

INFORMATION TO USERS

This manuscript has been reproduced from the microfilm master. UMI films the text directly from the original or copy submitted. Thus, some thesis and dissertation copies are in typewriter face, while others may be from any type of computer printer.

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted. Broken or indistinct print, colored or poor quality illustrations and photographs, print bleedthrough, substandard margins, and improper alignment can adversely affect reproduction.

In the unlikely event that the author did not send UMI a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if unauthorized copyright material had to be removed, a note will indicate the deletion.

Oversize materials (e.g., maps, drawings, charts) are reproduced by sectioning the original, beginning at the upper left-hand corner and continuing from left to right in equal sections with small overlaps.

ProQuest Information and Learning
300 North Zeeb Road, Ann Arbor, MI 48106-1346 USA
800-521-0600

UMI[®]

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

APPLICATION DES MÉTHODES ÉLECTROMAGNÉTIQUES TRANSITOIRES À LA
PROSPECTION DES AQUIFÈRES PROFONDS

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

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIÆ DOCTOR (Ph. D.)
(GÉNIE MINÉRAL)
AVRIL 2002



**National Library
of Canada**

**Acquisitions and
Bibliographic Services**

**395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

**Bibliothèque nationale
du Canada**

**Acquisitions et
services bibliographiques**

**395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-73433-1

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Cette thèse intitulée:

APPLICATION DES MÉTHODES ÉLECTROMAGNÉTIQUES TRANSITOIRES À LA
PROSPECTION DES AQUIFÈRES PROFONDS

présentée par: KRIVOCHEVA Stefka

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

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

M. CHAPUIS Robert, Ph.D., président

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

M. KEATING Pierre, Ph.D., membre

M. VALLÉE Marc-Alex, Ph.D., membre externe

À mes parents, à mon mari

Remerciements

En acceptant de diriger mon travail de thèse, le professeur Michel Chouteau m'a permis de forger mes armes scientifiques et professionnelles. Je lui suis extrêmement reconnaissant pour la précision avec laquelle il a orienté mes réflexions, pour sa patience, pour son soutien moral et scientifique irremplaçable. Je tiens à lui exprimer ma très profonde gratitude.

Le professeur Robert Chapuis a suivi mon travail depuis le début du projet et maintenant il m'a fait l'honneur de présider le jury chargé d'examiner cette thèse. Je lui exprime toute ma reconnaissance.

Je tiens à remercier particulièrement monsieur Marc-Alex Vallée, pour l'intérêt qu'il a témoigné envers ce travail, pour ses analyses et commentaires, ainsi que pour avoir accepté d'être membre du jury.

Merci également à monsieur le professeur Pierre Keating qui a accepté d'être membre du jury.

Ma reconnaissance sincère va au professeur Niels Christensen de l'Université d'Aarhus (Denmark) pour son aide précieuse dont ma recherche a bénéficié.

J'adresse également des remerciements particuliers à monsieur Marc Descloitres (ORSTOM, France), pour son aide, son soutien et ses encouragements chaleureux.

Une partie des travaux de cette thèse ont été effectués dans le cadre du projet conjoint avec la compagnie Companhia Vale do Rio Doce (Brésil). L'équipe de la mine Taquari-Vassouras (Aracaju) a apporté une aide technique et humaine irrem-

plaçable : informations et données, expertises et avis, douanes et logistique. Pour leur compétence, leur accueil, leur disponibilité et leur amitié, ma très chaleureuse reconnaissance va à toute l'équipe du SUFFET et spécialement à madame Renata Frank et à messieurs Afonso Carvalho, Jésus da Silva et Rubens Rodrigues.

Le travail de recherche a été effectué au Laboratoire de géophysique au sein d'une équipe chaleureuse et stimulante. Nombreux sont ceux qui ont apporté leur soutien direct à mon travail. Je voudrais dire un grand merci à Gilles, Bernard, Benoit, Erwan, Olivier et Maria - pour leur aide dans les domaines de l'informatique, de l'électromagnétisme et de la géostatistique : pour leurs encouragements et amitié.

Merci également à Chantal Balthazard, Manon Latour, Gaby Roy et Christian Dallaire pour leur disponibilité et dévouement.

Auprès de mon mari et de ma famille, j'ai trouvé l'essentielle source d'énergie, de motivation et de soutien. Pour leur affection, leur compréhension et leur patience infinie . . . il me reste à trouver comment les remercier.

