxième de 5082.5 km à l'extrémité *N-NO* du profil. Dans cette zone, la résistivité électrique de l'unité *Am* varie d'un peu moins de 6 $\Omega \cdot \text{m}$ à environ 16 $\Omega \cdot \text{m}$. La zone 2 est constituée aussi de 2 portions, i.e. de la position 5074 km à environ 5075.5 km, et de 5081 km à 5082.5 km, a des valeurs de résistivité beaucoup plus élevée que celles de la zone 1, soit environ 25 $\Omega \cdot \text{m}$. Cette valeur élevée de la résistivité rend l'unité *Am* non différenciable de l'unité *Ss* avec des valeurs de résistivité quasiment identiques.

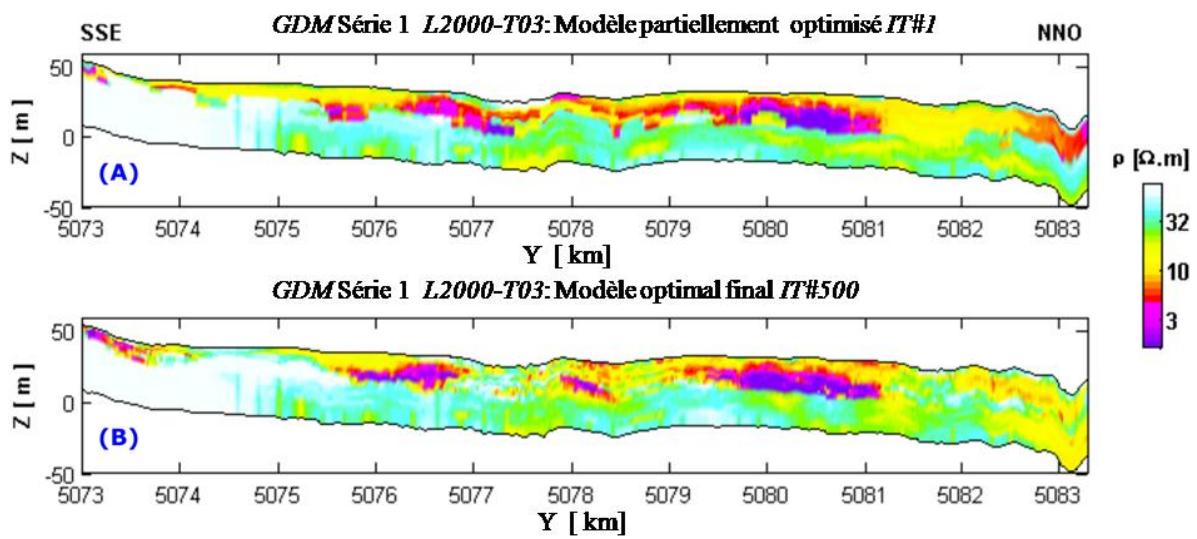


Figure 9.7: Comparaison entre le modèle partiellement optimisé *IT#1* (A) et le modèle optimal final *IT#500* (B) lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L2000-T03*.

À *IT#500*, la portion relativement continue de la zone 1, i.e. celle qui est comprise entre 5075.5 km à 5081 km apparaît cette fois discontinue. En effet, au voisinage des positions 5077 km et 5079 km, où l'unité *Am* avait des valeurs de résistivité faibles à *IT#1*, on observe maintenant une augmentation des résistivités à plus de 25 Ω.m voir 40 Ω.m. La deuxième portion conductrice de la zone 1, i.e. de 5082.5 km à l'extrémité *N-NO* du profil a complètement été remplacée par des résistivités plus élevées d'environ 25 Ω.m. Dans cette deuxième portion, il est devenu impossible de différencier les trois unités *Ss*, *Am* et le roc uniquement sur la base des valeurs de résistivités. Outre les modifications de la zone 1, il y a quelques modifications des valeurs de résistivité de la portion comprise entre 5074 km et 5075.5 km. La résistivité qui était de 25 Ω.m à *IT#1* a été remplacée par celle du roc à savoir plus de 40 Ω.m. Dans cette zone jusqu'à l'extrémité *SSE* du profil, le roc apparaît nettement plus affleurant. Le fait que la *GDM* retourne un modèle optimal final sur lequel le roc est affleurant dans cette zone est particulièrement intéressant. Du point de vue géologique, cette zone représente la transition entre les Basses-Terres du Saint-Laurent et le Piedmont Appalachiens, où on observe dans les forages la remontée progressive du roc en surface.

Contrairement au modèle optimal final du profil *L6000-T16*, il n'y a pas de zone de transition entre le roc et l'unité *Am*. Cependant, la topographie du roc qui présentait des aspérités à *IT#1*, apparaît beaucoup plus régulière à l'itération finale.

9.3.2.2 Série 1 : Décroissance de la fonction-objectif

À la figure 9.8, nous présentons l'évolution de la fonction-objectif en fonction des itérations pour la série 1 de la *GDM* sur le profil *L2000-T03*.

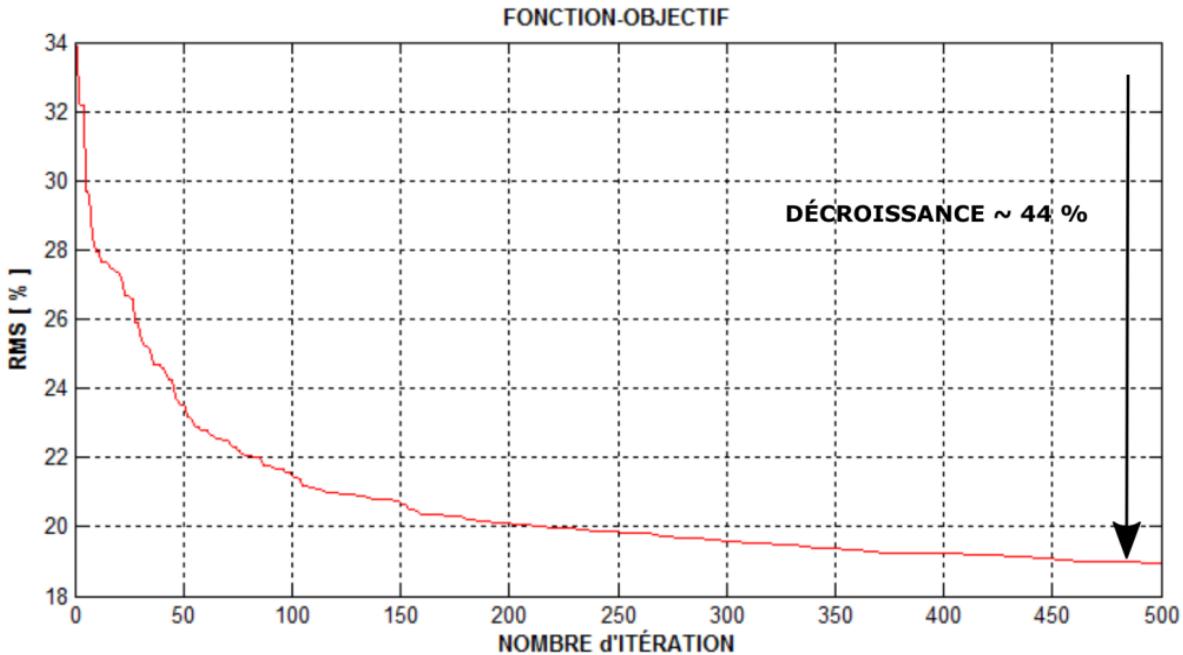


Figure 9.8: Décroissance de la fonction-objectif lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L2000-T03*.

Le *RMS* global obtenu à la fin des itérations est de 18.96 %, soit une réduction d'environ 44 %. Tout comme lors de la *GDM* appliquée au profil *L6000-T16*, la fonction-objectif décroît très rapidement au cours des 150 premières itérations. De *IT#1* à *IT#150*, la valeur du *RMS_a* passe de 33.86 % à 20.71 %, soit une diminution d'environ 39 %. Le reste des itérations ne contribue qu'à réduire la fonction-objectif seulement de 5 % sur les 47 % de réduction totale.

9.3.2.3 Série 1 : Comparaison des statistiques des valeurs de résistivité des données de conditionnement et du modèle optimal final

Les histogrammes du \log_{10} des résistivités des données de conditionnement (Fig. 9.9-A) et du modèle optimal final (Fig. 9.9-B) montrent que ceux-ci sont très proches. Toutefois, il y a quelques différences dans les valeurs de fréquence des données pour quelques valeurs centrales. Pour la valeur centrale de 1.55, on a environ 31 % des données de conditionnement centrés sur

celle-ci tandis que le modèle optimal final a environ 24 % des valeurs de résistivité qui y sont centrées. Cela équivaut à environ 7 % de différence dans la fréquence des deux types de données centrées autour de 1.55. L'histogramme des données de conditionnement du profil *L2000-T03* semble peu modifié par le processus de déformation graduelle comparativement au cas du profil *L6000-T16* (voir Fig. 9.3).

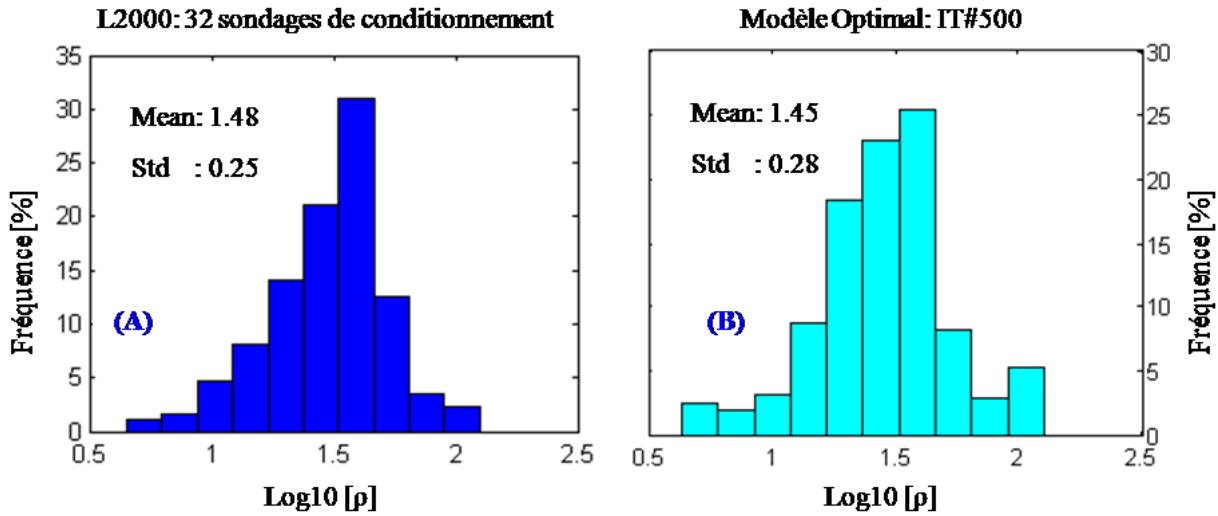


Figure 9.9: Comparaison des histogrammes des valeurs de résistivité des sondages de conditionnement (A) et du modèle optimal final (B) lors de la série 1de la *GDM* sur le profil *L2000-T03*.

Dans le cadre de notre étude, l'objectif n'est pas de reproduire exactement l'histogramme des données de conditionnement. Il s'agit plutôt d'obtenir un modèle optimal qui reproduise à peu près la moyenne, mais qui soit plus variable que les valeurs de résistivité données par l'inversion moindres-carrés des sondages *VTEM-plus*. Suivant cet objectif, les modèles optimaux finaux des profils *L6000-T16* et *L2000-T03* reproduisent correctement la moyenne des données de conditionnement. À la figure 9.9, la moyenne du \log_{10} des valeurs de résistivité de ces deux types de données sont respectivement de 1.48 et 1.45. L'écart absolu normalisé par la moyenne des données de conditionnement est d'environ 2 %. En prenant la valeur normalisée de l'écart-type de chaque type de données par sa moyenne, soit 16 % et 19 %, il y a une différence de 3 % ce qui montre que les résistivités du modèle optimal final du test 1 sont légèrement plus variables que celles des 32 sondages *VTEM-plus* utilisés pour le conditionnement des réalisations sur la grille du profil *L2000-T03*. En revanche, cette différence de 3% est beaucoup moins importante que

celle de 7 % observée dans le cas du profil *L6000-T16*, entre les écart-types normalisés par les moyennes respectives des valeurs de résistivité des 26 sondages de conditionnement et le modèle optimal final de la série 1.

9.3.2.4 Série 1 : Ajustement des courbes db_z/dt_{obs}

- **Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages *L2000***

Le profil *L2000* est composé de 515 sondages reconstitués. Les fenêtres de temps conservés à l'issue de la phase de traitement au chapitre 6 sont comprises entre 21 µs et 2.323 ms, soit les fenêtres 1 à 34. Pour ces fenêtres de temps, nous avons calculé l'écart en pourcentage entre le \log_{10} des courbes db_z/dt_{obs} et db_z/dt_{calGDM} (Fig. 9.10-A), et aussi le $RMS\beta$ individuel afin d'en juger l'ajustement (Fig. 9.10-B).

À la figure 9.10-A, les écarts les plus faibles entre les courbes db_z/dt_{obs} et db_z/dt_{calGDM} , soit moins de 5 %, sont observés pour les fenêtres 1 à 22, soit de 21 µs à 440 µs. Bon nombre des dites fenêtres ont aussi des écarts de plus de 10 %. À l'extrême S-SE du profil, les écarts peuvent atteindre plus de 25 %. À l'opposé, les résultats de la *GDM* appliquée sur le profil *L6000-T16*, avaient montré que pour les 30 premières fenêtres de temps, très peu d'entre elles avaient des écarts de plus de 5 %.

Aux fenêtres 23 à 29 i.e. de 505 µs à 1.161 ms, on observe des écarts de plus de 20 %. Dans le cas des sondages du profil *L6000* (voir Fig. 9.4-A), des écarts identiques avaient été observés pour des fenêtres beaucoup plus tardives, soit entre les fenêtres 30 et 35. Les réponses db_z/dt calculées pour ces fenêtres avaient été définies comme probablement associées à la zone de transition située entre le roc et l'unité *Am* (voir Fig. 9.1-B). Du point de vue géologique, les valeurs de résistivité de cette zone avaient été interprétées comme caractéristiques de sédiments d'origine glaciaire qui n'avaient pas été pris en compte lors de la conception de l'image d'entrainement. Ou encore, soit que le roc serait en réalité beaucoup moins profond par rapport à sa position sur les réalisations géoélectriques. Ce sont pour ces raisons la *GDM* avait tenté de remplacer les faibles valeurs de résistivité de l'argile marine par des valeurs plus élevées correspondant au roc. En comparant le modèle optimal final du profil *L2000-T03* (Fig. 9.7-B) à celui du profil *L6000-T16* (voir Fig. 9.1-B), on remarque qu'il n'y a pas de zone de transition entre l'unité *Am* et le roc. Le roc y est beaucoup plus proche de la surface, et le fait que les plus

grands écarts soient observés pour les fenêtres 23 à 29, beaucoup moins tardives indiquent un possible lien entre ces écarts et la position du toit du roc.

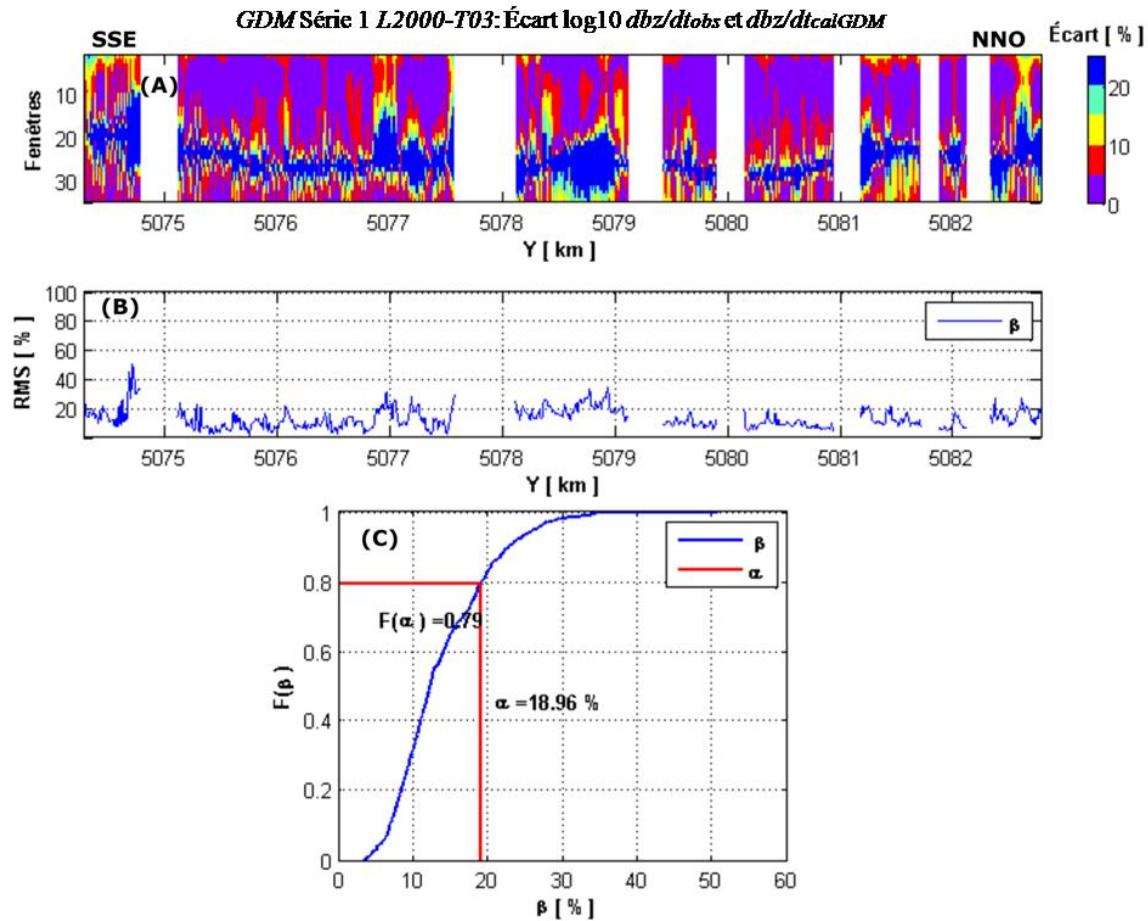


Figure 9.10: Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages *L2000* lors de la série 1 de la *GDM* sur le profil *L2000-T03*. Écarts relatifs (%) entre le \log_{10} des courbes db_z/dt observées et calculées (A). Valeur $RMS\beta$ pour chaque sondage (B) ; Courbe de distribution cumulative du $RMS\beta$ (en bleu) comparée au $RMS\alpha$ (en rouge) (C).

En définitive, entre les fenêtres 29 à 35, l'ajustement semble plus ou moins acceptable avec des écarts qui oscillent majoritairement entre plus de 5 % et 15 % suivant les sondages. Même si au voisinage de la position 5079 km, on a des écarts de plus de 20 %.

Nous présentons à la figure 9.10-C, la courbe de distribution cumulative empirique des valeurs du $RMS\beta$ (en bleu) comparées à celle du $RMS\alpha$ global (rouge). On obtient environ 79 % des sondages *L2000* ajustés sous la valeur du $RMS\alpha$ de 18.96 %.

À l'instar du profil *L6000-T16*, les trois classes d'ajustement des sondages du profil *L2000-T03* se définissent comme suit :

1. Si $RMS\beta \leq 10\%$, on a un bon ajustement ;
2. Si $10\% < RMS\beta \leq 20\%$, on a un ajustement acceptable ;
3. Et $RMS\beta > 20\%$, on a un mauvais ajustement.