Résumé

Ce travail porte sur l'application des méthodes électromagnétiques transitoires (TDEM) à la prospection des aquifères profonds. Les objectifs visés sont : (1) de mettre au point une technique de retraitement des données TDEM qui permettra d'augmenter la qualité de l'interprétation ; (2) d'évaluer la réponse TDEM en milieu stratifié, lorsque les mesures sont effectuées dans les galeries de mine ; et (3) d'établir l'application simultanée de la méthode TDEM et de la méthode magnétotellurique (MT) comme des outils essentiels pour l'évaluation des ressources en eau souterraine. Deux techniques sont présentées en vue d'atteindre ces objectifs.

La première technique concerne l'inversion simultanée des données transitoires enregistrées en différentes configurations de mesure. L'inversion conjointe est effectuée consécutivement sur une suite de modèles synthétiques, soit : milieu stratifié à trois couches : milieu stratifié ayant une couche superficielle polarisable ; corps 3D à l'intérieur d'un milieu tabulaire. La complémentarité des enregistrements en mode central et en déport permet d'obtenir une convergence plus rapide et une meilleure résolution des paramètres du modèle recherché. De même, elle permet de réduire au cours de l'interprétation l'importance des effets de la polarisation provoquée, et fournit une bonne indication de la géométrie des structures dans la zone de mesure. La TDEM et la MT sont appliquées dans le sous-bassin de Chalco (Mexique) et un modèle hydro-géologique est proposé. L'étude permet d'établir la géométrie de l'aquifère profond et

de déterminer la possibilité de contamination de l'eau souterraine par le dépotoir de Santa Catarina.

La deuxième technique d'interprétation concerne les mesures TDEM souterraines. Elle permet de distinguer les effets des structures géologiques au-dessus et au-dessous du point de mesure à partir des anomalies qu'elles provoquent dans la réponse enregistrée. Un code numérique est écrit, calculant la réponse TDEM aux points arbitraires sur ou au-dessous de la surface de la terre. Des modèles synthétiques sont considérés, avec l'émetteur et le récepteur localisés au-dessus, au-dessous, et/ou à l'intérieur d'une séquence de couches horizontales. L'analyse est basée sur le comportement des composantes verticale et horizontales du champ magnétique. Quand l'émetteur et le récepteur se trouvent au même niveau, la polarité des composantes horizontales dépend de la position verticale de la couche conductrice, pendant que la polarité de la composante verticale reste inchangée. À titre d'exemple on présente des données TDEM enregistrées dans la mine de potasse Taquari-Vassouras (Brésil). L'interprétation est tout d'abord effectuée en utilisant la technique d'interprétation habituelle, en supposant que les roches au-dessous des galeries sont extrêmement résistantes et que la réponse provient uniquement des zones conductrices au-dessus. Ensuite, en appliquant le nouveau programme de modélisation, les effets possibles des couches conductrices au-dessous de la mine sont évalués. Des modèles geo-électriques sont proposés. Les résultats obtenus démontrent le potentiel de la méthode pour la détection de couches aquifères situées à des grandes distances des galeries souterraines.

Abstract

This work is aimed by the application of transient electromagnetic methods (TDEM) to the prospection of deep aquifers. The objectives of the present study are: (1) to develop a technique of TDEM data processing to improve the quality of interpretation; (2) to evaluate the TDEM response in stratified media, when both the transmitter and the receiver are in mine galleries; and (3) to establish the simultaneous application of TDEM and magnetotelluric (MT) methods as essential tools for groundwater prospection. Two techniques are addressed here.

The first technique concerns simultaneous inversion performed on data from central loop and offset receiver TDEM soundings. Simultaneous inversion of central loop and different offset data sets are performed over a series of layered earth models, over a layered earth with a polarizable surface layer, and over a 3D conductive body embedded in layered host. It is demonstrated that central loop and offset soundings complement each other and that the simultaneous 1D inversion of both data sets yields rapid convergence and better resolution of the model parameters, reduces the importance of distortion caused by induced polarization on interpretation, and provides a good indication of the subsurface geometry in the measurement zone. MT and TDEM surveys were undertaken in the Chalco Sub-Basin (Mexico) and a hydrogeological model is proposed. It allows to constrain the geometry of the fresh water aquifer, and to confirm the continuity of the basaltic flows between the volcano and

the sedimentary basin.

The second technique concerns the underground applications of TDEM method. In-mine time-domain electromagnetic survey responses are affected by simultaneous induction caused by conductive zones located either in the sequence above the mine drift, in the sequence below or in both. The proposed technique allows to distinguish the effects of the upper and/or lower conductors depending on the anomalies in the recorded response. A computer code is developed that computes the whole-space transient electromagnetic field for a horizontal square loop in a layered earth. Four models are considered, that include conductive layer above, below or above and below the transmitter-receiver level. The behavior of the vertical magnetic field or its time derivative is identical when the conductive layer is located either above or below the measurement station. On the contrary, the horizontal magnetic field or its time derivative display shape and polarity strongly dependent on the vertical position of the conductive layer. Example of a practical application of the technique is presented. In-mine TDEM survey is presented from the Taquari-Vassouras potash mine (Brazil). Field data and geoelectrical models are discussed. The survey and the results show the potential of TDEM method for detection of aquifers, located at long distances from the underground galleries.

Table des matières

DÉDICACE	iv
REMERCIEMENTS	v
RÉSUMÉ	vii
ABSTRACT	ix
TABLE DES MATIÈRES	xi
TABLE DES FIGURES	xvi
LISTE DES TABLEAUX	xxiii
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
1.1 Définition du problème	1
1.2 Les objectifs de la recherche	3
1.3 Méthodologie proposée	3
1.4 Contributions de la thèse	5
1.5 Plan de la thèse	6
CHAPITRE 2 : LA GÉOPHYSIQUE EN HYDROGÉOLOGIE	9
2.1 Problèmes reliés à l'eau souterraine	9

2.2	La géophysique en hydrogéologie	11
2.3	Résistivité électrique des roches - intérêt pour la prospection des aquifères	13
2.3.1	Facteurs influençant la résistivité électrique	14
2.3.2	La loi d'Archie	15
2.3.3	Applications de la TDEM à l'étude de l'eau souterraine	16
2.3.4	La géophysique dans les mines de potasse	17

CHAPITRE 3 : LE SONDAGE ÉLECTROMAGNÉTIQUE TRANSI-

TOIRE	22
3.1 Introduction	22
3.2 Théorie EM fondamentale	23
3.3 Principe général de la TDEM	26
3.4 Dispositifs de mesure	28
3.4.1 Dispositif central	28
3.4.2 Dispositif avec déport ("offset")	29
3.5 Le signal mesuré	30
3.6 Bruit électromagnétique - sources d'erreur	33
3.6.1 Bruit EM géologique	33
3.6.2 Bruit EM "industriel"	35

CHAPITRE 4 : INTERPRÉTATION DES SONDAGES TDEM . . . 38

4.1	Introduction	38
4.2	Problème direct dans le domaine fréquentiel	40
4.3	Transformation dans le domaine du temps	43
4.4	Problème inverse au sens des moindres carrés	45
4.5	Techniques d'interprétation	46

CHAPITRE 5 : INVERSION CONJOINTE DES DONNÉES TDEM 49

5.1	Introduction	49
5.2	Résumé de l'article	50
5.3	Improvement in 1D TDEM interpretation by simultaneous inversion of data from two loop configurations	52
5.3.1	Abstract	52
5.3.2	Introduction	53
5.3.3	Multi-loop TDEM survey and simultaneous inversion algorithm	55
5.3.4	Modeling and inversion of synthetic data	58
5.3.5	Field example	71
5.3.6	Conclusions	74
5.3.7	Acknowledgments	75
5.3.8	References	76

CHAPITRE 6 : INTERPRÉTATION 4π (ESPACE ENTIER) 80

6.1	Introduction	80
6.2	Résumé de l'article	82
6.3	Algorithme de calcul du champ TDEM dans l'espace entier	83
6.4	Whole-space modeling of a layered-earth in time-domain electroma- gnetic measurement	89
6.4.1	Abstract	89
6.4.2	Introduction	90
6.4.3	The TDEM soundings	92
6.4.4	Computational considerations	95
6.4.5	Model results	98
6.4.6	Field example	104
6.5	Discussion and conclusions	111

6.5.1	Acknowledgments	114
6.5.2	Appendix 1 : Computation of TDEM field in stratified media	114
6.5.3	References	118

CHAPITRE 7 : ÉTUDE DE L'AQUIFÈRE DE SANTA CATARINA

(SOUS-BASSIN DE CHALCO)	120
7.1 Introduction	120
7.2 Résumé de l'article	120
7.3 Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico)	124
7.3.1 Abstract	124
7.3.2 Introduction	125
7.3.3 Geological and hydrogeological systems	126
7.3.4 MT TDEM field survey	130
7.3.5 MT data processing and distortion analysis	134
7.3.6 Vertical magnetic field	139
7.3.7 Interpretation	142
7.3.8 Discussion	152
7.3.9 Conclusions	156
7.3.10 Acknowledgments	156
7.3.11 References	157

CHAPITRE 8 : APPLICATION DE LA TDEM DANS LA MINE DE

POTASSE TAQUARI-VASSOURAS (BRÉSIL)	161
8.1 Introduction	161
8.2 Le contexte géologique	162
8.3 Objectifs de la campagne TDEM	165