Ainsi on a :

1. 31 % des sondages bien ajustés ;
2. 52 % des sondages avec un ajustement acceptable ;
3. Et 17 % des sondages mal ajustés.

Au vu des pourcentages des sondages ajustés suivant les trois catégories, et les valeurs du *RMS* global de la série 1 des profils *L2000-T03* et *L6000-T16*, on en conclut que *la GDM* a donné un ajustement similaire des courbes db_z/dt_{obs} *VTEM-plus* pour les deux profils.

- **Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages T03**

Pour les sondages du profil *T03*, il a été aussi aisé de vérifier la qualité de l'ajustement de chacun d'eux. Nous présentons à la figure 9.11, les courbes db_z/dt_{obs} (en rouge) comparées à celles calculées (en bleu) pour les sondages distordus *T03-1*, *T03-2* et *T03-3*, et non distordu *T03-4*, et leur valeur respective du *RMS β* . Le résultat de l'ajustement des autres sondages *T03* lors de la série 1 est présenté en annexe E.

Sur les 8 sondages *T03*, seulement 3 sondages ont été ajustés sous le seuil du *RMS α* donné par la valeur à l'itération finale de la fonction-objectif, soit les sondages *T03-1*, *T03-2* et *T03-4*.

En se basant sur les mêmes critères d'ajustement que les sondages *L2000*, le sondage *T03-4* est bien ajusté, *T03-1* et *T03-2* ont un ajustement acceptable, et tous les autres sondages sont mal ajustés.

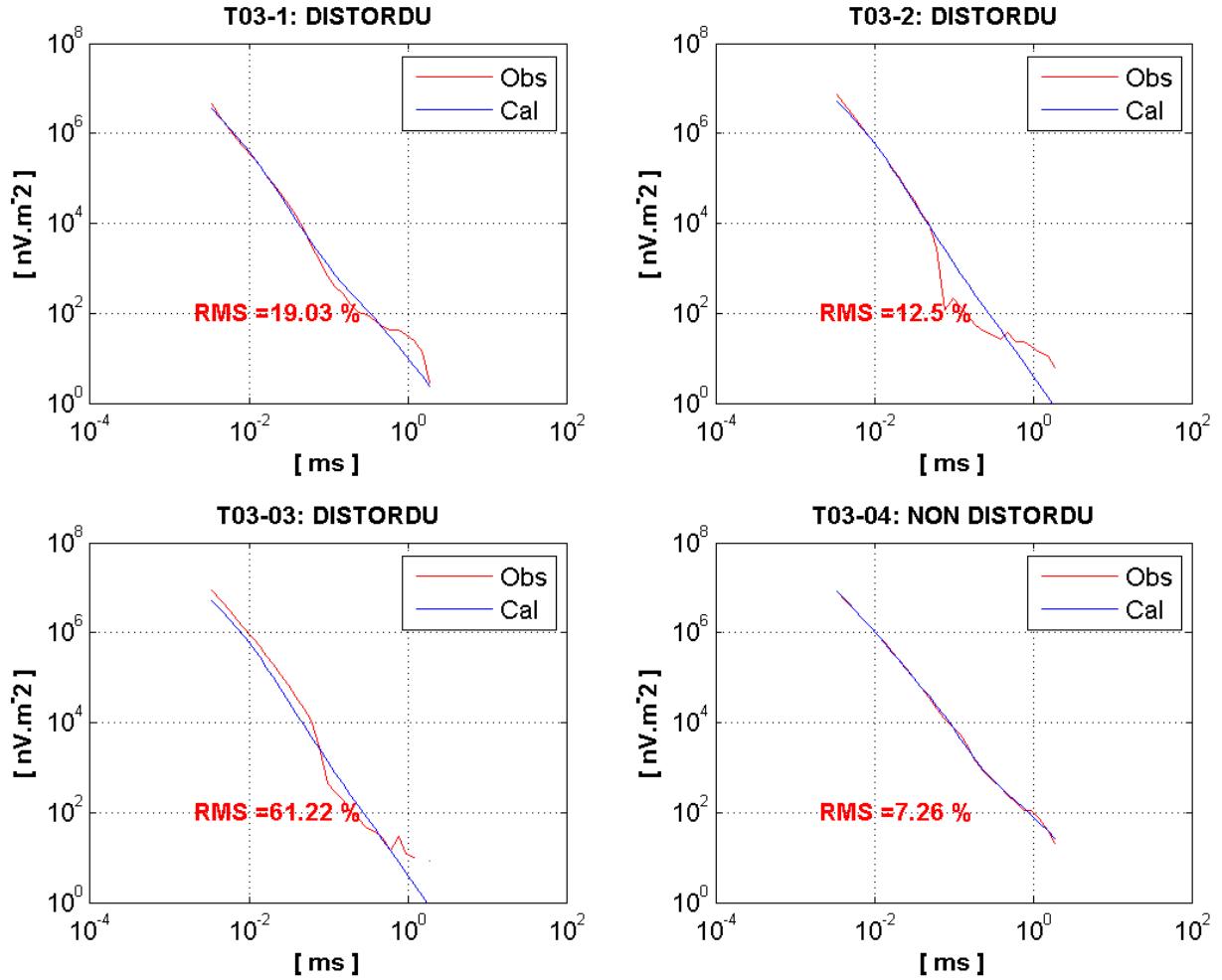


Figure 9.11: Ajustement des courbes db_z/dt_{obs} des sondages T03-1 à T03-4 lors de la série 1 de la GDM sur le profil L2000-T03. Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.

Contrairement aux sondages L6000 et L2000 VTEM-plus qui sont ajustés presque de manière identique lors de la série 1 de la GDM sur les profils L2000-T03 et L6000-T16, les courbes db_z/dt_{obs} des sondages T03 sont moins bien ajustées que ceux des sondages T16 NanoTEM. Cela peut s'expliquer par le fait que les courbes db_z/dt_{obs} sont plus distordues pour les sondages T03 par rapport à celles des sondages T16.

9.3.2.5 Statistiques du modèle optimal moyen des séries 1 à 5

L'obtention du modèle optimal final de chaque série a nécessité la modélisation de 5230000 courbes db_z/dt pour les deux systèmes VTEM-plus et NanoTEM. La synthèse des résultats de ces séries est présentée au tableau 9.2. Les $RMS\alpha$ obtenus varient entre 17.72 % et 18.96 %, et

environ 70 % à 79 % des sondages *L2000 VTEM-plus* ont été ajustés sous le seuil de ces valeurs $RMS\alpha$. Pour les sondages *T03*, le nombre de sondages ajusté sous ces valeurs $RMS\alpha$ est généralement compris entre 2 et 3. Au niveau des statistiques du \log_{10} des résistivités des modèles optimaux finaux, les moyennes varient respectivement de 1.44 à 1.46. Les écart-types sont identiques pour toutes les séries, soit 0.28.

Tableau 9.2: Synthèse des résultats pertinents des séries 1 à 5 de la *GDM* sur le profil *L2000-T03*.

	Moyenne $\log_{10} \rho$	Écart-type $\log_{10} \rho$	$RMS\alpha [\%]$	% sondages <i>VTEM-plus</i> ajustés sous le seuil du $RMS\alpha$
Série 1	1.45	0.28	18.96	79
Série 2	1.46	0.28	17.72	70
Série 3	1.44	0.28	18.29	72
Série 4	1.45	0.28	18.73	71
Série 5	1.46	0.28	18.39	70

La moyenne et les écart-types obtenus à partir du \log_{10} des résistivités des modèles optimaux finaux des différents tests sont présentés à la figure 9.12 respectivement en A et en B.

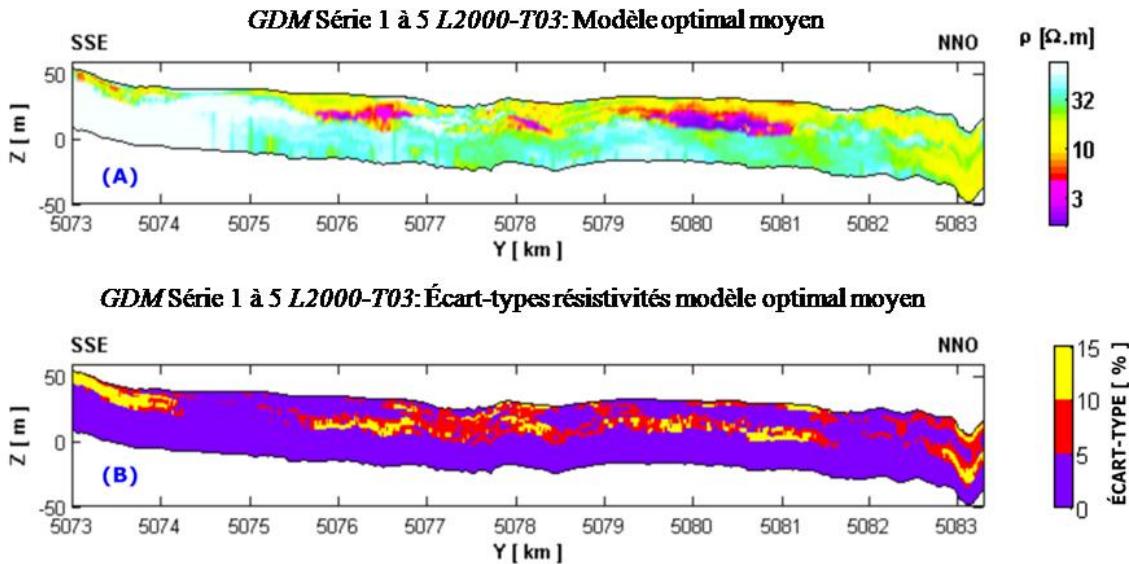


Figure 9.12: Modèle optimal moyen (A) et Écart-types (B) des résistivités des modèles optimaux des séries 1 à 5 du profil *L2000-T03*.

Suivant les valeurs des écart-types sur les moyennes des résistivités, l'unité *Am* est celle qui présente les plus fortes variabilités, soit des écart-types de plus de 15 %. Cependant, bon nombre de cellules occupées par l'unité *Am* présentent des écart-types beaucoup plus faibles, soit moins

de 5 %. L'unité *Ss* et le roc sont beaucoup moins variables avec des écart-types de moins de 5 %. Étant donné ces faibles écarts, on en conclut que les résistivités des modèles optimaux des séries 1 à 5 du profil *L2000-T03* sont très similaires. Ce qui n'est pas le cas des modèles optimaux des séries 1 à 5 du profil *L6000-T16*.

En regardant les histogrammes des résistivités des différents tests 2 à 4 présentés en annexe H, il est clair que ceux-ci sont identiques. Cette observation avait aussi été faite au point 9.3.2.3 pour les résistivités du modèle optimal de la série 1.

9.4 Sommaire

Dans ce chapitre, cinq (5) séries de la méthode de déformation graduelle appliquée à des réalisations géoélectriques ont permis d'obtenir des modèles de résistivité électrique du sous-sol soutenus d'une part par les sondages électromagnétiques transitoires de deux profils, soit *L6000-T16* et *L2000-T03*, et d'autre part par la géologie.

Sur le profil *L6000-T16*, le \log_{10} des valeurs de résistivités des unités *Am* et *Ss* du modèle optimal moyen sont beaucoup plus variables car les écart-types sont plus de 15 %. Pour le profil *L2000-T03*, les écart-types du \log_{10} des résistivités pour ces mêmes unités sont beaucoup plus faibles, soit moins de 5 % mais par endroits, pour l'unité *Am*, on observe des écart-types avoisinant 15 %.

Les modèles optimaux des séries 1 à 5 des deux profils reproduisent bien la moyenne de leurs données de conditionnement, et sont un peu plus variables. Les modèles optimaux du profil *L6000-T16* sont ceux qui ont la plus forte variabilité. Ce résultat remplit une des caractéristiques souhaitées dans ce travail qui était d'obtenir des modèles optimaux dont la moyenne des résistivités est similaire à celle des résistivités obtenues par l'inversion moindres-carrés des sondages *VTEM-plus* mais qui ont des écart-types plus élevés que ces derniers.

Les cinq (5) séries du profil *L6000-T16* ont donné un $RMS\alpha$ global qui varie entre 17.14 % et 18.82 %. Environ 70 % à 84 % des sondages *L6000* ont été ajustés sous le seuil de ces valeurs $RMS\alpha$. Pour le profil *L2000-T03*, le $RMS\alpha$ global qui varie entre 17.72 % et 18.96 %, et environ 70 % à 79 % des sondages *L2000* ont été ajustés.

Pour les sondages *NanoTEM*, le nombre de sondages ajustés est différent d'une série à une autre. Cependant, si on se réfère aux résultats de la série 1 pour les deux profils, neuf (9) sondages sur quinze (15) du profil *T16* ont été ajustés sous la valeur du $RMS\alpha$ de la série 1, et seulement deux

(2) sondages sur huit (8) pour le profil *T03*. Ce résultat est lié à la mauvaise qualité des sondages *T03* qui sont plus affectés par des effets de distorsion.

En définitive, la *GDM* appliquée sur ces deux profils, représentant deux contextes géologiques différents en Montérégie-Est, a donné des résultats satisfaisants bien que les sondages *NanoTEM* ont été moins bien ajustés que ceux du *VTEM-plus*.

CHAPITRE 10 DISCUSSION

10.1 Introduction

Dans cette thèse, nous avons développé et présenté une nouvelle approche d'inversion conjointe de données électromagnétiques transitoires au sol *NanoTEM* et héliportées *VTEM-plus*. L'approche a utilisé la méthode de déformation graduelle qui a permis de combiner et perturber progressivement plusieurs réalisations stochastiques de champs de résistivité électrique afin d'ajuster les courbes db_z/dt observées en Montérégie-Est. La méthode proposée a permis de prendre en compte la variabilité spatiale de l'information géologique et les valeurs de résistivité électrique obtenues par l'inversion moindres-carrés 1D préalable des données *VTEM-plus*.

Cette synthèse présente une discussion sur les conclusions particulières et les limitations sur :

1. La modélisation, le traitement et l'inversion moindres-carrés des courbes db_z/dt observées des systèmes *NanoTEM* et *VTEM-plus* ;
2. La conception de l'image d'entraînement, la simulation des réalisations géologiques et la conversion de celles-ci en modèles géoélectriques
3. L'application de la méthode de déformation graduelle sur un cas synthétique puis sur les courbes db_z/dt observées en Montérégie-Est.

10.2 Modélisation, traitement et inversion des données électromagnétiques transitoires

Nous avons développé trois programmes sous *Matlab* afin de générer les fichiers de commande *Airbeo.CFl*, *Beowulf.CFl* et *Leroi.CFl* des trois logiciels utilisés pour la modélisation et/ou l'inversion des courbes db_z/dt . Ces programmes ont permis d'interfacer ces logiciels à *Matlab* ce qui a automatisé et rendu plus rapide la modélisation et l'inversion.

L'analyse conduite sur 121 modèles électriques à deux couches pour la détection de l'unité *Ss*, et 231 modèles électriques pour la profondeur d'exploration au roc, a permis de mettre en évidence que pour tous les modèles électriques, le *NanoTEM* récupère relativement bien les paramètres de modélisation de l'unité *Ss*. Pour le roc, celui-ci doit être situé à une profondeur de moins de 50 m en dessous de l'argile de Champlain à 3 $\Omega \cdot \text{m}$ pour que sa présence soit détectée. Dans le cas du

VTEM-plus, l'épaisseur de l'unité *Ss* doit être au moins comprise entre 5 m et 8 m afin d'être résolue. La profondeur d'exploration théorique au roc sous l'argile de Champlain est d'environ 90 m, soit environ le double de celle du *NanoTEM*.

Avant l'inversion, le contrôle de la qualité des courbes db_z/dt observées et leurs éditions ont montré que les sondages *VTEM-plus* sont affectés à la fois par les lignes électriques et la hauteur de vol de l'hélicoptère. La majorité des sondages *NanoTEM* ont les deux premières fenêtres de temps (1 μ s - 2.2 μ s) et celles situées après 100 μ s, affectées respectivement par des effets de saturation et de distorsion dont les causes n'ont pas été formellement identifiées.

L'interprétation géologique des modèles électriques 1D obtenus par l'inversion des sondages de meilleure qualité des deux systèmes montre que contrairement au *NanoTEM*, le *VTEM-plus* met bien en évidence les différentes unités stratigraphiques observées dans les forages en Montérégie-Est i.e. *Am*, *Ss* et le roc. Le till basal présent dans certains forages n'est pas mis en évidence soit parce qu'il a une épaisseur relativement faible, soit parce qu'il ne présente pas un contraste de résistivité assez fort avec le roc pour pouvoir être détecté.

L'analyse de compatibilité entre les courbes db_z/dt_{obs} du *VTEM-plus* et du *NanoTEM* n'a pas permis d'établir clairement s'il y a incompatibilité entre les deux systèmes. Cependant, nous avons pu observer que la différence qui existe sur les modèles électriques donnés par les inversions *HLCI* et *LCI* réalisées par la compagnie *Geotech Ltd* serait essentiellement liée au fait que les sondages de mauvaise qualité n'ont pas été supprimés lors de l'édition des données avant l'inversion.

10.3 Simulations des modèles géoélectriques

Dans *gocad*, la construction du modèle conceptuel géologique par l'approche *Geologic Framework Model (GFM)* proposée par Ross et al. (2002) a donné une image d'entraînement moins riche en formes et structures géologiques. Cette *TI* lisse ne rend pas fidèlement compte des hétérogénéités observables à l'échelle locale dans l'environnement sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent, surtout pour l'unité *Am*. D'autres méthodes d'élaboration de la *TI*, telles que les simulations basée-objets, auraient donné une image d'entraînement plus hétérogène du point de vue géologique. Dans le contexte de notre étude à l'échelle régionale, certaines simplifications stratigraphiques étaient nécessaires. Par conséquent, cette *TI* a été jugée

acceptable car elle a le mérite de contenir l'information issue de plus de 1000 forages et de la carte géologique de surface.

La *TI* utilisée dans cette étude doit être prise comme un modèle *a priori* et ne pourrait être transposée à un autre site. Il apparaît alors que cette image d'entraînement joue un rôle sur le modèle géoélectrique optimal final obtenu. Toutefois, son impact sur le modèle optimal final n'a pas pu être évalué car pour cela on aurait dû avoir d'autres images d'entraînement. La méthode d'élaboration de la *TI* i.e. la *GFM* peut être vue comme une approche déterministe qui permet d'obtenir qu'un seul modèle *a priori* suivant l'information géologique (forages et carte géologique de surface) disponible. Si la *TI* avait été générée par une autre approche (Ex. simulation basée-objets), on aurait eu à disposition plusieurs *TI* qui auraient permis d'évaluer leurs impacts sur le modèle optimal final.

L'algorithme *Impala* (approche basée pixel) utilisé pour simuler les réalisations géologiques par multipoints ne permet pas dans une certaine mesure de reproduire l'organisation séquentielle des unités de la *TI*. Pour corriger les incongruités observées dans les réalisations géologiques, nous avons eu recours à une étape de post-traitement. Il est possible que d'autres algorithmes de simulation *MPS* qui procèdent par collage de patchs (Arpat, 2005) auraient pu donner de meilleurs résultats, ou le choix d'une autre approche de simulation de faciès, telle que les plurigaussiennes (Armstrong et al., 2003; Emery, 2007) aurait permis de respecter la transition entre les différentes unités. Cependant, le choix des *MPS* a été guidé par la possibilité de combiner dans un modèle conceptuel toute l'information géologique disponible.

Le contrôle de la qualité du résultat des simulations *MPS* a été fait uniquement en comparant la proportion de chaque faciès dans les réalisations à celle de la *TI*. Dans le cas de réservoirs pétroliers beaucoup plus hétérogènes, et pour lesquels on cherche à simuler l'écoulement, la connectivité entre les différents corps et/ou faciès géologiques peut servir à juger de la qualité des réalisations (Rongier, 2016). Si la grille de simulation est régulière, on peut comparer les variogrammes de la *TI* à ceux des réalisations dans différentes directions. Dans ce cas, le calcul des distances entre les paires de points peut se faire facilement avec un algorithme optimisé de calcul de variogramme tel que proposé par Marcotte (1996). Ces deux méthodes de vérification n'ont pas été utilisées car nos réalisations géologiques sont beaucoup moins hétérogènes (échelle

régionale), et nous avons utilisé une grille non régulière ce qui rend fastidieux le calcul des distances entre des millions de cellules.

Au début de la thèse, l'objectif était d'utiliser les valeurs de résistivité données par les *CPT* pour convertir les réalisations géologiques en réalisations géoélectriques par simulation séquentielle gaussienne. Pour les résistivités de l'unité *Am*, il s'est avéré qu'aux mêmes endroits, les *CPT* mesuraient des valeurs 3 fois et parfois 10 fois supérieures à celles données par l'inversion de profils de tomographie de résistivité électrique ou d'électromagnétique transitoire *VTEM-plus*. En plus, la majorité des *CPT* n'atteignent pas le roc, donc sa résistivité et sa profondeur ne sont pas déterminées par ceux-ci. Ces difficultés ont entraîné une réorientation du projet de recherche, et ont conduit à utiliser les valeurs de résistivité de l'inversion 1D des sondages *VTEM-plus*. Nous aurions pu utiliser les contacts entre les unités *Ss* et *Am* obtenus avec les *CPT*, pour contraindre les épaisseurs des couches lors de l'inversion par moindres-carrés si ceux-ci avaient été colocalisés avec les sondages *VTEM-plus*.

La *SGS* par région et le post-traitement de reproduction d'histogramme, nous ont permis d'obtenir des réalisations géoélectriques en adéquation avec les réalisations géologiques. De plus, les réalisations géoélectriques reproduisent en général les statistiques globales i.e. moyenne et écart-type des valeurs de résistivité données par l'inversion *VTEM-plus*.

Au cours de la *SGS*, le lien entre la géologie et les valeurs de résistivité a été fait en définissant de manière empirique des valeurs seuils de résistivité caractéristiques de chaque unité. Cette classification empirique présente quelques insuffisances car elle se base sur une interprétation géologique un peu subjective des valeurs de résistivités. D'autres approches de classification, telle que la méthode des clusters utilisée par Ward et al. (2014) pour délimiter la topographie du roc à partir d'image 3D de tomographie de résistivité électrique aurait permis de mieux quantifier la possibilité pour chaque valeur de résistivité d'appartenir à une unité donnée.

Aussi, l'existence de diagraphie de résistivité électrique aurait permis d'établir une relation plus robuste entre les différentes unités et la résistivité électrique, et aider à mieux classifier les résistivités du *VTEM-plus*. Nous n'avons pas réalisé de diographies car du point de vu logistique, cela aurait été difficile à planifier. En effet, la majeure partie des forages utilisés sont à usage privé pour l'alimentation en eau potable, et sont donc équipés de tubages ce qui constitue en soi, un obstacle à la réalisation de diographies.

10.4 Résultats de la *GDM*

Cette discussion porte sur les résultats de la *GDM* testée sur les cas synthétique et réel des profils *L6000-T16* et *L2000-T03* caractéristiques de deux contextes géologiques différents observés en Montérégie-est.

Le premier résultat de cette partie a consisté à élaborer sous *Matlab*, un ensemble de codes sources permettant de combiner dans un processus d'optimisation, les réalisations géoélectriques, les logiciels de modélisations des courbes db_z/dt , et la *GDM*.

L'étude sur le cas synthétique suivant trois (3) schémas de déformation graduelle, et pour trois (3) formulations de la fonction-objectif a montré qu'utiliser une fonction-objectif dans laquelle les écarts entre les données observées et calculées sont normalisés par les valeurs observées ou par la moyenne des deux, donne un meilleur ajustement des courbes db_z/dt observées. La normalisation réduit la grande dynamique des réponses db_z/dt , et les erreurs sur chaque fenêtre d'enregistrement contribuent de façon égale dans la valeur de la fonction-objectif.

Les modèles optimaux finaux du cas synthétique ont donné des valeurs de résistivité qui reproduisent bien la moyenne, et sont en général légèrement plus variables que les données de conditionnement mais l'histogramme des valeurs de résistivité de conditionnement n'est pas préservé. Lorsque la procédure de déformation graduelle est initialisée proche de la solution optimale i.e. en combinant les réalisations suivant l'ordre des plus corrélées à celles les moins corrélées au modèle de référence, le modèle optimal final est obtenu en un nombre relativement réduit d'itération. Dans la pratique, il n'y a généralement pas de modèle de référence, ce qui rend impossible le calcul des coefficients de corrélation entre celui-ci et les réalisations à combiner par déformation graduelle. En revanche, si le nombre de données à ajuster n'est pas trop élevé, on peut calculer la valeur de la fonction-objectif pour les réponses de chacune des réalisations avant *GDM*, et les combiner des valeurs les plus faibles de la fonction-objectif vers celles les plus élevées.

Lors de la *GDM* appliquée au cas réel de la Montérégie-Est, nous avons combiné les réalisations de façon aléatoire compte tenu du grand nombre des courbes db_z/dt_{obs} observées. Les cinq (5) séries de la *GDM* sur chacun des profils ont montré que les moyennes des résistivités des modèles optimaux finaux sont similaires à celles des résistivités obtenues par l'inversion

moindres-carrés des sondages *VTEM-plus* tandis que les écart-types sont sensiblement plus élevés que ceux des résistivités de conditionnement ce qui implique que les modèles optimaux finaux obtenus sont plus variables que les résultats de l'inversion 1D des courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} *VTEM-plus*.

Pour juger de la qualité de l'ajustement des courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} des deux profils *L6000-T16* et *L2000-T03*, nous avons défini trois intervalles délimités suivant le rms individuel de chaque sondage i.e. le $RMS\beta$. Ainsi, lorsque :

1. Le $RMS\beta$ est $\leq 10\%$, nous avons jugé que les courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} sont bien ajustées. Pour les deux profils *L6000* et *L2000*, on a respectivement 35 % et 31 % des sondages *VTEM-plus* mieux ajustés.
2. $10\% > RMS\beta \leq 20\%$, les courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} sont moyennement ajustées, et on a respectivement 54 % et 52 % des sondages *VTEM-plus* compris dans cette catégorie.
3. $RMS\beta > 20\%$, les courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} sont mal ajustées, soit respectivement 11 % et 17 % des sondages *L6000* et *L2000 VTEM-plus*.
4. Pour le *NanoTEM*, les pourcentages des sondages suivant ces trois catégories sont très différents d'un test à un autre. Toutefois, les sondages du profil *T16* ont été mieux ajustés que ceux du profil *T03* qui sont plus affectés par des effets de distorsion.

Les trois intervalles que nous avons définis sont beaucoup moins restrictifs par rapport à la valeur maximale du rms de 5 % généralement utilisée pour juger de la qualité de l'ajustement des courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} lors de l'inversion moindres-carrés. Plusieurs facteurs en autre justifient ce choix à savoir que la méthode de déformation graduelle globale est connue pour ne pas toujours préserver la qualité de l'ajustement des données d'une itération à la suivante. En effet, à une itération $n+1$, l'ajustement des données observées dans une zone peut parfois entraîner la détérioration de celles qui ont été bien ajustées à l'itération précédente dans une autre zone (Hu, 2000). Cette observation a été faite lors de la *GDM* appliquée sur les courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} . Dans le cas des méthodes d'inversion moindres-carrés, la correction sur les paramètres du modèle est faite de telle sorte à obtenir un meilleur ajustement des courbes \mathbf{db}_z/dt_{obs} d'une itération à une autre. De plus, les réponses $\mathbf{db}_z/dt_{calGDM}$ ont été calculées en supposant un modèle 1D du sous-sol sous chaque site de mesure alors qu'il est en réalité 2D sous les profils suivant les modèles géoélectriques combinés par *GDM*. Dans le contexte géologique sédimentaire de la Montérégie-

Est, on s'attend à observer des variations latérales pas trop importantes des résistivités et des épaisseurs des unités Par conséquent, la modélisation en 1D est raisonnable d'autant plus que le nombre de courbes db_z/dt_{calGDM} à modéliser à chaque itération est très grand (13000 courbes db_z/dt_{calGDM} calculées à chaque itération pour le profil *L6000-T16*), et que la modélisation 2D nécessite un temps de calcul trop important. En outre, des méthodes d'inversion telles que la *LCI* (Auken & Christiansen, 2004) et *SCI* (Viezzoli et al., 2008) ont été appliquées dans divers environnements sédimentaires similaires au nôtre. Dans ces méthodes, la modélisation est réalisée en 1D, et des contraintes latérales déterminées de manière empirique sont appliquées sur les résistivités et les épaisseurs des couches afin de propager à des sondages contigües, l'information secondaire issue d'autres sources telles que les forages, les diagraphies et/ou les *CPT* etc. Cela permet d'obtenir un modèle 2D assez lisse qui reproduit bien les moyennes mais moins bien les écart-types des paramètres du sous-sol.

L'apport essentiel de la méthode que nous avons développée comparativement aux méthodes d'inversion par moindres-carrés telles que la *LCI* ou la *SCI* réside dans la manière dont on incorpore l'information secondaire dans le processus d'inversion. Lors de la déformation graduelle, l'ajout de contraintes déterminées de manière empirique n'est pas nécessaire car toute l'information secondaire disponible sur les résistivités et les épaisseurs des unités est prise en compte dans sa totalité par le biais du variogramme et de la *TI* utilisés pour générer les réalisations géoélectriques. De plus, le modèle optimal retourné par la *GDM* reproduit bien les écart-types i.e. les queues de la distribution des résistivités du sous-sol. En générale, les queues de la distribution des résistivités peuvent correspondre à des matériaux de porosité différente (loi d'Archie). Une diminution de la résistivité à saturation peut être liée à l'augmentation de la porosité ouverte, et par conséquent à une augmentation de la conductivité hydraulique qui contrôle l'écoulement. Dès lors pourvoir estimer la porosité des différents matériaux du sous-sol par le biais de la résistivité des modèles optimaux retournés par la *GDM* présente un intérêt pour l'hydrogéologue.

CHAPITRE 11 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Ce projet de recherche a été l'occasion de tester une approche stochastique innovatrice d'inversion conjointe de données électromagnétiques transitoires au sol et héliportées. L'approche utilisée, i.e. la méthode de déformation graduelle, en elle-même n'est pas nouvelle. Toutefois, la mise en relation de plusieurs domaines de connaissances i.e. la géophysique, la modélisation géologique, les simulations géostatistiques et l'*history matching* sont autant de défis à relever dans l'application de la *GDM* en vue d'obtenir le modèle 2D haute résolution de résistivité électrique qui ajuste au mieux les courbes db_z/dt observées en Montérégie-Est.

Le traitement des courbes db_z/dt_{obs} a permis de supprimer environ 42 % des sondages *VTEM-plus* affectés soit par les lignes de haute tension soit par la hauteur de vol de l'hélicoptère. Pour les sondages *NanoTEM*, les deux premières fenêtres de temps et toutes celles situées après 100 μ s, et affectées par des effets de saturation ou de distorsion ont été supprimées. L'interprétation et la comparaison des résultats de l'inversion de sondages voisins ont montré que les modèles électriques obtenus avec le *VTEM-plus* sont plus représentatifs du contexte géologique de la zone d'étude contrairement au *NanoTEM*. La différence significative dans les modèles 1D des deux systèmes se situe au niveau de la détection de l'unité de sable de surface. Cette unité a été mise en évidence par le *VTEM-plus* tandis que le *NanoTEM* semble voir en surface l'unité d'argile marine. L'analyse de compatibilité des courbes db_z/dt_{obs} , ne nous a pas permis d'établir clairement s'il y a incompatibilité entre les deux systèmes mais nous avons pu observer que la raison des différences dans les modèles électriques *HLCI* ou *LCI* fournis par la compagnie *Geotech Ltd* est essentiellement liées aux sondages de mauvaise qualité qui n'ont pas été supprimés lors de l'édition avant l'inversion.

La *GDM* appliquée sur le cas synthétique montre que l'utilisation d'une fonction-objectif dans laquelle les données sont normalisées permet d'obtenir un meilleur ajustement des courbes db_z/dt_{obs} . De plus, le processus de déformation graduelle initialisé proche de la solution optimale i.e. lorsque les réalisations sont combinées en partant de celles qui ont les meilleurs coefficients de corrélation avec le modèle de référence, permet d'obtenir plus rapidement le modèle optimal.

Dans la pratique, à la place du coefficient de corrélation qui ne peut être calculé car le modèle de référence n'est pas connu *a priori*, et si le nombre de données à ajuster n'est pas trop important, on peut calculer la valeur de la fonction-objectif pour les réponses de chacune des réalisations

avant la *GDM*. Ensuite, on peut les combiner des valeurs les plus faibles de la fonction-objectif vers celles les plus élevées. Cette alternative n'a pas été testée dans le cas réel et pourrait être l'objet de travaux futurs afin d'en évaluer le gain en termes de temps de calcul.

L'étude du cas réel, nous a permis d'obtenir des modèles de résistivité électrique 2D du sous-sol qui reproduisent bien la moyenne des résistivités obtenues par inversion 1D du *VTEM-plus*. Suivant les valeurs des écart-types qui sont légèrement plus grands que celles des données de conditionnement, on conclut que les modèles optimaux retournés par la *GDM* sont plus variables que les données de conditionnement *VTEM-plus*.

La *GDM* a donné des modèles optimaux dont les réponses db_z/dt_{calGDM} calculées ajustent bien 31 % à 35 % des données sous la valeurs rms de 10 %, 52 % à 54 % des sondages moyennement ajustées avec un rms compris entre 10 % et 20 %, et environ 11 % à 17 % des courbes db_z/dt_{obs} mal ajustées au-delà du *RMS α* . Les sondages *NanoTEM* ont été moins bien ajustés que ceux du *VTEM-plus* compte tenu du fait qu'ils sont plus affectés par des effets de distorsion.

Comme mentionné dans le chapitre Discussion, les réponses db_z/dt_{calGDM} des modèles optimaux ont été calculées en approchant le sous-sol à chaque station de mesure par un modèle 1D. Dans le cadre de futurs travaux, il peut être envisagé de calculer en 2D les réponses db_z/dt_{calGDM} sur une portion des profils afin d'évaluer la contribution que peut avoir la modélisation en 2D sur la qualité de l'ajustement des courbes db_z/dt_{obs} observées. De plus, lors du processus de déformation graduelle, seules les valeurs de résistivité ont été perturbées, bien que dans les méthodes *EM*, la réponse du sous-sol dépend également de l'épaisseur des couches. Par conséquent, Il serait intéressant d'explorer d'autres moyens d'utiliser la *GDM* dans le but de perturber à la fois les épaisseurs et les résistivités des couches.

BIBLIOGRAPHIE

- Abacioglu, Y., Oliver, D., & Reynolds, A. (2001). Efficient reservoir history matching using subspace vectors. *Computational Geosciences*, 5(2), 151-172.
- Albouy, Y., Andrieux, P., Rakotondrasoa, G., Ritz, M., Descloitres, M., Join, J. L., & Rasolomanana, E. (2001). Mapping Coastal Aquifers by Joint Inversion of DC and TEM Soundings-Three Case Histories. *Ground Water*, 39(1), 87-97.
- Anderson, W. L. (1979). Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, 44(7), 1287-1305.
- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54-62.
- Armstrong, M., Galli, A., Beucher, H., Loc'h, G., Renard, D., Doligez, B., Eschard, R., & Geffroy, F. (2011). *Plurigaussian simulations in geosciences*: Springer Science & Business Media.
- Armstrong, M., Galli, A. G., Loc'h, G. L., Geffroy, F., & Eschard, R. (2003). *Plurigaussian simulations in geosciences*. Berlin Heidelberg New York, 149 p.
- Arpat, G. B. (2005). *Sequential simulation with patterns*. Ph.D thesis, Stanford University. 166 p.
- Arpat, G. B., & Caers, J. (2007). Conditional simulation with patterns. *Mathematical Geology*, 39(2), 177-203.
- Asli, M., & Marcotte, D. (1995). Comparison of approaches to spatial estimation in a bivariate context. *Mathematical geology*, 27(5), 641-658.
- Auken, E., & Christiansen, A. V. (2004). Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data. *Geophysics*, 69(3), 752-761.
- Auken, E., Christiansen, A. V., Westergaard, J. H., Kirkegaard, C., Foged, N., & Viezzoli, A. (2009). An integrated processing scheme for high-resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system. *Exploration Geophysics*, 40(2), 184-192.
- Auken, E., Guérin, R., de Marsily, G., & Sailhac, P. (2009). Hydrogeophysics. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10), 795-799. doi:Doi 10.1016/j.crte.2009.09.003
- Auken, E., Jørgensen, F., & Sørensen, K. I. (2003). Large-scale TEM investigation for groundwater. *Exploration Geophysics*, 34(3), 188-194.
- Bała, J., & Pięta, A. (2010). Validation of joint inversion of direct current and electromagnetic measurements. *Acta Geophysica*, 58(1), 114-125.

- Beckie, R., & Harvey, C. F. (2002). What does a slug test measure: An investigation of instrument response and the effects of heterogeneity. *Water Resources Research*, 38(12).
- Binley, A., Cassiani, G., & Deiana, R. (2010). Hydrogeophysics: Opportunities and challenges. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 51(4), 267-284.
- Bissell, R., Dubrule, O., Lamy, P., Swaby, P., & Lepine, O. (1997). *Combining geostatistical modelling with gradient information for history matching: The pilot point method*. Communication présentée à SPE Annual Technical Conference and Exhibition.
- Blouin, M., Martel, R., & Gloaguen, E. (2013). Accounting for aquifer heterogeneity from geological data to management tools. *Groundwater*, 51(3), 421-431.
- Boucher, M., Favreau, G., Descloitres, M., Vouillamoz, J. M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Cappelaere, B., & Legchenko, A. (2009). Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: An overview. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10-11), 800-809. doi:10.1016/j.crte.2009.07.008
- Boudour, Z. (2011). *Détermination de l'épaisseur du Mort-Terrain par inversion des données électromagnétiques aéroportées*. Mémoire de Maîtrise M.Sc.A., Ecole Polytechnique, Montreal (Canada), , Ann Arbor. Accessible par ProQuest Dissertations & Theses Global.153 P.
- Bourque, P.-A., Brisebois, D., & Malo, M. (1995). Ceinture de Gaspé. *Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland, Géologie du Canada no 6. Commission géologique du Canada*. p. 347-387.
- Bourque, P.-A., & ULaval. (2004). Planète Terre. Tiré de http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html.
- Brent, R. P. (1973). *Algorithms for minimization without derivatives*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 195 p.
- Caers, J. (2000). Adding local accuracy to direct sequential simulation. *Mathematical Geology*, 32(7), 815-850.
- Caers, J. (2007). Comparing the gradual deformation with the probability perturbation method for solving inverse problems. *Mathematical Geology*, 39(1), 27-52.
- Carlson, N. R., & Zonge, K. L. (2002). *Early-time, multi-component mobile TEM for deep metal detection*. Communication présentée à SAGEEP 2002, Las Vegas, Nevada, USA, February 10-14, 2002.
- Carrera, J., Alcolea, A., Medina, A., Hidalgo, J., & Slooten, L. J. (2005). Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeology journal*, 13(1), 206-222.
- Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Benoît, N., Vigneault, H., Beaudry, C., Malet, X., & Laurencelle, M. (2013). *Portrait des ressources en eau souterraine en*

Montérégie Est, Québec, Canada. INRS, Centre Eau Terre Environnement, Rapport Final INRS R-1412.