8.4	Étude de faisabilité	166
8.4.1	Modélisation et données synthétiques	167
8.4.2	Inversion des données synthétiques	170
8.4.3	Conclusions sur la détectabilité des couches et sur les limites de l'interprétation	173
8.5	Acquisition des données	174
8.6	Interprétation	176
8.6.1	Site I5	177
8.6.2	Site X1	178
8.6.3	Résolution des couches de l'haite et de la brèche	179
8.6.4	Résolution de la couche aquifère	180
8.6.5	Présence d'eau dans la couche de calcilutite	182
8.6.6	Cartes des épaisseurs	183
8.7	Conclusions	188
CHAPITRE 9 : SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE		192
9.1	Inversion conjointe des données TDEM	192
9.2	Interprétation 4π	193
9.3	Utilisation conjointe de la TDEM avec la MT	195
9.4	Utilisation de la méthode TDEM dans les mines de potasse	196
CHAPITRE 10 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		198
BIBLIOGRAPHIE		199

Table des figures

2.1	Résistivité des différentes roches.	15
3.1	Principe général de la TDEM : courant injecté (en haut) : force électromotrice induite (milieu) : variation du champ magnétique mesuré au récepteur (en bas).	26
3.2	Diffusion du champ électrique dans un demi-espace homogène - concept des "ronds de fumée" (Nabighian (1979)).	27
3.3	Dispositifs en boucle centrale et avec déport ("offset").	29
3.4	Décroissance de la composante verticale du signal mesuré en mode central au-dessus d'un demi-espace de résistivité 1, 10 et 50 $\Omega.m$. Les composantes x et y sont nulles.	31
3.5	Décroissance des composantes verticale et horizontale du signal mesuré à 100 m du centre de la boucle d'émission. La résistivité du demi-espace est de 50 $\Omega.m$	32
3.6	Comportement du champ magnétique en TDEM. Signe de la réponse en déport.	33
3.7	Effet des structures métalliques sur la réponse transitoire.	37
4.1	Le problème direct	38
4.2	Le problème inverse	39

4.3	Modèle de terre stratifiée	41
5.1	Dispositifs en mode central et en déport	56
5.2	Les modèles utilisés. Le modèle A représente une série de modèles avec des paramètres variables de la deuxième couche. Le modèle B est un modèle comportant une couche polarisable au-dessus d'un demi-espace non-polarisable. Le modèle C représente un corps 3D à l'intérieur d'un milieu tabulaire.	59
5.3	Tensions calculées pour les dispositifs en mode central, 40 et 60 m en déport. Le modèle utilisé est un sous-modèle de A avec : $\rho_1 = 50 \text{ } \Omega\text{.m}$, $h_1 = 30 \text{ m}$, $\rho_2 = 3 \text{ } \Omega\text{.m}$, $h_2 = 10 \text{ m}$ and $\rho_3 = 100 \text{ } \Omega\text{.m}$	60
5.4	Résultats de l'inversion pour l'ensemble des modèles A. Les sections montrent l'incertitude relative des paramètres suivants : la résistivité de la deuxième couche (1ère colonne), la résistivité de la deuxième couche (2ème colonne) et la profondeur à la troisième couche (3ème colonne). Chaque ligne horizontale présente les résultats des inversions suivantes : (a) boucle centrale : (b) 40 m en déport : (c) 60 m en déport : (d) boucle centrale et 40 m en déport, inversion simultanée : (e) boucle centrale et 60 m en déport, inversion simultanée.	63
5.5	Réponses calculées pour le modèle B : (a) boucle centrale : (b) déport. La réponse d'un modèle sans couche polarisable ($\omega = 0$) est présentée en trait fin.	67
5.6	Resultats des inversions 1D individuelles et simultanées des données synthétiques du model C : (a) boucle centrale : (b) déport.	69
5.7	Localisation du profile TDEM sur le flanc du volcan Santa Catarina, Mexique.	72

5.8	Courbes de résistivité apparente et modèles obtenus des inversions individuelle et simultanée sur les stations 6 et 9, les deux en boucle centrale.	73
5.9	Courbes de résistivité apparenre et modèles obtenus des inversions individuelle et simultanée sur la station 9 (boucle centrale) et 9w (en déport).	74
6.1	Séquence de couches et position de la source. Le champ est calculé au point P, situé à une profondeur arbitraire	84
6.2	Configurations typiques en TDEM à la surface et dans les galeries de mine.	93
6.3	Principe de la TDEM : le courant dans la boucle d'émission; la f_{em} induite; la tension enregistrée.	94
6.4	Propagation des filaments de courant dans le sol (concept des "ronds de fumée" de Nabighian (1979)).	95
6.5	Diffusion du courant électrique et orientation du champ secondaire associé.	96
6.6	Espace entier - modèle général 1D avec l'émetteur et le récepteur placés à l'intérieur des couches au niveau ($z_L S$).	97
6.7	Les modèles : Modèle A : modèle $2\pi+$; Modèle B : modèle $2\pi-$; Modèle C : modèle 4π ; Modèle D : modèle de transmission.	98
6.8	Composantes horizontales de b et $\partial b/\partial t$, calculées pour les modèles A et B. (a) t_e variable, (b) z_e variable.	99
6.9	Tensions TDEM (a) et courbes de résistivité apparente (b), calculées pour les modèles 2π et 4π symétrique.	101
6.10	Composantes horizontales de b et $\partial b/\partial t$, calculées pour différentes valeurs de z_e (modèle C). La réponse du modèle 2π est montrée en cercles noirs.	102

6.11 Composantes horizontales de b et $\partial b/\partial t$, calculées pour différentes valeurs de t_c (modèle C). La réponse du modèle 2π est montrée en cercles noirs.	103
6.12 Tensions calculées en mode de transmission (modèle D) pour différentes valeurs de t_c	105
6.13 Modèle géo-électrique de la mine Taquari-Vassouras. À gauche on voit les résistivités typiques et le modèle 1D. Les indices de 1 à 8 sont référés dans le texte comme étant les huit couches du modèle moyen.	106
6.14 Réponse TDEM (composante verticale) dans l'espace entier, calculée au niveau de la mine. Le modèle est le modèle moyen, avec une couche conductrice insérée à 5-60 m sous la mine. La résistivité de cette couche est de 0.3 Ω .m (a) et de 10 Ω .m (b). Les données mesurées sont également présentées (cercles blancs).	108
6.15 Réponse TDEM (composante horizontale) dans l'espace entier, calculée au niveau de la mine. Le modèle est le modèle moyen, avec une couche conductrice insérée à 5-60 m sous la mine. La résistivité de cette couche est de 0.3 Ω .m. Les données mesurées sont également présentées (cercles blancs).	109
6.16 Tension calculée de b_z et tension mesurée en mode transmission.	110
7.1 Carte géologique simplifiée du sous-bassin de Chalco et localisation de la zone d'étude. L'emplacement du forage de PEMEX est également présenté. Le profil N-S correspond à la section géologique sur la figure 7.2.	127
7.2 Section géologique sous le profil N-S dérivée de l'information géologique et géophysique existante.	128

7.3	Section hydro-géologique obtenue des diagraphies de résistivité dans les puits de Santa Catarina.	129
7.4	Localisation des profils TDEM sur les flancs du volcan Santa Catarina, et emplacement des stations MT dans le bassin sédimentaire.	132
7.5	Courbes de résistivité apparente et phase pour les stations MT (01 à 06), après une rotation à $N17^\circ$	135
7.6	Comparaison des courbes de résistivité apparente obtenues par TDEM et MT sur certaines stations dans le bassin sédimentaire.	137
7.7	Fonctions de transfert A et B observées et prédites (stations 01 et 03).	140
7.8	Carte de la partie en phase des vecteurs d'induction pour des périodes $T=0.041$ s et $T=2.7$ s.	141
7.9	Bassin sédimentaire : courbes TDEM et interprétation 1D des sondages en boucle centrale.	143
7.10	Inversion 1D des courbes ρ_{dt} et ϕ_{dt} de la station MT 03.	145
7.11	Inversion 1D des courbes ρ_{dt} et ϕ_{dt} de la station MT 01.	146
7.12	Modèle 2D obtenu de l'inversion 2D en mode TM. La figure montre également les courbes de résistivité et phase calculées et mesurées à la station 03.	147
7.13	Exemples des résistivités apparentes TDEM mesurées en boucle centrale sur les profils AA1, BB1 and CC1.	148
7.14	Interprétation 1D des sondages en boucle centrale sur le profil AA1 (stations s30 à s36).	149
7.15	Interprétation 1D des sondages en boucle centrale sur le profil BB1 (stations s13 à s29). Le modèle 1D de la station 44 est également montré sur cette figure.	150