Chen, J., & Raiche, A. (1998). Inverting AEM data using a damped eigenparameter method. *Exploration Geophysics*, 29(2), 128-132.

Chen, Z., Lavoie, D., & Malo, M. (2014). *Caractéristiques géologiques et évaluation des ressources pétrolières du Shale d'Utica, Québec, Canada*: Commission géologique du Canada.

Chilès, J.-P., & Delfiner, P. (2012). Conditional Simulations. *Geostatistics*: John Wiley & Sons, Inc. p. 478-628.

Christensen, N. B. (1990). Optimized fast Hankel transform filters. *Geophysical Prospecting*, 38(5), 545-568.

Christensen, N. B., Fitzpatrick, A., & Munday, T. (2010). Fast approximate 1D inversion of frequency domain electromagnetic data. *Near Surface Geophysics*, 8(1), 1-15.

Christiansen, A. V., Auken, E., Foged, N., & Sørensen, K. I. (2007). Mutually and laterally constrained inversion of CVES and TEM data: A case study. *Near Surface Geophysics*, 5(2), 115-123.

Christiansen, A. V., Auken, E., & Sørensen, K. (2009). The transient electromagnetic method. *Groundwater Geophysics* (p. 179-226).

Christiansen, A. V., & Christensen, N. B. (2003). A quantitative appraisal of airborne and ground-based transient electromagnetic (TEM) measurements in Denmark. *Geophysics*, 68(2), 523-534.

Combrinck, M., Mutton, P., & Lo, B. (2008). *Detecting basement conductors in a conductive environment: an example from the Nepean Mine VTEM survey*. Communication présentée à AEM2008–5th international conference on airborne electromagnetics, Haikko Manor, Finland (p. 28-30).

Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.

Cox, L. H., Wilson, G. A., & Zhdanov, M. S. (2010). 3D inversion of airborne electromagnetic data using a moving footprint. *Exploration Geophysics*, 41(4), 250-259.

Dafflon, B., Irving, J., & Holliger, K. (2009). Use of high-resolution geophysical data to characterize heterogeneous aquifers: Influence of data integration method on hydrological predictions. *Water Resources Research*, 45(9). doi:Doi 10.1029/2008WR007646

Danielsen, J. E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., & Sørensen, K. I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 53(4), 181-198.

- Danielsen, J. E., Auken, E., & Sørensen, K. I. (2002). *HiTEM—a high moment/high production TEM system*. Communication présentée à 8th EEGS-ES Meeting.
- Day-Lewis, F. D., & Lane, J. W. (2004). Assessing the resolution-dependent utility of tomograms for geostatistics. *Geophysical Research Letters*, 31(7). doi:Doi 10.1029/2004GL019617.
- Day-Lewis, F. D., Singha, K., & Binley, A. M. (2005). Applying petrophysical models to radar travel time and electrical resistivity tomograms: Resolution-dependent limitations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8). doi:Doi 10.1029/2004JB003569.
- de Marsily, G., Lavedan, G., Boucher, M., & Fasanino, G. (1984). Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model. *Geostatistics for natural resources characterization, Part, 2*, 831-849.
- Dekkers, A., & Aarts, E. (1991). Global optimization and simulated annealing. *Mathematical programming*, 50(1), 367-393.
- Deutsch, C. V., & Journel, A. G. (1992). Geostatistical software library and user's guide. *New York*, 119, 147.
- Deutsch, C. V., & Journel, A. G. (1998). GSLIB: Geostatistical software library and user's guide . (2^e éd.): Oxford University Press, New York.
- Dubé-Loubert, H., Parent, M., & Brazeau, A. (2011). Initiative cartographique Quaternaire dans le cadre de la caractérisation régionale des aquifères pour les bassins contigus des rivières Richelieu, Yamaska et de la Baie Missisquoi. *Geohydro2011*, 28-31.
- Dubois, M., Martel, J., D'Auteuil, C., Prichonnet, G., & Laithier, M. (2011). *Le portrait du bassin versant de la baie Missisquoi*. Document 3 du Plan directeur de l'eau. Organisme de bassin versant de la baie Missisquoi, Bedford, Québec, (Canada), 180 p.
- Dubreuil-Boisclair, C., Gloaguen, E., Marcotte, D., & Giroux, B. (2011). Heterogeneous aquifer characterization from ground-penetrating radar tomography and borehole hydrogeophysical data using nonlinear Bayesian simulations. *Geophysics*, 76(4), J13-J25.
- Eby, G. N. (1984). Geochronology of the Montereian Hills alkaline igneous province, Quebec. *Geology*, 12(8), 468-470.
- El Ouassini, A., Saucier, A., Marcotte, D., & Favis, B. D. (2008). A patchwork approach to stochastic simulation: a route towards the analysis of morphology in multiphase systems. *Chaos, Solitons & Fractals*, 36(2), 418-436.
- Ellis, R. G. (1998). Inversion of airborne electromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 29(2), 121-127.
- Emery, X. (2007). Simulation of geological domains using the plurigaussian model: new developments and computer programs. *Computers & Geosciences*, 33(9), 1189-1201.

- Ertekin, T., Abou-Kassen, J. H., & King, G. R. (2001). *Basic Applied Reservoir Simulations*: Society of Petroleum Engineers, 406 p.
- Farquharson, C., & Oldenburg, D. (1993). Inversion of time-domain electromagnetic data for a horizontally layered earth. *Geophysical Journal International*, 114(3), 433-442.
- Farquharson, C. G., Oldenburg, D. W., & Li, Y. (1999). An approximate inversion algorithm for time-domain electromagnetic surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 42(2), 71-80.
- Faucher, C., Saucier, A., & Marcotte, D. (2013). A new patchwork simulation method with control of the local-mean histogram. *Stochastic environmental research and risk assessment*, 27(1), 253-273.
- Faucher, C., Saucier, A., & Marcotte, D. (2014). Corrective pattern-matching simulation with controlled local-mean histogram. *Stochastic environmental research and risk assessment*, 28(8), 2027-2050.
- Feraille, M., Roggero, F., Manceau, E., Hu, L., Zabalza-Mezghani, I., & Reis, L. C. (2003). *Application of advanced history matching techniques to an integrated field case study*. Communication présentée à SPE Annual technical conference and exhibition.
- Flis, M. F., Newman, G. A., & Hohmann, G. W. (1989). Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements. *Geophysics*, 54(4), 514-523.
- Foland, K., Gilbert, L. A., Sebring, C. A., & Jiang-Feng, C. (1986). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for plutons of the Monteregean Hills, Quebec: Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. *Geological Society of America Bulletin*, 97(8), 966-974.
- Forsythe, G. E., Malcolm, M. A., & Moler, C. B. (1976). Computer methods for mathematical computations. (Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall).
- Gallardo, L. A., & Meju, M. A. (2003). Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*, 30(13). doi:Doi 10.1029/2003GL017370
- Geotech. (2012). *HLCI OF VTEM™ DATA FROM SAINT-HYACINTHE, QUEBEC*. Tiré de http://geotech.ca/wp-content/uploads/2015/04/028-LCI_HLCI_Dec-2011-CaseHistory-VTEM-TEM-St-Hyacinthe_18-Feb-2012.pdf. (consultée le 01/05/2017)
- Giustiniani, M., Accaino, F., Picotti, S., & Tinivella, U. (2008). Characterization of the shallow aquifers by high-resolution seismic data. *Geophysical Prospecting*, 56(5), 655-666. doi:Doi 10.1111/j.1365-2478.2008.00705.x
- Gloaguen, E., Chouteau, M., Marcotte, D., & Chapuis, R. (2001). Estimation of hydraulic conductivity of an unconfined aquifer using cokriging of GPR and hydrostratigraphic data. *Journal of Applied Geophysics*, 47(2), 135-152.

- Gloaguen, E., Marcotte, D., Giroux, B., Dubreuil-Boisclair, C., Chouteau, M., & Aubertin, M. (2007). Stochastic borehole radar velocity and attenuation tomographies using cokriging and cosimulation. *Journal of Applied Geophysics*, 62(2), 141-157.
- Globensky, Y. (1987). *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*: Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, Rapport MM 85-02, 70 p.
- Golub, G. H., Hansen, P. C., & O'Leary, D. P. (1999). Tikhonov regularization and total least squares. *SIAM Journal on Matrix Analysis and Applications*, 21(1), 185-194.
- Golub, G. H., & Reinsch, C. (1970). Singular value decomposition and least squares solutions. *Numerische mathematik*, 14(5), 403-420.
- Gómez-Hernández, J. J., & Wen, X.-H. (1998). To be or not to be multi-Gaussian? A reflection on stochastic hydrogeology. *Advances in Water Resources*, 21(1), 47-61.
- Gómez-Hernández, J. J., Sahuquillo, A., & Capilla, J. (1997). Stochastic simulation of transmissivity fields conditional to both transmissivity and piezometric data—I. Theory. *Journal of Hydrology*, 203(1-4), 162-174.
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation*: Oxford University Press on Demand.
- Goovaerts, P. (2001). Geostatistical modelling of uncertainty in soil science. *Geoderma*, 103(1), 3-26.
- Guardiano, F. B., & Srivastava, R. M. (1993). Multivariate geostatistics: beyond bivariate moments. *Geostatistics Troia '92*: Springer. p. 133-144.
- Guillemoteau, J., Sailhac, P., & Behaegel, M. (2012). Fast approximate 2D inversion of airborne TEM data: Born approximation and empirical approach. *Geophysics*, 77(4), 89-97.
- Haber, E., & Oldenburg, D. (1997). Joint inversion: A structural approach. *Inverse problems*, 13(1), 63.
- Harding, T., Radcliffe, N., & King, P. (1996). *Optimisation of production strategies using stochastic search methods*. Communication présentée à European 3-D Reservoir Modelling Conference, 16-17 April, , Stavanger, Norway.
- He, X., Sonnenborg, T., Jørgensen, F., & Jensen, K. H. (2014). The effect of training image and secondary data integration with multiple-point geostatistics in groundwater modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(8), 2943-2954.
- Hiscott, R. N. (1995). Roches clastiques de l'Ordovicien moyen de la Zone de Humber et de la Plate-forme du Saint-Laurent. *Géologie de l'orogène appalachien-calédonien au Canada et au Groenland - Géologie du Canada no 6*. Commission géologique du Canada. p. 96-109.

- Hissein, A. D. (2011). *Basses-Terres du Saint-Laurent et leur potentiel en hydrocarbure.*, Mémoire de Maîtrise en Science de la Terre de l'Université de Laval Quebec.158 p.
- Howlett, D. (2012). Regional-scale three-dimensional geological modeling of the St. Lawrence and Ottawa valleys for geohazard assessment. *BSc Honours thesis, U. Waterloo.*
- Hu, L., & Chugunova, T. (2008). Multiple-point geostatistics for modeling subsurface heterogeneity: A comprehensive review. *Water Resources Research, 44*(11).
- Hu, L. Y. (2000). Gradual deformation and iterative calibration of Gaussian-related stochastic models. *Mathematical Geology, 32*(1), 87-108.
- Hu, L. Y. (2002). Combination of dependent realizations within the gradual deformation method. *Mathematical Geology, 34*(8), 953-963.
- Huang, H., & Palacky, G. (1991). Damped least-squares inversion of time-domain airborne EM data based on singular value decomposition. *Geophysical Prospecting, 39*(6), 827-844.
- Hubbard, S. S., & Rubin, Y. (2005). Introduction to hydrogeophysics. *Hydrogeophysics*: Springer. p. 3-21.
- Huisman, J. A., Rings, J., Vrugt, J. A., Sorg, J., & Vereecken, H. (2010). Hydraulic properties of a model dike from coupled Bayesian and multi-criteria hydrogeophysical inversion. *Journal of Hydrology, 380*(1), 62-73. doi:Doi 10.1016/j.jhydrol.2009.10.023
- Jackson, D. D. (1972). Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data. *Geophysical Journal International, 28*(2), 97-109.
- Johnson, N., Revenga, C., & Echeverria, J. (2001). Ecology - Managing water for people and nature. *Science, 292*(5519), 1071-1072. doi:DOI 10.1126/science.1058821
- Journel, A., & Zhang, T. (2006). The necessity of a multiple-point prior model. *Mathematical Geology, 38*(5), 591-610.
- Journel, A. G. (1974). Geostatistics for conditional simulation of ore bodies. *Economic Geology, 69*(5), 673-687.
- Journel, A. G. (1994). Modeling uncertainty: some conceptual thoughts. *Geostatistics for the next century*: Springer. p. 30-43.
- Journel, A. G., & Huijbregts, C. J. (1978). *Mining geostatistics*: Academic press, New York, 600 P.
- Jupp, D., & Vozoff, K. (1975). Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophysical Journal International, 42*(3), 957-976.
- Kaufman, A. A., & Keller, G. V. (1983). *Frequency and transient soundings*: Springer.

- Kirkpatrick, S. (1984). Optimization by simulated annealing: Quantitative studies. *Journal of statistical physics*, 34(5), 975-986.
- Kirsch, A. (2011). *An introduction to the mathematical theory of inverse problems* (vol. 120): Springer Science & Business Media.
- Kozhevnikov, N. O., & Antonov, E. Y. (2008). Inversion of TEM data affected by fast-decaying induced polarization: Numerical simulation experiment with homogeneous half-space. *Journal of Applied Geophysics*, 66(1), 31-43.
- Krivocheva, S. (2002). *Application des méthodes électromagnétiques transitoires à la prospection des aquifères profonds*. Thèse de Doctorat, École polytechnique.237
- Krivocheva, S., & Chouteau, M. (2001). Improvement in 1D TDEM interpretation by simultaneous inversion of data from two loop configurations. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 6(1), 19-32.
- Lamothe, M. (1985). *Lithostratigraphy and Geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St-Pierre les Becquets area, Quebec*. Ph.D., The University of Western Ontario (Canada), Ann Arbor. Accessible par ProQuest Dissertations & Theses Global.1
- Lamothe, M. (1987). *Pleistocene stratigraphy in the St-Lawrence lowland and the Appalachians of southern Québec: a field guide* (vol. 4): Dép. de géologie.
- Lamothe, M. (1989). A new framework for the Pleistocene stratigraphy of the central St. Lawrence Lowland, southern Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(2), 119-129.
- Lanczos, C. (1961). Linear differential operators. *Van Nostrand, Princeton*, 665-679.
- Lantuéjoul, C. (2002). *Geostatistical simulation: models and algorithms*: Springer, Berlin 256pp.
- Lavoie, A.-C. (1998). *Application de la méthode des sondages électriques à la caractérisation des aquifères et des dépôts meubles, Basses-Terres du St-Laurent, région Nord de Montréal*. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- Lawson, C. L., & Hanson, R. J. (1974). Solving least squares problems. *Prentice-Hall Series in Automatic Computation, Englewood Cliffs: Prentice-Hall*, 1974.
- Le Ravalec-Dupin, M., & Hu, L. (2007). Combining the pilot point and gradual deformation methods for calibrating permeability models to dynamic data. *Oil & Gas Science and Technology-Revue de l'IFP*, 62(2), 169-180.
- Lee, S.-Y., Carle, S. F., & Fogg, G. E. (2007). Geologic heterogeneity and a comparison of two geostatistical models: Sequential Gaussian and transition probability-based geostatistical simulation. *Advances in Water Resources*, 30(9), 1914-1932.

- Lefebvre, R., Rivard, C., Carrier, M.-A., Gloaguen, E., Parent, M., Pugin, A., Pullan, S., Benoît, N., Beaudry, C., & Ballard, J.-M. (2011). Integrated regional characterization of the Montérégie Est aquifer system, Quebec, Canada. *Paper*, 2332, 28-31.
- Legault, J. M., Prikhodko, A., Dodds, D. J., Macnae, J. C., & Oldenborger, G. A. (2012). *Results of recent VTEM helicopter system development testing over the Spiritwood Valley aquifer, Manitoba*. Communication présentée à 25th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering & Environmental Problems.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of applied mathematics*, 2(2), 164-168.
- Lévy, P. (1937). Théorie de l'addition des variables aléatoires. *Gauthiers-Villars, Paris*.
- Ley-Cooper, A. Y., Macnae, J., & Viezzoli, A. (2010). Breaks in lithology: Interpretation problems when handling 2D structures with a 1D approximation. *Geophysics*, 75(4), 179-188.
- Lines, L., & Treitel, S. (1984). Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical prospecting*, 32(2), 159-186.
- Lines, L. R., Schultz, A. K., & Treitel, S. (1988). Cooperative inversion of geophysical data. *Geophysics*, 53(1), 8-20.
- Luo, Y., Zhu, L., Zhao, Z., Han, Z., Lu, S., & Legault, J. M. (2015). *Application prospects of VTEM helicopter time-domain electromagnetics in China*. Communication présentée à International Workshop and Gravity, Electrical & Magnetic Methods and their Applications, Chengdu, China, 19-22 April 2015 (p. 285-288).
- MacInnes, S. C., Snyder, D. D., George, D. C., & Zonge, K. L. (2002). Model-based UXO classification based on static 3-component TEM measurements. *SAGEEP 2002*.
- Mallet, J.-L. (2002). *Geomodeling*: Oxford University Press.
- Mallet, J. (1992). GOCAD: a computer aided design program for geological applications. *Three-dimensional modeling with geoscientific information systems*, 354, 123-142.
- Mantica, S., Cominelli, A., & Mantica, G. (2001). *Combining global and local optimization techniques for automatic history matching production and seismic data*. Communication présentée à SPE Reservoir Simulation Symposium.
- Marcotte, D. (1991). Cokriging with MATLAB. *Computers & Geosciences*, 17(9), 1265-1280.
- Marcotte, D. (1996). Fast variogram computation with FFT. *Computers & Geosciences*, 22(10), 1175-1186.
- Mariethoz, G., Renard, P., Cornaton, F., & Jaquet, O. (2009). Truncated plurigaussian simulations to characterize aquifer heterogeneity. *Ground Water*, 47(1), 13-24.