7.16	Interprétation 1D des sondages en boucle centrale sur le profil CC1 (stations s1 à s12).	151
8.1	Bassin sédimentaire du Sergipe.	163
8.2	Modèle géo-électrique moyen des terrains au niveau de la mine Taquari-Vassouras.	165
8.3	Influence de l'épaisseur de l'aquifère. L'intervalle de temps où les courbes se séparent sous l'influence de la couche conductrice de 0.3 $\Omega.m$ est présenté à droite de la figure.	167
8.4	Influence de la distance verticale entre l'aquifère et les galeries de la mine.	168
8.5	Influence des dimensions de la boucle d'émission.	169
8.6	Influence de l'épaisseur de la halite et de la brèche.	170
8.7	Localisation des sondages TDEM et des puits GTP dans la région de la mine.	175
8.8	Configuration du dispositif utilisé à la station I5.	177
8.9	Modèle 1D, lithologie dans le GTP 27 et ajustement des courbes mesurée et calculée pour le site I5.	179
8.10	Configuration du dispositif utilisé à la station X1.	180
8.11	Modèle 1D, lithologie dans le GTP32 et ajustement des courbes mesurée et calculée pour le site X1.	182
8.12	Distribution de la résistivité de la calcilurite.	185
8.13	Carte des épaisseurs des couches sel-brèche. La carte est obtenue par co-krigeage des données des GTP avec les données TDEM comme seconde variable.	188

8.14 Carte des épaisseurs des grès aquifères. La carte est obtenue par co-krigeage des données des GTP avec les données TDEM comme seconde variable.	189
8.15 Carte des distances entre le toit de la mine et la base des grès aquifères. La carte est obtenue par co-krigeage des données des GTP avec les données TDEM comme seconde variable.	190

Liste des tableaux

2.1	Paramètres m, a et porosité pour différents types de roches (d'après Kaufman et Keller (1983)).	16
5.1	Résultats des inversions individuelles et simultanées pour un des sous-modèles du modèle A. Les valeurs maximales et minimales sont données entre les crochets.	61
5.2	Matrice de corrélation pour des inversions individuelles et simultanées du modèle B. Les éléments les plus importants sur la diagonale sont présenté en caractères gras.	66
5.3	Paramètres du modèle en trois couches obtenus pour l'inversion 1D des données du modèle C.	70
5.4	Paramètres dumodèle en quatre couches obtenus pour l'inversion 1D des données du modèle C.	71
7.1	Paramètres obtenus par l'analyse de distortion	138
7.2	Directions principales obtenues par l'analyse de distorsion.	138
8.1	Modèle moyen au-dessus des galeries de la mine Taquari-Vassourass	164
8.2	Modèle de départ pour les trois inversions	171

8.3	Résultats des trois inversions. Inversion 1 : pas de contraintes ; Inversion 2 : résistivités des couches 1 et 2 fixées ; Inversion 3 : modèle à deux couches	171
8.4	Résultats des trois inversions. Inversion 1 : pas de contraintes ; Inversion 2 : résistivités fixées ; Inversion 3 : Occam	172
8.5	Configurations et tailles des boucles émettrices utilisées à Taquari-Vassouras	176
8.6	Résultats de l'inversion des données EM47 et EM37 au point I5 (récepteur Rx_1).	178
8.7	Résultats de l'inversion des données EM47 et EM37 au point X1 (récepteur Rx_1).	181
8.8	Résolution des épaisseurs des couches obtenue par l'inversion des données au site X1. T=épaisseur	183
8.9	Résolution des épaisseurs des couches obtenue par l'inversion des données au site I5. T=épaisseur	184
8.10	Résistivité estimée de la calcilutite en fonction du contenu en eau.	184
8.11	Valeurs obtenues par l'inversion des données TDEM pour les épaisseurs du sel, de la brèche et du grès aquifère. Les valeurs sont en mètres. T=épaisseur D=distance.	186
8.12	Valeurs obtenues dans les GTP pour les épaisseurs du sel, de la brèche et du grès aquifère. Les valeurs sont en mètres. T=épaisseur. D=distance.	187

Chapitre 1

Introduction

1.1 Définition du problème

Les études présentées dans cette thèse s'articulent autour de l'application des méthodes électromagnétiques transitoires (TDEM) *à la prospection des aquifères profonds*. Les applications très variées de la TDEM dans les domaines de l'hydrogéologie, de l'environnement, du génie civil ou de l'industrie minière ont pris une ampleur considérable grâce à l'énorme enjeu économique que représente l'eau souterraine. La recherche et l'évolution des différentes techniques de mesure et d'interprétation ont poussé le développement théorique, incluant les problèmes d'inversion, d'imagerie, de modélisation 2D/3D, ainsi que de nouvelles approches de traitement des données (Anderson, 1984; Goldman, 1988; Eaton et Hohman, 1989; Goldman *et al.*, 1991; Fullagar et Reid, 1992; Zhdanov et Booker, 1993; Wilson, 1994; Christensen, 1995; Auken, 1995; Christensen, 1997; Zhang et Morgan, 1995).