- Mariethoz, G., Renard, P., & Straubhaar, J. (2010). The Direct Sampling method to perform multiple-point geostatistical simulations. *Water Resources Research*, 46(11).
- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431-441.
- Matheron, G. (1963). Principles of geostatistics. *Economic geology*, 58(8), 1246-1266.
- Matheron, G., Beucher, H., De Fouquet, C., Galli, A., Guerillot, D., & Ravenne, C. (1987). *Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs*. Communication présentée à SPE Annual Technical Conference and Exhibition.
- Mattax, C. C., & Dalton, R. L. (1990). Reservoir Simulation *Journal of Petroleum Technology*, 42(06), 692-695.
- Maxwell, J. C. (1881). *A treatise on electricity and magnetism* (vol. 1): Clarendon press.
- McNeill, J. D. (1990). Use of electromagnetic methods for groundwater studies. *Geotechnical and environmental geophysics*, 1, 191-218.
- Meier, P. M., Carrera, J., & Sanchez-Vila, X. (1998). An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resources Research*, 34(5), 1011-1025. doi:Doi 10.1029/98wr00008
- Meju, M. A. (1994a). Biased estimation: a simple framework for inversion and uncertainty analysis with prior information. *Geophysical Journal International*, 119(2), 521-528.
- Menke, W. (1989). *Discrete inverse theory*. Orlando, Florida: Academic Press.
- Millet, E. (2013). *Modélisation de l'hétérogénéité de l'aquifère deltaïque de Valcartier et son impact sur la dispersivité et l'âge de l'eau souterraine*. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs du Québec (MDDEFP) (2009). Système d'information hydrogéologique (SIH). Gouvernement du Québec, Direction des politiques de l'eau, base de données géospatiales distribuée en 2009.
- Nabighian, M. N. (1979). Quasi-static transient response of a conducting half-space-An approximate representation. *Geophysics*, 44(10), 1700-1705.
- Nabighian, M. N. (1988). Electromagnetic methods in applied geophysics—Theory (Volume 1). *Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK*.
- Occhietti, S. (1990). Lithostratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent: méthode, cadre conceptuel et séquences sédimentaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 137-145.
- Oliver, D. S., & Chen, Y. (2011). Recent progress on reservoir history matching: a review. *Computational Geosciences*, 15(1), 185-221.

- Oliver, D. S., Reynolds, A. C., Bi, Z., & Abacioglu, Y. (2001). Integration of production data into reservoir models. *Petroleum Geoscience*, 7(S), S65-S73.
- Ouenes, A., & Bhagavan, S. (1994). *Application of simulated annealing and other global optimization methods to reservoir description: myths and realities*. Communication présentée à SPE Annual Technical Conference and Exhibition.
- Ouenes, A., Doddi, R. S., Lin, Y., Cunningham, G., & Saad, N. (1994). *A new approach combining neural networks and simulated annealing for solving petroleum inverse problems*. Communication présentée à ECMOR IV-4th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery.
- Paradigm. (2009). *Gocad 2009: Simulating Facies Models With Multipoints Statistics. User Manual*.
- Parent, M. (1987). *Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, Southeastern Quebec*. Ph.D., The University of Western Ontario (Canada), Ann Arbor. Accessible par ProQuest Dissertations & Theses Global.1
- Parker, R. L. (1994). *Geophysical inverse theory*: Princeton university press.
- Parkin, G., Redman, D., Bertoldi, P. V., & Zhang, Z. (2000). Measurement of soil water content below a wastewater trench using ground-penetrating radar. *Water Resources Research*, 36(8), 2147-2154.
- Pourpak, H. (2008). *Méthodologie de déformation graduelle de modèles de réservoir hétérogène fracturé contraints par des mesures d'écoulement aux puits*. Université de Poitiers. UFR des sciences fondamentales et appliquées.
- Raiche, A., Jupp, D., Rutter, H., & Vozoff, K. (1985). The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics*, 50(10), 1618-1627.
- Remy, N. (2005). S-GeMS: the Stanford geostatistical modeling software: a tool for new algorithms development. *Geostatistics Banff 2004*: Springer. p. 865-871.
- Reninger, P.-A. (2012). *Méthodologie d'analyse de levés électromagnétiques aéroportés en domaine temporel pour la caractérisation géologique et hydrogéologique*. Université d'Orléans. 191 p. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00802431>
- Rezaee, H. (2017). *Improved Conditioning to Hard, Soft and Dynamic Data In Multiple-Point Geostatistical Simulation*. École Polytechnique de Montréal.
- Rezaee, H., & Marcotte, D. (2017). Integration of multiple soft data sets in MPS thru multinomial logistic regression: a case study of gas hydrates. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31(7), 1727-1745.

Rezaee, H., & Marcotte, D. (2018). Calibration of categorical simulations by evolutionary gradual deformation method. *Computational Geosciences*, 22(2), 587-605. doi:10.1007/s10596-017-9711-7

Rezaee, H., Marcotte, D., Tahmasebi, P., & Saucier, A. (2015). Multiple-point geostatistical simulation using enriched pattern databases. *Stochastic environmental research and risk assessment*, 29(3), 893-913.

Rezaee, H., Mariethoz, G., Koneshloo, M., & Asghari, O. (2013). Multiple-point geostatistical simulation using the bunch-pasting direct sampling method. *Computers & Geosciences*, 54, 293-308.

Rivest, M., & Marcotte, D. (2012). Kriging groundwater solute concentrations using flow coordinates and nonstationary covariance functions. *Journal of hydrology*, 472, 238-253.

Rivest, M., Marcotte, D., & Pasquier, P. (2008). Hydraulic head field estimation using kriging with an external drift: A way to consider conceptual model information. *Journal of hydrology*, 361(3-4), 349-361.

Rongier, G. (2016). *Connectivity of Channelized Sedimentary Bodies: Analysis and Simulation Strategies in Subsurface Modeling*. Ph.D. thesis, Universite de Lorraine/Universite de Neuchatel, Nancy, France/Neuchatel, Switzerland. <http://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01371350.>

Ross, M., Parent, M., Lefebvre, R., & Martel, R. (2002). *3D geologic framework for regional hydrogeology and land-use management; a case study from southwestern Quebec, Canada*. Communication présentée à RC Berg and LH Thorleifson (convenors), Three-dimensional geological mapping for groundwater applications, workshop extended abstracts, Geological Survey of Canada, Open File (vol. 1449, p. 52-55).

Sailhac, P., Bano, M., Behaegel, M., Girard, J. F., Para, E. F., Ledo, J., Marquis, G., Matthey, P. D., & Ortega-Ramirez, J. (2009). Characterizing the vadose zone and a perched aquifer near the Vosges ridge at the La Soutte experimental site, Obernai, France. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10-11), 818-830. doi:10.1016/j.crte.2009.07.015

Sánchez-Vila, X., Meier, P. M., & Carrera, J. (1999). Pumping tests in heterogeneous aquifers: An analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. *Water Resources Research*, 35(4), 943-952.

Sattel, D. (2009). An overview of helicopter time-domain EM systems. *ASEG Extended Abstracts*, 2009(1), 1-6.

Schmutz, M., Albouy, Y., Guérin, R., Maquaire, O., Vassal, J., Schott, J.-J., & Descloîtres, M. (2000). Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super Sauze earthflow (France). *Surveys in Geophysics*, 21(4), 371-390.

Shahkarami, A. (2014). *Assisted history matching using pattern recognition technology*. Ph.D., West Virginia University, Ann Arbor. Accessible par ProQuest Dissertations & Theses Global.242

Shamsipour, P., Marcotte, D., Chouteau, M., & Keating, P. (2010). 3D stochastic inversion of gravity data using cokriging and cosimulation. *Geophysics*, 75(1), I1-I10.

Singha, K., & Gorelick, S. M. (2005). Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. *Water Resources Research*, 41(5). doi: Doi 10.1029/2004WR003460

Slivitzky, A., & St-Julien, P. (1987). *Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce*: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, Rapport MM 85-04, 48 p.

Soares, A. (2001). Direct sequential simulation and cosimulation. *Mathematical Geology*, 33(8), 911-926.

Sophocleous, M. (2002). Environmental implications of intensive groundwater use with special regard to streams and wetlands. *Intensive use of groundwater: challenges and opportunities*. CRC Press, Boca Raton, Louisiana, 93-112.

Sørensen, K. I., & Auken, E. (2004). SkyTEM—a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Exploration Geophysics*, 35(3), 194-202.

Spies, B. R., & Frischknecht, F. C. (1991). Electromagnetic sounding. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 2(Part A), 285-426.

Straubhaar, J., Renard, P., Mariethoz, G., Froidevaux, R., & Besson, O. (2011). An improved parallel multiple-point algorithm using a list approach. *Mathematical Geosciences*, 43(3), 305-328.

Strebelle, S. B. (2000). *Sequential simulation drawing structures from training images*. Ph.D., Stanford University, Ann Arbor. Accessible par ProQuest Dissertations & Theses Global.187 P.

Strebelle, S. B. (2002). Conditional simulation of complex geological structures using multiple-point statistics. *Mathematical Geology*, 34(1), 1-21.

Suzuki, S. (2004). *Effect of structure geometry on history matching faulted reservoirs*.: SCRF report 14, Stanford University.

Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*: Society for Industrial and Applied Mathematics, 348 p. doi:10.1137/1.9780898717921.

Tarantola, A., & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 219-232.

Telfer, A. L., Berens, V., Hatch, M., & Palfreyman, C. (2005). Instream NanoTEM: Providing increased resolution to stream salinisation and floodplain processes along the River Murray, southeast Australia. *Australian Journal of Water Resources*, 9(2), 155-161. doi:Doi 10.1080/13241583.2005.11465273

- Tikhonov, A. N., & Arsenin, V. Y. (1977). Solutions of Ill-Posed Problems. *Winston, Washington, DC, (Vol. 14)*, 95-108.
- Tikhonov, A. N., Goncharsky, A., Stepanov, V., & Yagola, A. G. (2013). *Numerical methods for the solution of ill-posed problems* (vol. 328): Springer Science & Business Media.
- Topp, G. C., Davis, J. L., & Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water resources research*, 16(3), 574-582.
- Vallée, M. A., & Smith, R. S. (2009). Application of Occam's inversion to airborne time-domain electromagnetics. *The leading edge*, 28(3), 284-287.
- Verma, R. (1980). Equivalence in electromagnetic (frequency) sounding. *Geophysical Prospecting*, 28(5), 776-791.
- Verscheure, M. (2010). *Inversion conjointe des propriétés géométriques et hydrauliques d'un modèle stochastique de réservoirs faillés et fracturés*. École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Viezzoli, A., Christiansen, A. V., Auken, E., & Sørensen, K. (2008). Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. *Geophysics*, 73(3), F105-F113.
- Viezzoli, A., Jørgensen, F., & Sørensen, C. (2013). Flawed processing of airborne EM data affecting hydrogeological interpretation. *Groundwater*, 51(2), 191-202. doi:Doi 10.1111/j.1745-6584.2012.00958.x
- Vozoff, K., & Jupp, D. (1975). Joint inversion of geophysical data. *Geophysical Journal International*, 42(3), 977-991. doi:DOI 10.1111/j.1365-246X.1975.tb06462.x
- Ward, S. H., & Hohmann, G. W. (1988). *Electromagnetic theory for geophysical applications*. Communication présentée à Electromagnetic methods in applied geophysics (vol. 1, p. 131-311).
- Ward, W. O., Wilkinson, P. B., Chambers, J. E., Oxby, L. S., & Bai, L. (2014). Distribution-based fuzzy clustering of electrical resistivity tomography images for interface detection. *Geophysical Journal International*, 197(1), 310-321.
- Weiler, K. W., Steenhuis, T. S., Boll, J., & Kung, K.-J. S. (1998). Comparison of ground penetrating radar and time-domain reflectometry as soil water sensors. *Soil Science Society of America Journal*, 62(5), 1237-1239.
- Witherly, K., & Irvine, R. (2007). *Mapping targets of high conductance with the VTEM airborne EM system: 19th International Geophysical Conference and Exhibition, ASEG*. Communication présentée à Extended Abstracts.
- Witherly, K., Irvine, R., & Morrison, E. B. (2004). The Geotech VTEM time domain helicopter EM system. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004*: Society of Exploration Geophysicists. p. 1217-1220.

Wolfgram, P., Sattel, D., & Christensen, N. B. (2003). Approximate 2D inversion of AEM data. *Exploration Geophysics*, 34(1/2), 29-33.

Yeh, W. W. G. (1986). Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: The inverse problem. *Water Resources Research*, 22(2), 95-108.

Ying, Z., & Gomez-Hernandez, J. J. (2000). *An improved deformation algorithm for automatic history matching*. (Rapport n° 13). Stanford Center for Reservoir Forecasting (SCRF) Annual Report, Stanford, CA:

Zegelin, S. J., White, I., & Jenkins, D. R. (1989). Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. *Water Resources Research*, 25(11), 2367-2376.

Zhang, T. (2006). *Filter-based training pattern classification for spatial pattern simulation*. Ph.D, Stanford University.

Zhang, T., Switzer, P., & Journel, A. (2006). Filter-based classification of training image patterns for spatial simulation. *Mathematical Geology*, 38(1), 63-80.

Zinn, B., & Harvey, C. F. (2003). When good statistical models of aquifer heterogeneity go bad: A comparison of flow, dispersion, and mass transfer in connected and multivariate Gaussian hydraulic conductivity fields. *Water Resources Research*, 39(3).

ANNEXE A - DÉTECTION DE L'UNITÉ S_s PAR LE *VTEM-plus* ET LE *NanoTEM*

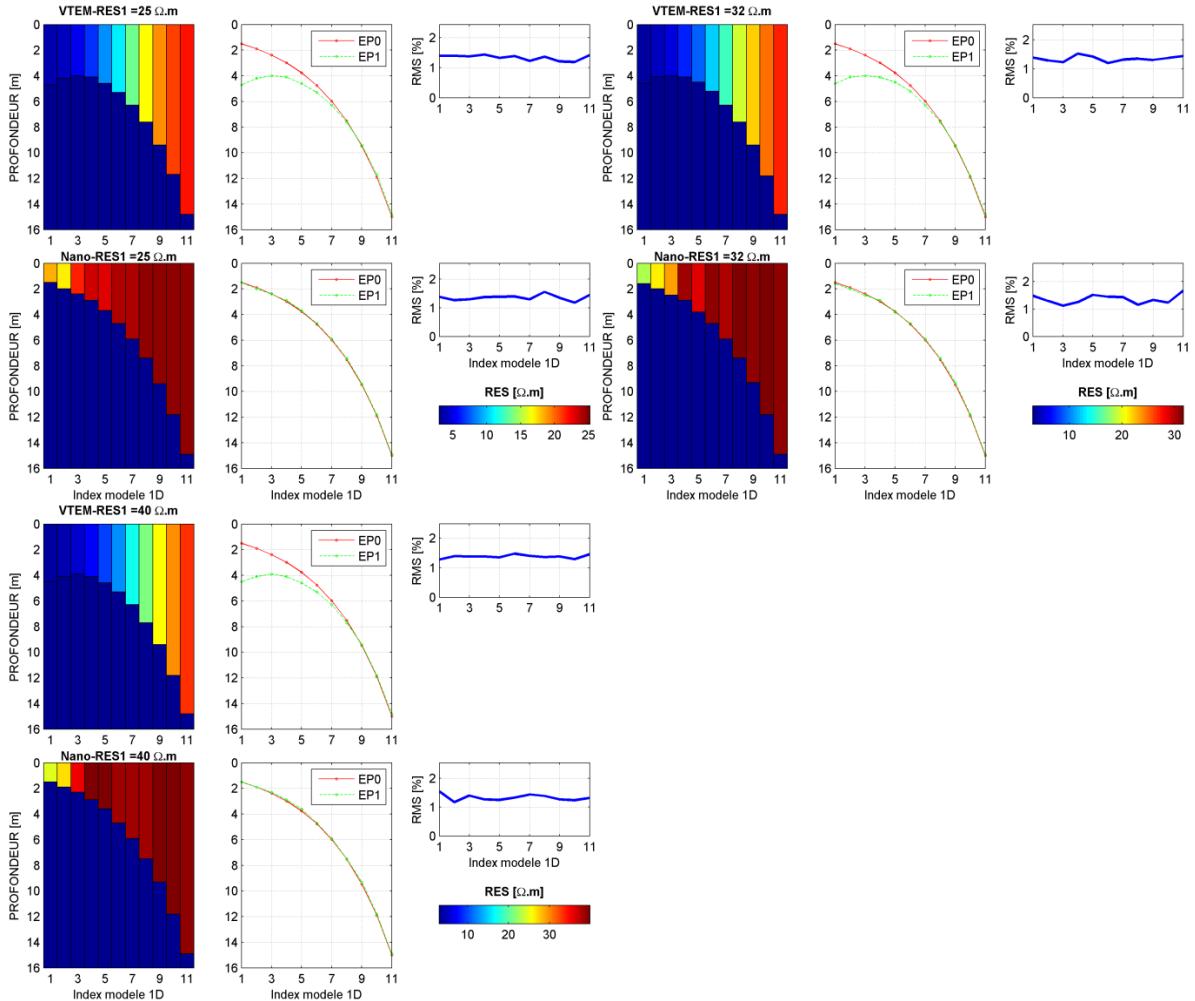


Figure 11.1: Systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM* : résultats de la modélisation de la capacité de détection de l'unité de sable de surface ($\Omega \cdot m$) située au-dessus de l'unité d'argile marine à $\Omega \cdot m$. Les épaisseurs de l'unité A_m varient géométriquement de 1.5 à 15 m d'un facteur multiplicatif de 1.26. *EP0* et *EP1* sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion.

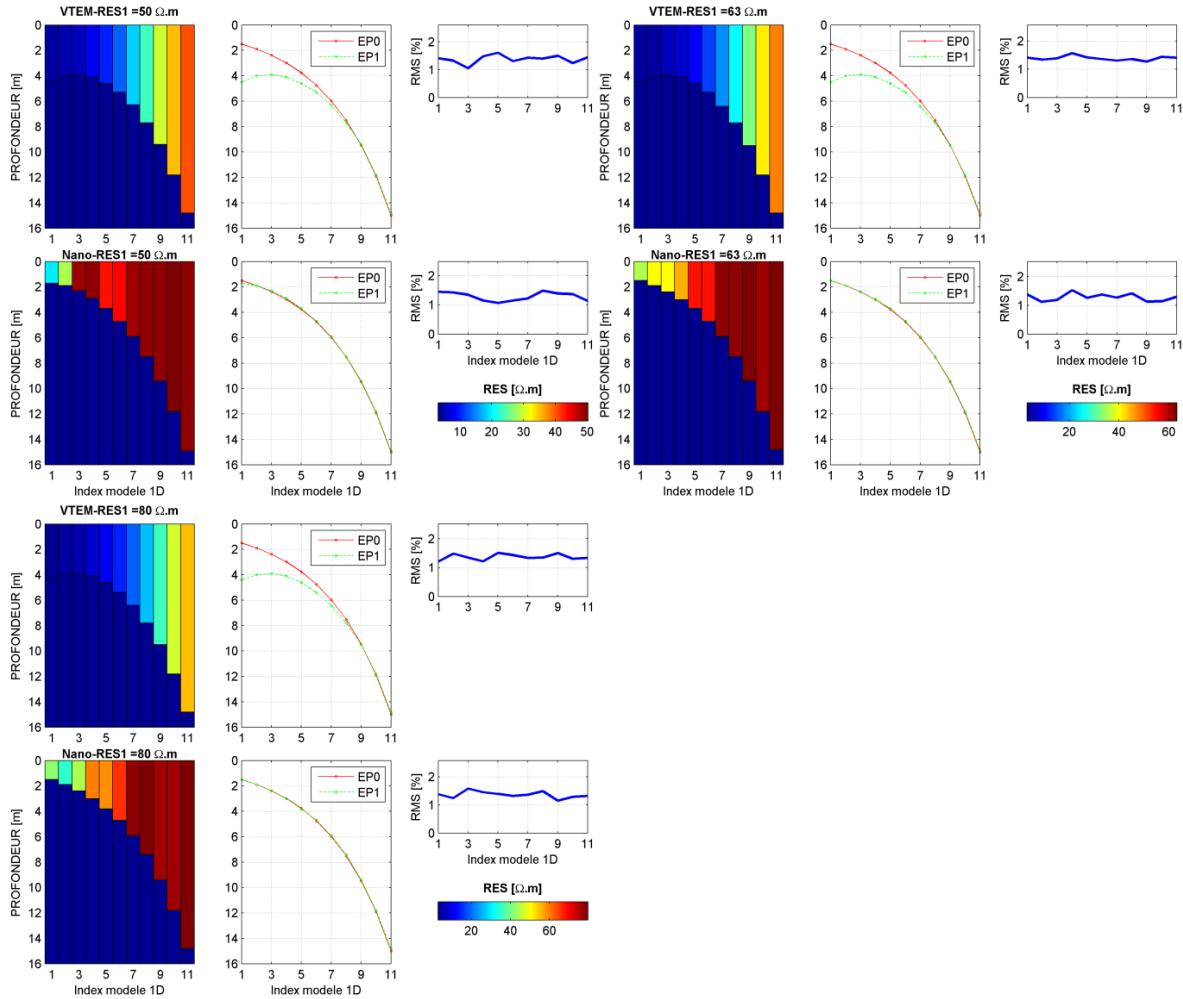


Figure 11.2: Systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM* : résultats de la modélisation de la capacité de détection de l'unité de sable de surface (à 50 Ω.m, 63 Ω.m et 80 Ω.m) située au-dessus de l'unité d'argile marine à 3 Ω.m. Les épaisseurs de l'unité *Am* varient géométriquement de 1.5 à 15 m d'un facteur multiplicatif de 1.26. *EP0* et *EP1* sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion.

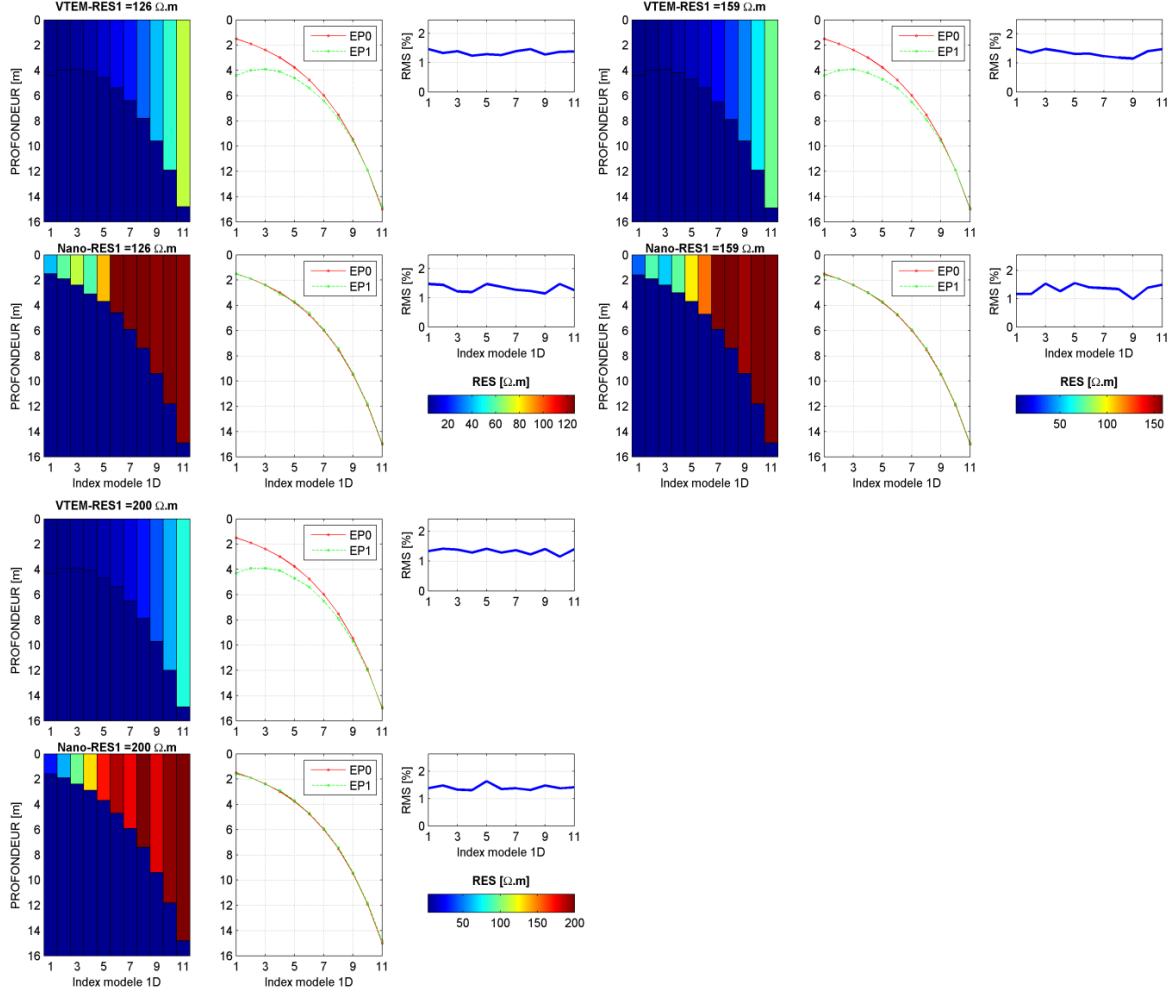


Figure 11.3: Systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM* : résultats de la modélisation de la capacité de détection de l'unité de sable de surface (à $126 \Omega\text{.m}$, $159 \Omega\text{.m}$ et $200 \Omega\text{.m}$) située au-dessus de l'unité d'argile marine à $3 \Omega\text{.m}$. Les épaisseurs de l'unité A_m varient géométriquement de 1.5 à 15 m d'un facteur multiplicatif de 1.26. *EP0* et *EP1* sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion.

ANNEXE B - DÉTECTION DU ROC PAR LE VTEM-PLUS ET LE NanoTEM

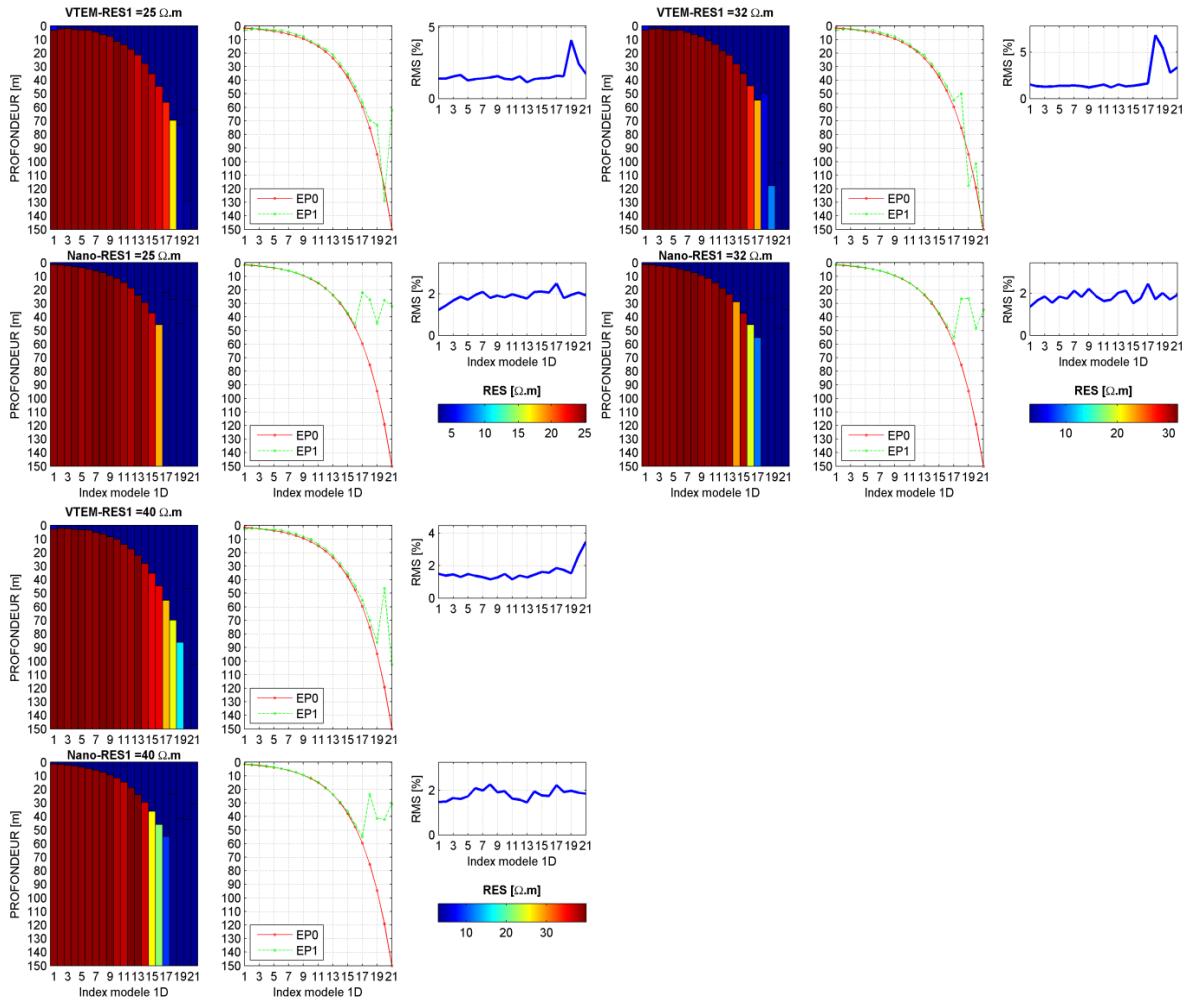


Figure 11.4: Systèmes VTEM-plus et NanoTEM : résultats de la modélisation de la profondeur d'exploration au roc (à 25 Ω.m, 32 Ω.m et 40 Ω.m) situé en dessous de l'unité d'argile marine à 3 Ω.m. Les épaisseurs de l'unité *Am* varient géométriquement de 1.5 à 150 m d'un facteur multiplicatif de 1.58. *EP0* et *EP1* sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion.

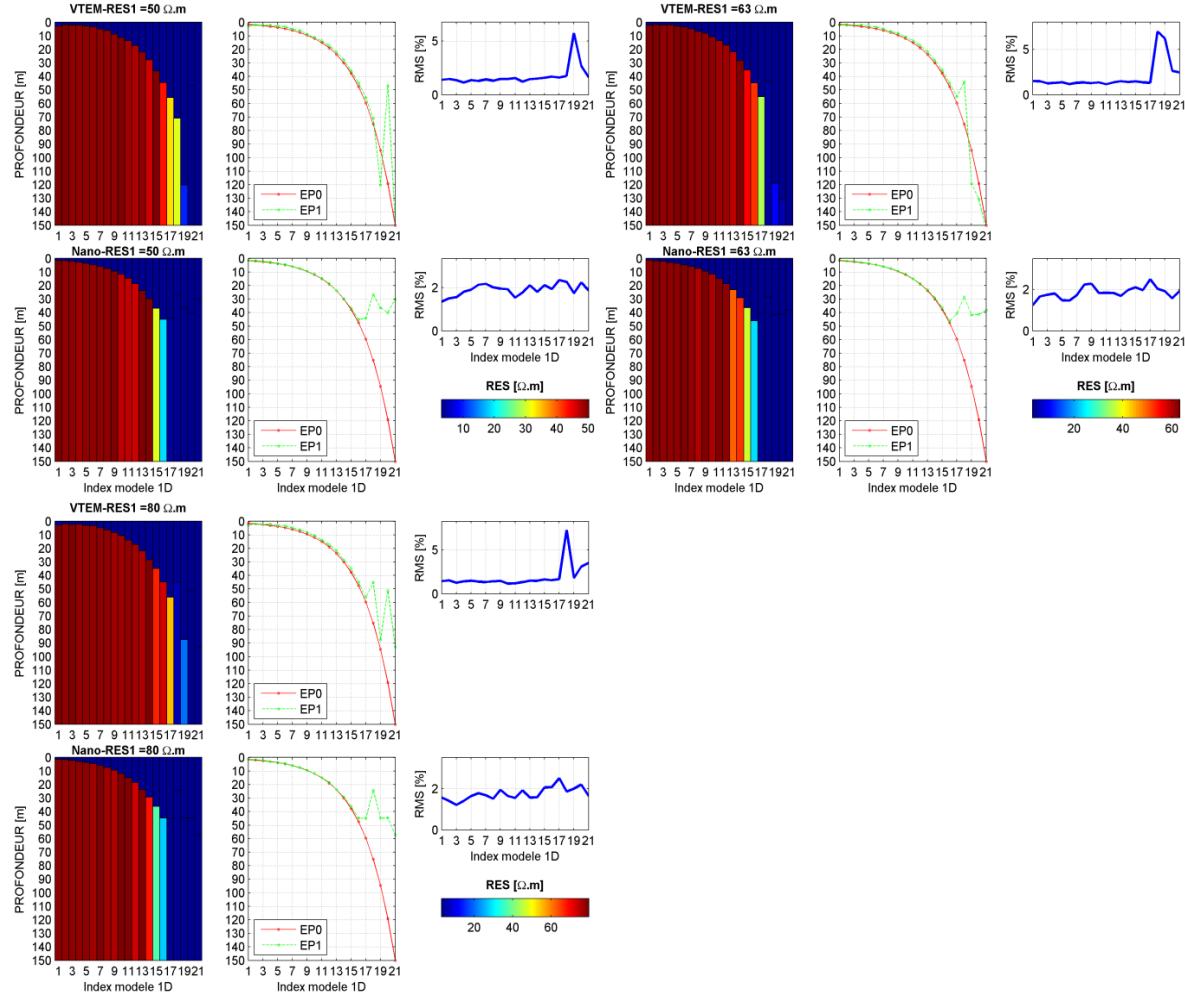


Figure 11.5: Systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM* : résultats de la modélisation de la profondeur d'exploration au roc (à $50 \Omega\text{.m}$, $63 \Omega\text{.m}$ et $80 \Omega\text{.m}$) situé en dessous de l'unité d'argile marine à $3 \Omega\text{.m}$. Les épaisseurs de l'unité *Am* varient géométriquement de 1.5 à 150 m d'un facteur multiplicatif de 1.58. *EP0* et *EP1* sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion.

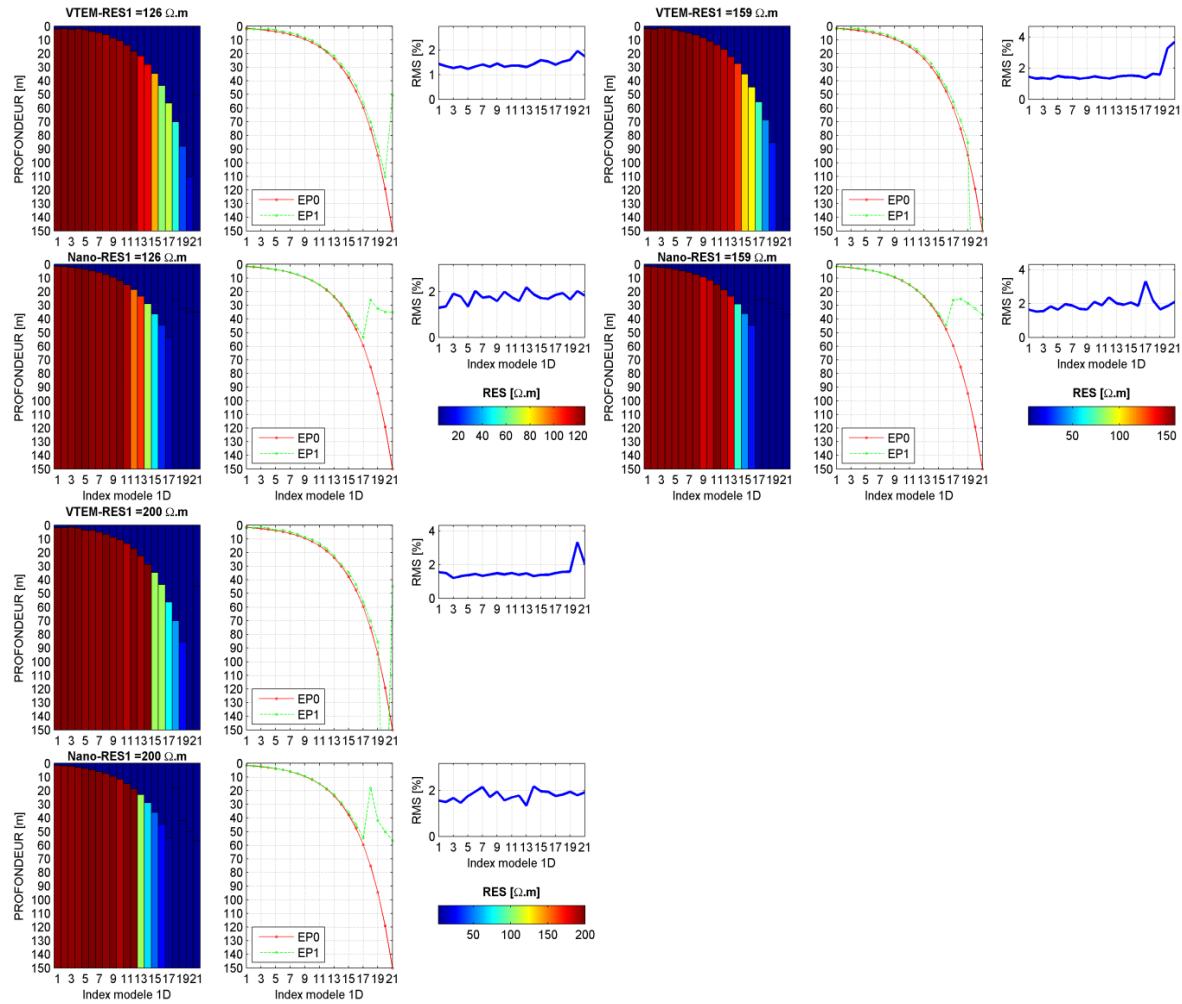


Figure 11.6: Systèmes *VTEM-plus* et *NanoTEM* : résultats de la modélisation de la profondeur d'exploration au roc (à 126 Ω.m, 159 Ω.m et 200 Ω.m) situé en dessous de l'unité d'argile marine à 3 Ω.m. Les épaisseurs de l'unité *Am* varient géométriquement de 1.5 à 150 m par un facteur multiplicatif de 1.58. *EP0* et *EP1* sont respectivement les épaisseurs utilisées pour et retournées par l'inversion.