Cependant, l'expérience démontre que les techniques les plus répandues, avec lesquelles le géophysicien est amené à entreprendre l'interprétation des données TDEM, restent la modélisation et/ou l'inversion 1D individuelle de chaque sondage enregistré

à la surface du sol. Ces techniques sont efficaces lorsque les structures en profondeur sont tabulaires, mais se révèlent inadaptées en présence de structures complexes (roches polarisables ou structures 2D/3D par exemple). De même, lors de mesures TDEM souterraines les techniques usuelles de surface ne suffisent plus. Une des difficultés majeures dans ce cas tient au fait que les formations géologiques sont présentes au-dessus et au-dessous du point de mesure, contrairement aux mesures de surface où des résistivités électriques sont assignées uniquement aux structures sous-jacentes.

Dans cette thèse, nous avons mis au point deux techniques pour améliorer l'interprétation TDEM. La première concerne l'inversion conjointe des données enregistrées en différents modes de mesure. Le principe part du fait qu'actuellement chaque prospection TDEM fournit une importante base de données et qu'il est possible de prendre en compte simultanément les enregistrements de plusieurs points de mesure. L'interprétation conjointe d'ensembles multiples de données a déjà fait ses preuves dans le cas de deux méthodes géophysiques différentes et on s'attend que la même technique apporte des avancées significatives dans l'interprétation des données transitoires.

La deuxième technique discutée concerne l'application souterraine de la TDEM. Contrairement aux sondages TDEM en surface, les mesures effectuées dans les galeries de mine sont affectées par le phénomène d'induction qui se produit en même temps dans les deux demi-espaces entourant le point de mesure. La technique d'interprétation que l'on propose doit permettre de distinguer les effets des structures géologiques au-dessus et au-dessous du point de mesure à partir des anomalies qu'elles provoquent dans la réponse enregistrée.

1.2 Les objectifs de la recherche

Cette thèse a pour but de contribuer à l'évaluation et à la caractérisation des ressources en eau souterraine par le développement d'une approche géophysique pour l'étude des aquifères profonds. Au-delà de cet objectif général, trois objectifs sont visés par le présent travail :

- La mise au point d'une technique rapide et efficace d'inversion conjointe des données TDEM, qui permettra d'augmenter la résolution latérale et verticale de la méthode ;
- Le développement d'une technique de modélisation des données TDEM, lorsque les mesures sont effectuées dans des galeries souterraines ;
- La validation de l'emploi de la méthode TDEM dans les mines de potasse et son établissement, en combinaison avec la méthode magnétotellurique (MT), comme des outils essentiels pour l'évaluation des ressources en eau souterraine profonde.

1.3 Méthodologie proposée

Pour atteindre les objectifs énoncés, notre démarche scientifique repose sur une approche selon les quatre directions suivantes :

i) Inversion conjointe des données TDEM.

Les principaux dispositifs de mesure en TDEM sont le dispositif central et le dispositif avec déport (*offset* en anglais). Dans la présente étude, les sondages de chaque mode ont été interprétés simultanément, en effectuant une inversion conjointe de deux ensembles de données. L'idée repose sur le fait que la résolution spatiale des sondages en mode central et en offset est non redondante et complémentaire l'une à l'autre. De plus, les deux modes sont affectés

différemment par les bruits électromagnétiques et l'interprétation conjointe doit permettre de diminuer drastiquement ces effets lors de l'interprétation.

ii) Modélisation de la réponse TDEM lorsque le transmetteur et le récepteur se trouvent dans la séquence à investiguer.

Un des objectifs principaux étant de valider l'emploi de la méthode TDEM dans un contexte minier, on ne pouvait pas négliger un fait particulièrement important : la présence des espaces conducteurs *au-dessous* et *au-dessus* des points de mesure. À cet égard, nous avons développé un code numérique, permettant de calculer le champ magnétique transitoire créé par une boucle à l'intérieur d'un milieu stratifié. En utilisant ce code nous avons calculé la réponse électromagnétique transitoire d'un grand nombre de modèles. Tout d'abord nous avons étudié si dans certains cas la réponse TDEM souterraine peut être interprétée par les techniques habituelles, utilisées lors des mesures en surface. Ensuite nous avons évalué la possibilité de déterminer la position verticale d'une couche conductrice par rapport au point de mesure et de proposer un certain nombre de critères qui différencient la réponse transitoire de surface de celle enregistrée sous terre. L'ensemble des travaux repose sur l'analyse de la forme et de la polarité des composantes horizontales et verticale du champ magnétique secondaire. Il faut mentionner que l'interprétation TDEM dans l'espace entier a été déjà discutée de façon théorique dans la littérature, mais que l'application pratique que nous présentons dans ce mémoire reste à notre connaissance unique pour le domaine minier.

iii) Modélisation du champ électromagnétique transitoire en mode de transmission.