ANNEXE C - RÉSULTATS INVERSION PROFILS VTEM-PLUS

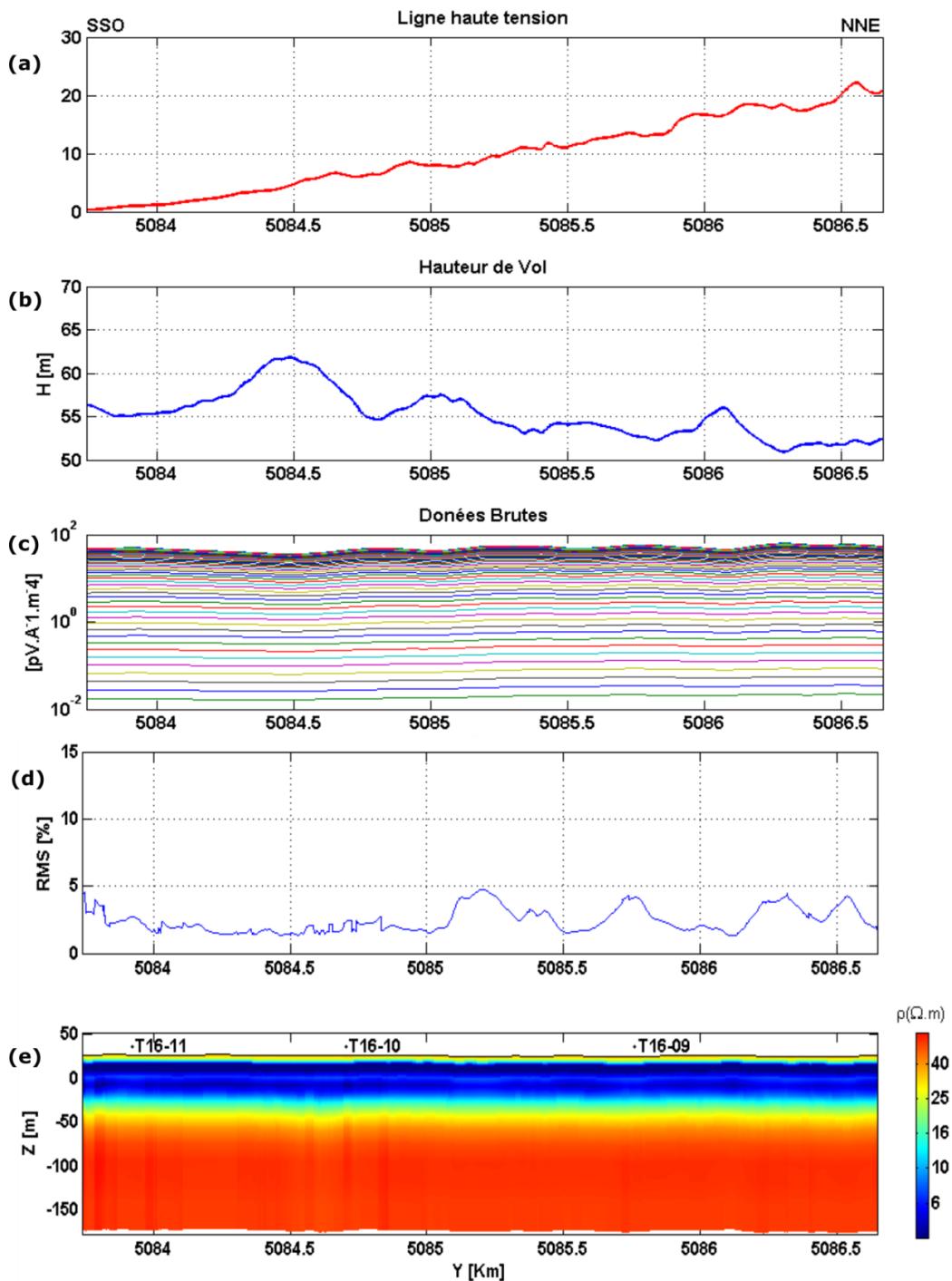


Figure 11.7: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes db_z/dt_{obs} brutes (c), les courbes db_z/dt_{obs} après traitement (d), et le modèle géoélectrique (e) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil *L1000 VTEM-plus*.

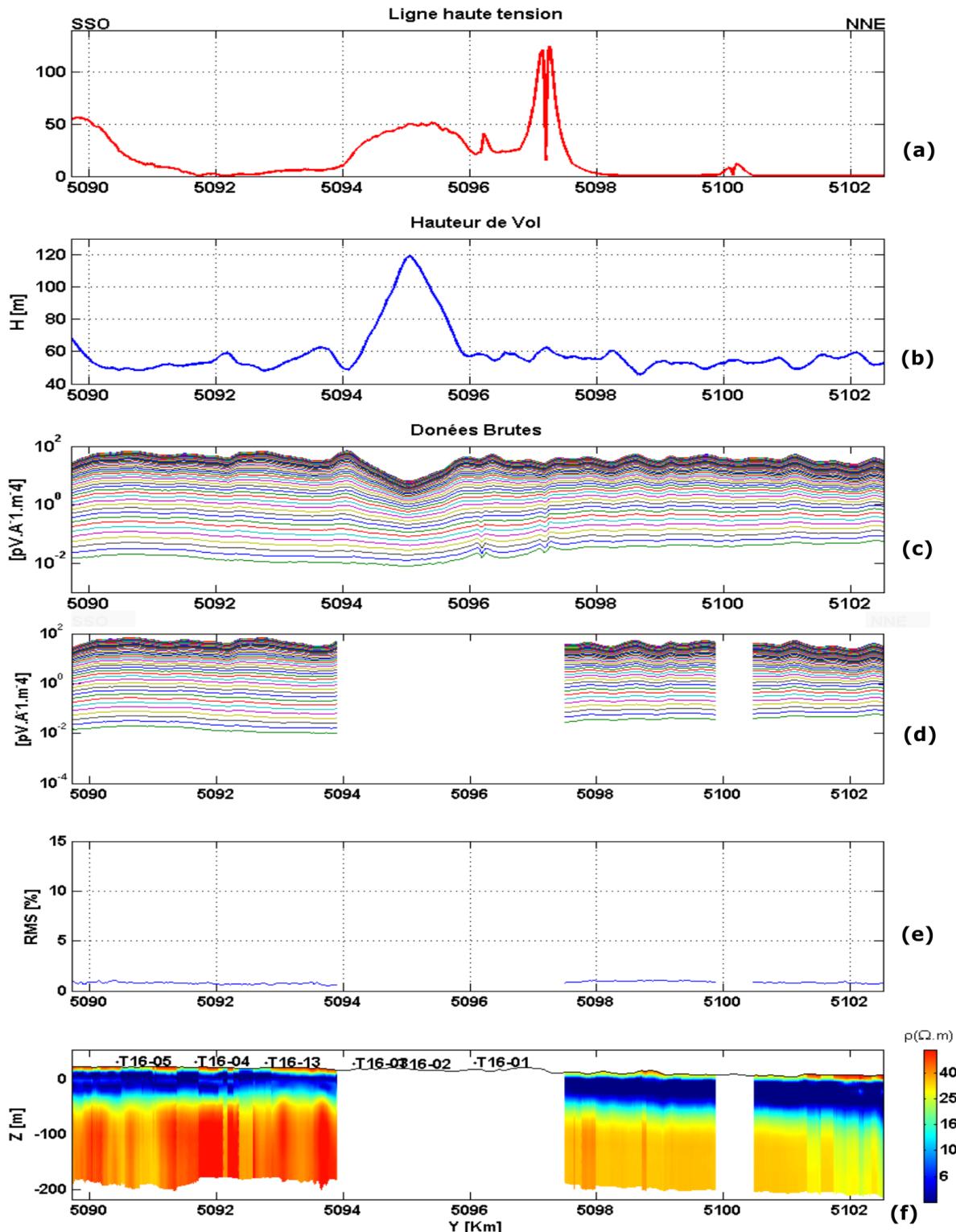


Figure 11.8: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes db_z/dt_{obs} brutes (c), les courbes db_z/dt_{obs} après traitement (d), et le modèle géoélectrique (f) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil *L1001VTEM-plus*.

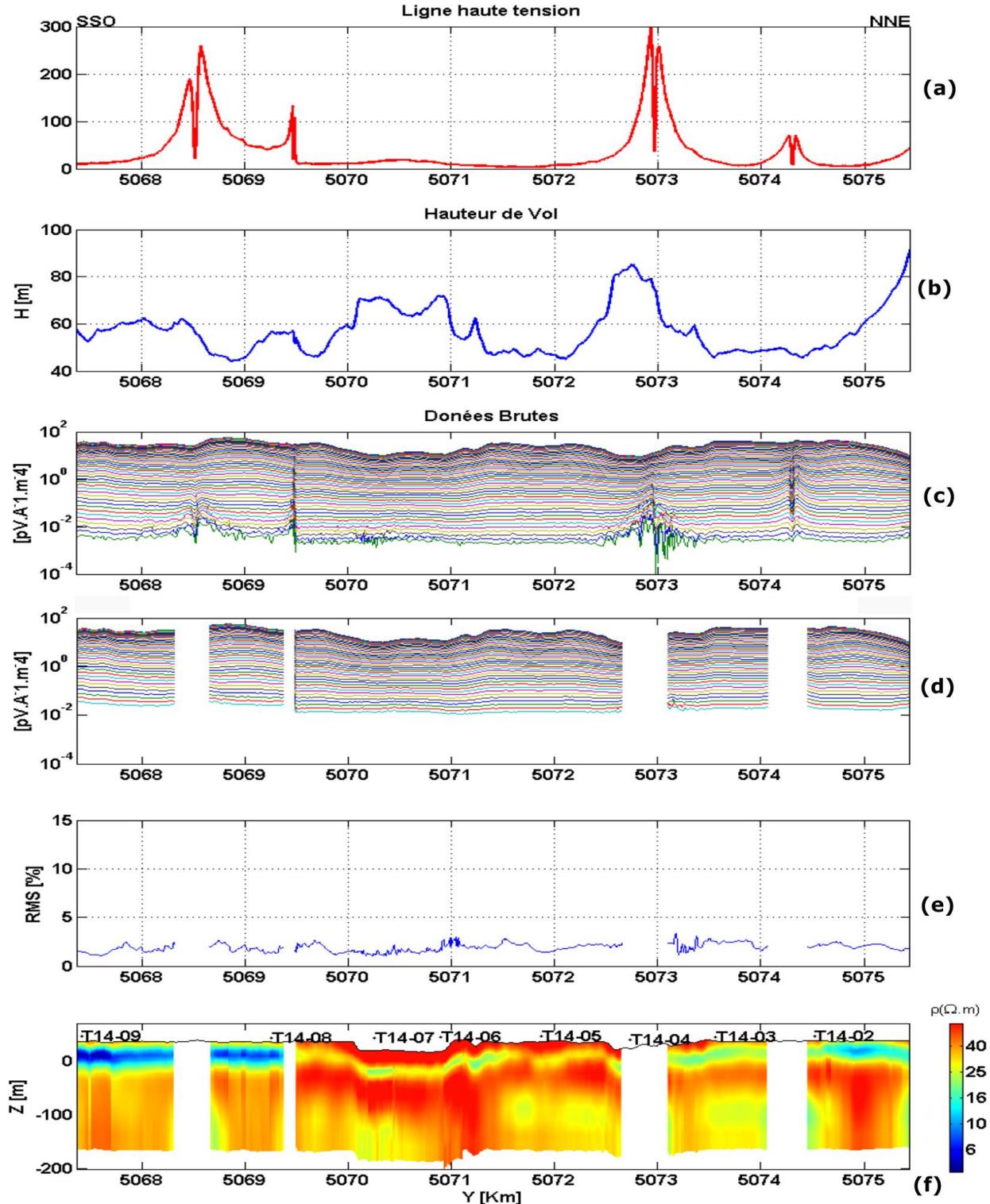


Figure 11.9: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes db_z/dt_{obs} brutes (c), les courbes db_z/dt_{obs} après traitement (d), et le modèle géoélectrique (f) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil L5000 VTEM-plus.

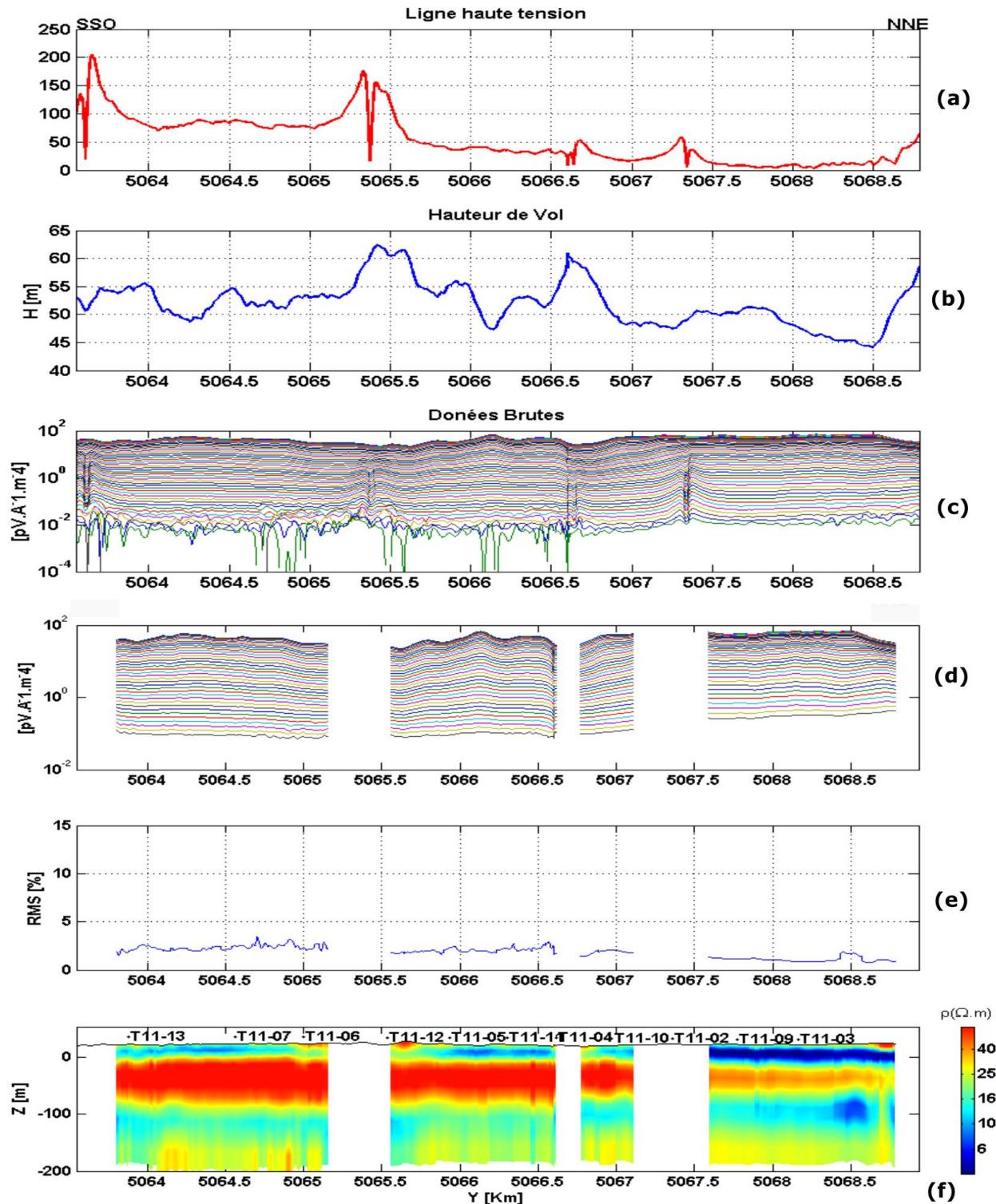


Figure 11.10: Présentation du monitoring (a), la hauteur de vol du dispositif de mesure (b), les courbes db_z/dt_{obs} brutes (c), les courbes db_z/dt_{obs} après traitement (d), et le modèle géoélectrique (f) et le rms (e) retournés par l'inversion 1D du profil L7000 VTEM-plus.

ANNEXE D - AJUSTEMENTS db_z/dt_{obs} NANOTEM GDM SÉRIE 1 DU PROFIL L6000-T16

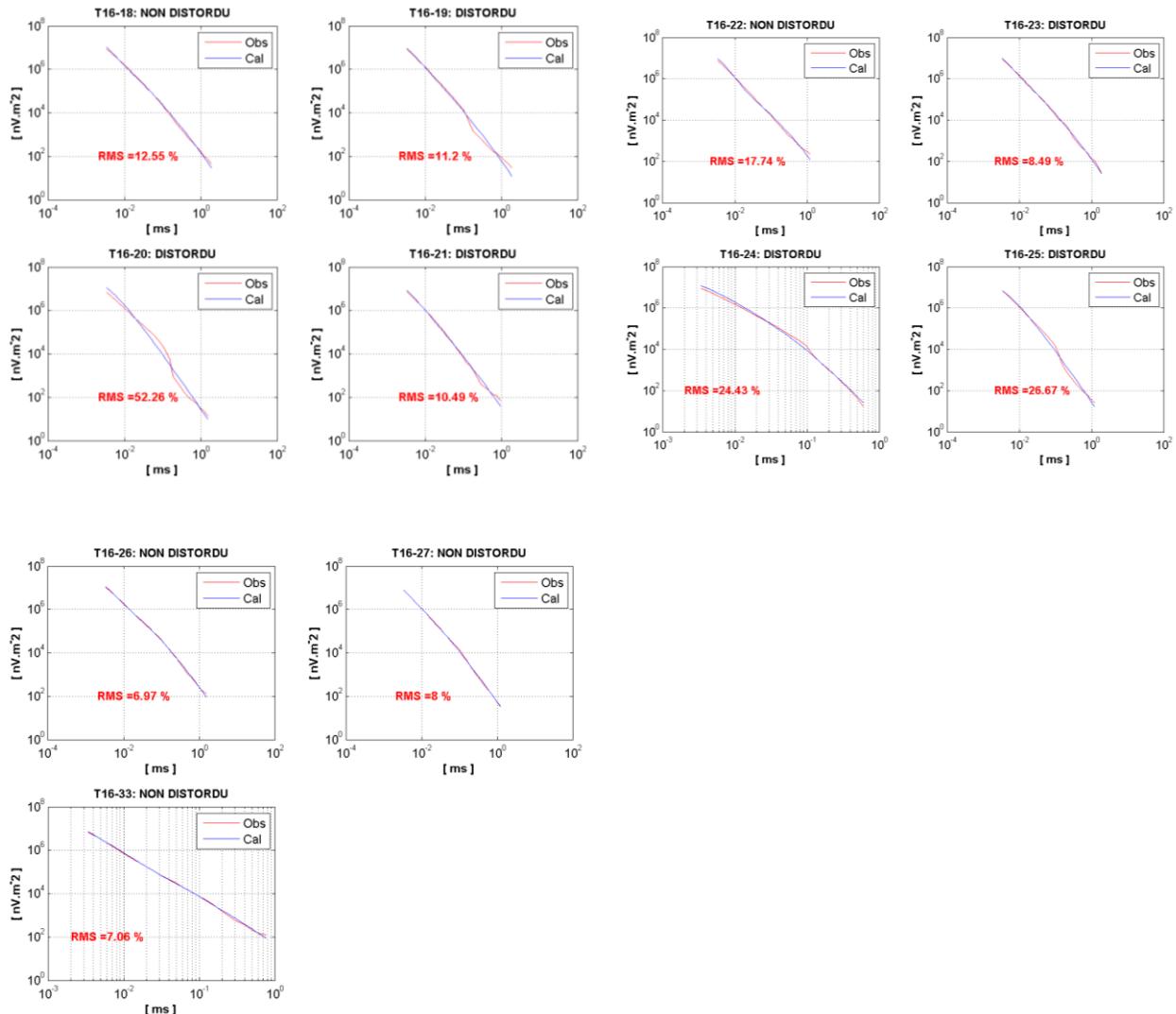


Figure 11.11: Résultat GDM série 1 profil L6000-T16 ; ajustement des courbes db_z/dt_{obs} sondages T16-8 à T16-27, et T16-33 NanoTEM. Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.

ANNEXE E - AJUSTEMENTS db_z/dt_{obs} NanoTEM GDM SÉRIE 1 DU PROFIL L2000-T03

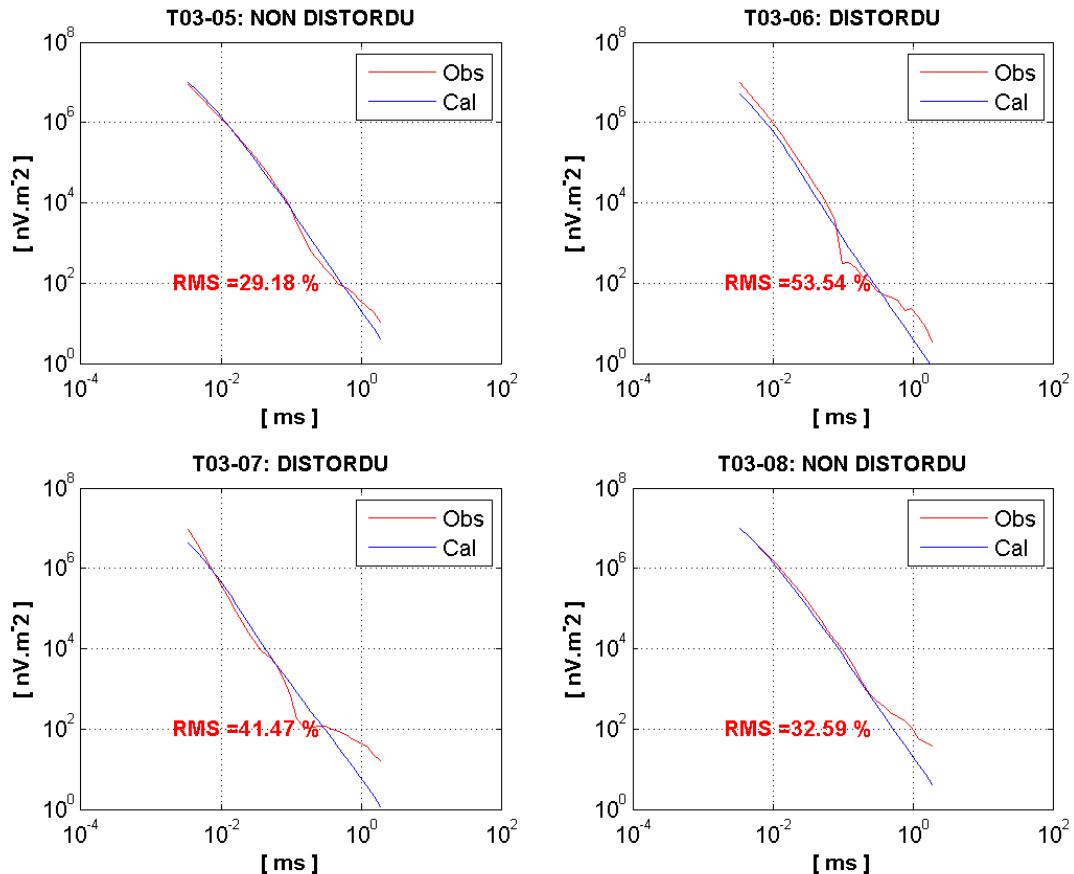


Figure 11.12: Résultat GDM série 1 profil L2000-T03 ; ajustement des courbes db_z/dt_{obs} sondages T03-5 à T03-8 NanoTEM. Le $RMS\beta$ de chaque sondage est indiqué en rouge.

ANNEXE F -MODÈLES OPTIMAUX GDM SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL L6000-T16

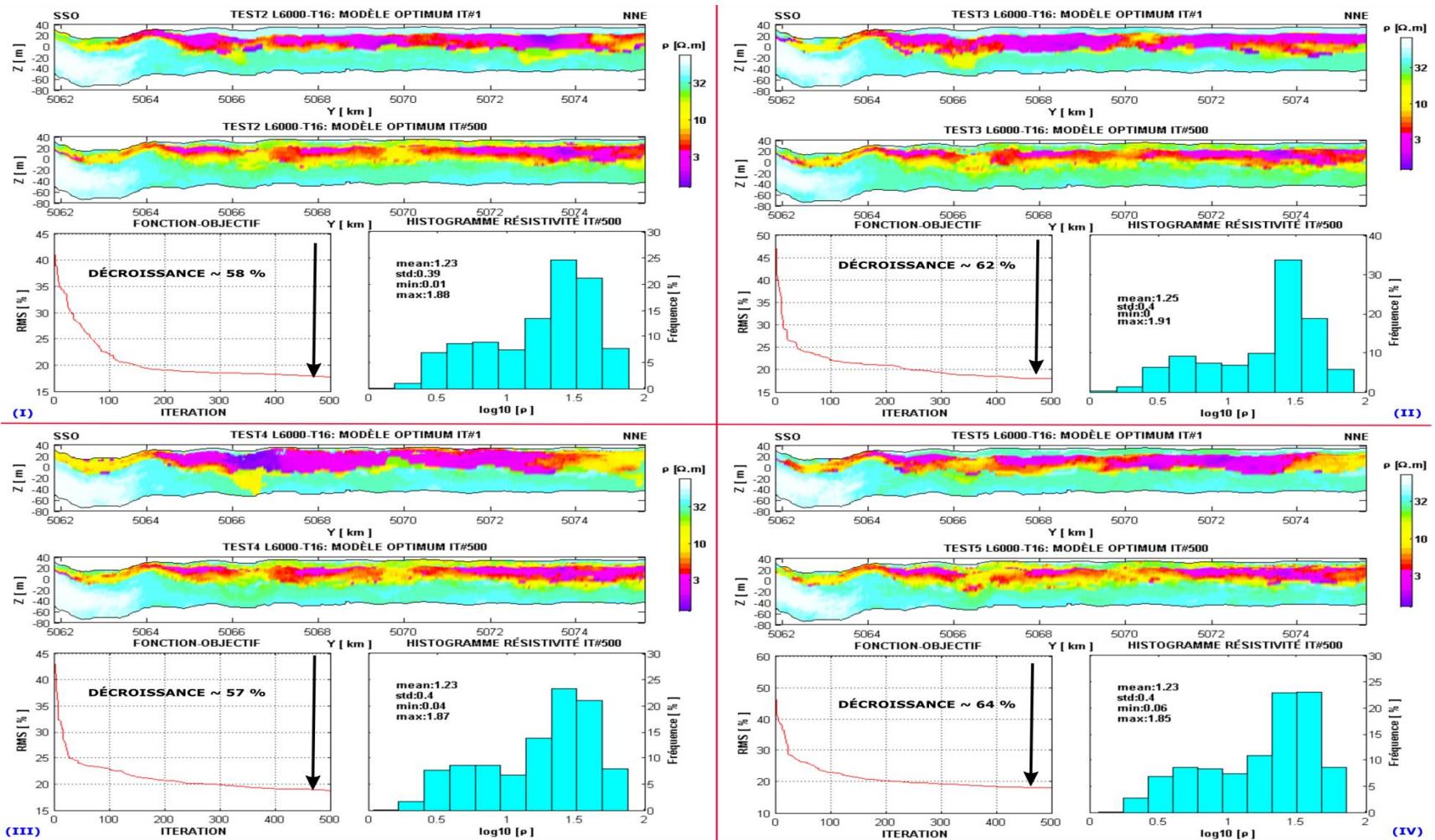


Figure 11.13: Résultat de la GDM séries 2 à 5 sur le profil L6000-T16. Modèles optimaux, fonction-objectif et statistiques des valeurs de résistivité du modèle optimal final.

ANNEXE G - ÉCARTS db_z/dt SONDAGES VTEM-PLUS DE LA GDM SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL L6000-T16

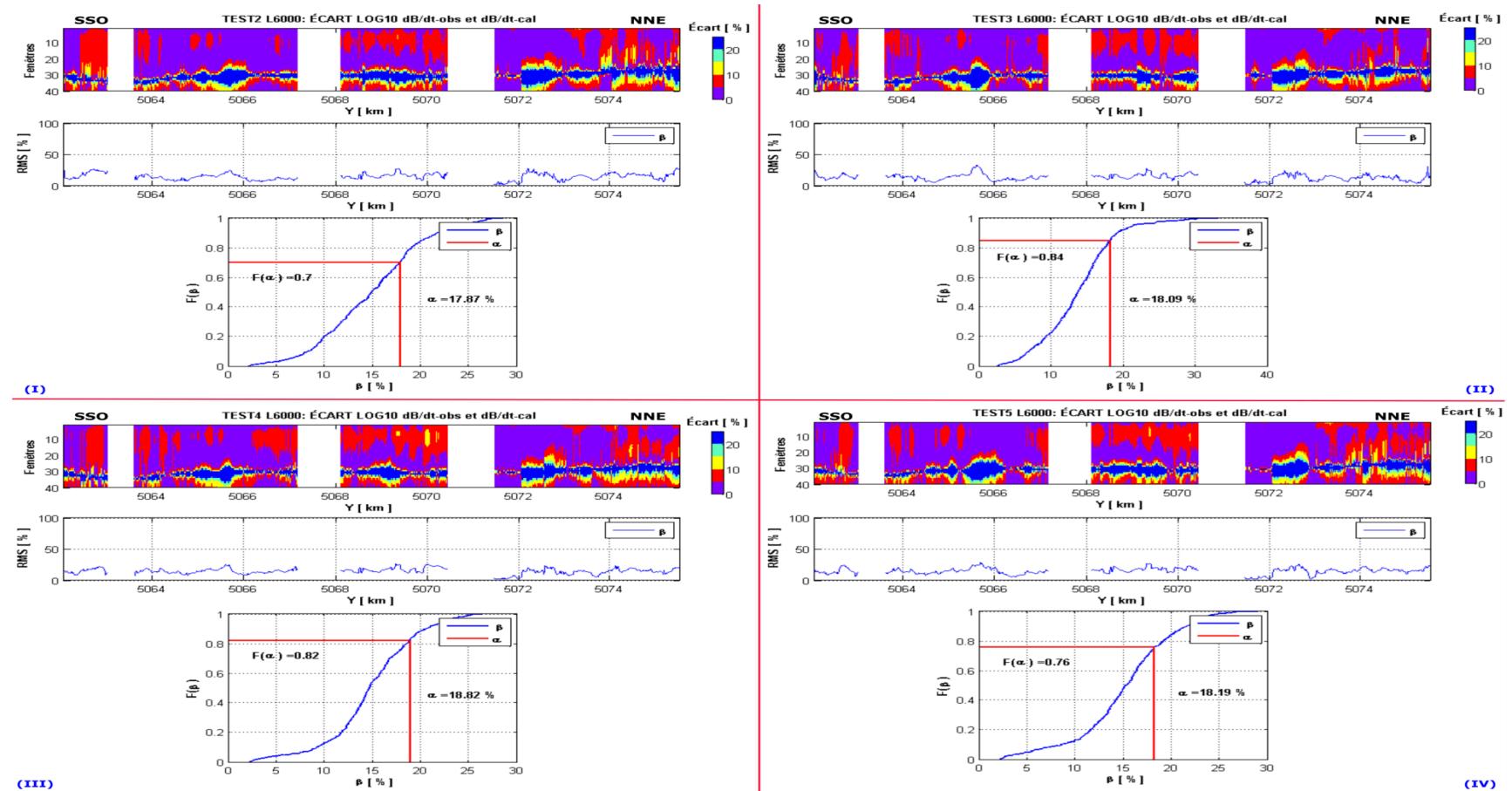


Figure 11.14: Résultat GDM séries 2 à 5 profil L6000-T16, ajustement courbes db_z/dt_{obs} sondages L6000. Écart log₁₀ courbes db_z/dt observées et calculées ; Valeur RMS β pour chaque sondage et courbe de distribution cumulative du RMS β (bleu) comparée au RMS α (rouge).

ANNEXE H -MODÈLES OPTIMAUX GDM SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL L2000-T03

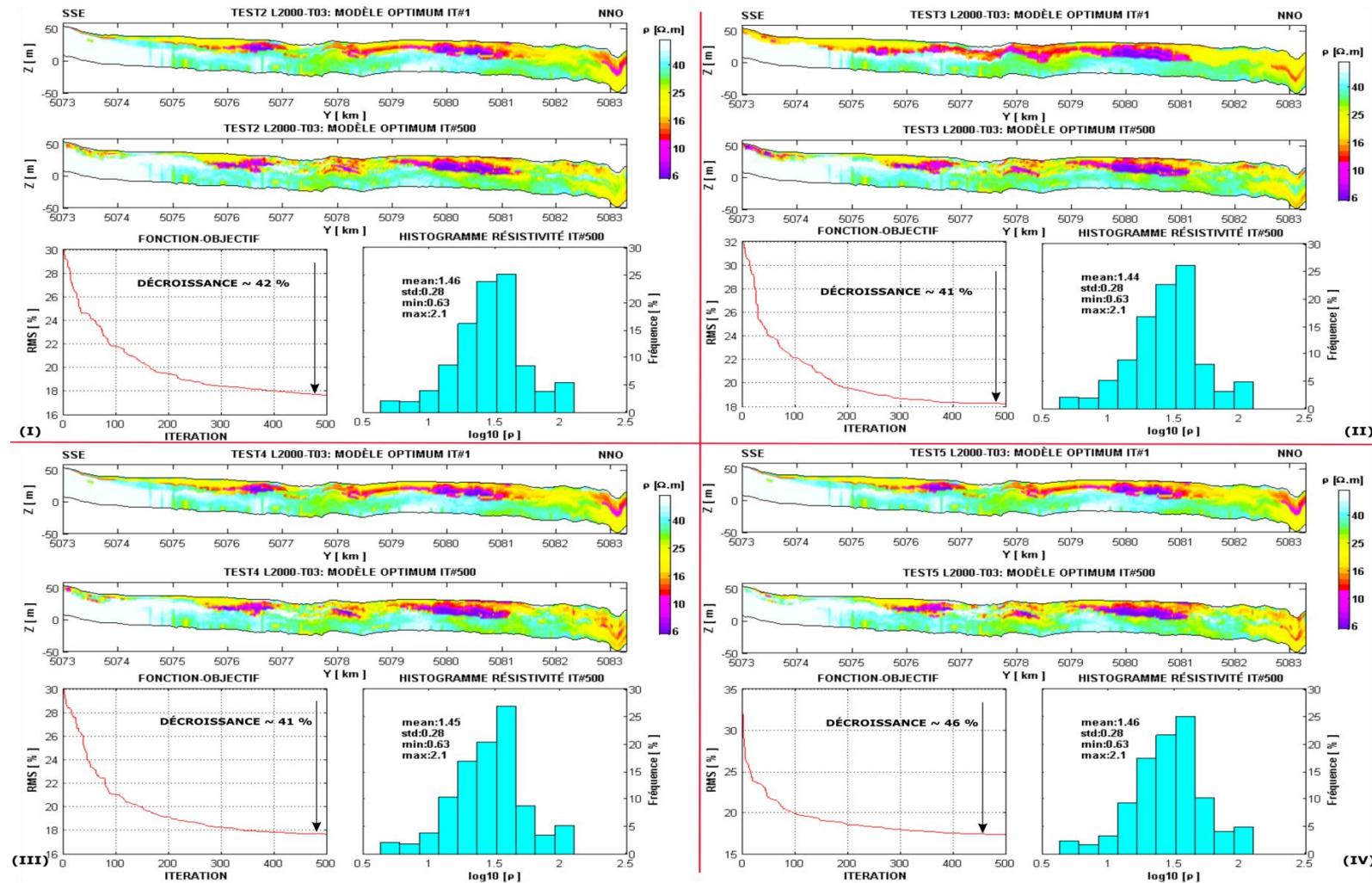


Figure 11.15: Résultat de la GDM séries 2 à 5 sur le profil L2000-T03. Modèles optimaux, fonction-objectif et statistiques des valeurs de résistivité du modèle optimal final.

ANNEXE I - ÉCARTS db_z/dt SONDAGES VTEM-PLUS DE LA GDM SÉRIES 2 À 5 DU PROFIL L2000-T03

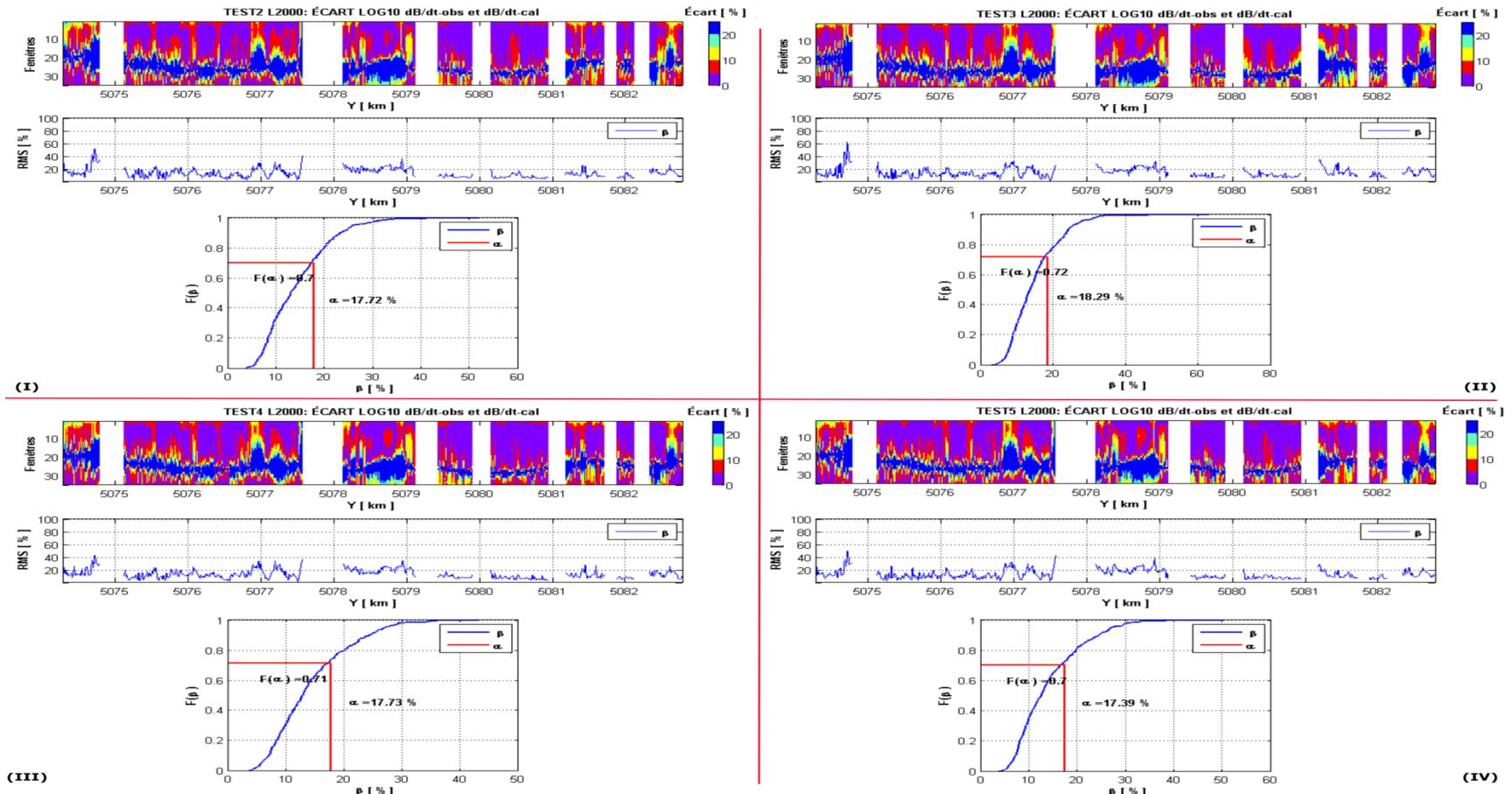


Figure 11.16: Résultat GDM séries 2 à 5 profil L2000-T03, ajustement courbes db_z/dt_{obs} profil L2000. Écart log₁₀ courbes db_z/dt observées et calculées ; Valeur RMS β pour chaque sondage et courbe de distribution cumulative du RMS β en bleu comparée au RMS α en rouge.