La transmission en TDEM, lorsque le transmetteur est situé à la surface et le récepteur à l'intérieur de la mine, peut s'avérer plus rentable que le déploiement souterrain du dispositif TDEM. Voilà pourquoi nous avons voulu vérifier la faisabilité d'une telle prospection en effectuant une simulation numérique sur des modèles synthétiques et réels. Le code que nous avons utilisé est le même que pour (ii).

iv) Application des techniques proposées.

Tout au long de cette thèse nous avons tenté de confronter les propositions théoriques avec la réalité de l'application. En partant de l'expérience théorique acquise, nous avons validé les résultats des tests numériques en se servant des données de deux prospections de terrain. La première prospection porte sur la détection de l'aquifère profond de Santa Catarina (Mexique). Il fallait déterminer la géométrie de l'aquifère d'eau douce à plus de 400 m sous les couches de cendres et d'argile saturées en eau très minéralisée, ainsi que délimiter les cheminements de contamination possibles. Lors de la seconde prospection, nous avons utilisé la méthode TDEM pour détecter et évaluer la géométrie d'une couche aquifère située au-dessus des galeries d'une mine de potasse au Brésil. Cette mission représentait une première application de la TDEM dans un environnement minier.

1.4 Contributions de la thèse

De l'avis de l'auteur les contributions originales de cette thèse sont :

- L'évaluation des avantages de l'inversion conjointe de deux ou plusieurs ensembles de données TDEM ;

- La diminution de l'effet des structures 2D/3D et de la polarisation provoquée lors de l'interprétation 1D des données TDEM en effectuant une inversion conjointe de plusieurs ensembles de données ;
- L'étude de la réponse TDEM lorsque le champ électromagnétique transitoire est créé par une boucle horizontale à l'intérieur du milieu à investiguer ;
- La validation de l'emploi routinier de la méthode TDEM dans les mines de potasse.

1.5 Plan de la thèse

Avant de nous intéresser aux objectifs de cette thèse, nous introduisons dans le Chapitre 2 certains problèmes liés à l'eau souterraine. Dans le même chapitre nous décrivons également la résistivité électrique des roches et les différents facteurs qui l'influencent. Finalement, nous présentons une brève revue des applications de la méthode TDEM pour la recherche de l'eau souterraine, suivie d'un survol des méthodes géophysiques utilisées dans les mines de potasse.

Le Chapitre 3 présente les sondages TDEM. Nous introduisons les dispositifs utilisés, le comportement et les caractéristiques du champ électromagnétique mesuré, ainsi que des phénomènes physiques auxquels ils se rattachent. Les sources d'erreur possibles en TDEM sont également décrites.

Le Chapitre 4 est consacré à l'interprétation en TDEM. Le problème direct en TDEM est présenté en dérivant les expressions pour les champs électrique et magnétique dans les domaines fréquentiel et temporel. Une brève description du problème inverse au sens des moindres carrés est également exposée.

Le Chapitre 5 est destiné à l'étude de l'inversion conjointe des données TDEM. La technique que nous proposons est testée et validée sur de nombreux modèles synthétiques et réels. Ces tests et les résultats de l'étude sont présentés sous la forme d'article intitulé *"Improvement in 1D TDEM interpretation by simultaneous inversion of data from two loop configurations"*.

La modélisation de la réponse EM transitoire créée dans un espace entier est présentée dans le Chapitre 6. Les réponses d'une série de modèles synthétiques, ainsi que des données réelles enregistrées dans une mine de potasse au Brésil, sont analysées dans l'article *"Whole-space modeling of a layer red-earth in time-domain electromagnetic measurements"*.

Les Chapitres 7 et 8 présentent des exemples d'application de la méthode TDEM reliés aux techniques d'interprétation proposées. Le premier exemple, présenté au Chapitre 7, concerne l'aquifère de Santa Catarina (Mexique). L'étude permet d'une part de contraindre la géométrie de l'aquifère et d'autre part, de vérifier la possibilité de contamination de l'eau souterraine par le dépotoir voisin. La méthode TDEM a été employée avec la MT et les résultats sont interprétés conjointement. Les données TDEM ont été également utilisées pour valider la technique d'inversion conjointe en TDEM. Cette prospection est présentée sous la forme d'un article intitulé *"Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco sub-basin, Mexico)"*. Le second exemple, présenté au Chapitre 8, propose la prospection et les résultats obtenus dans la mine de potasse Taquari-Vassouras (Brésil). Cette étude a permis d'une part de cartographier l'épaisseur du sel et des zones potentiellement aquifères au-dessus du toit de la mine, et d'autre part de valider

l'interprétation des données TDEM souterraines.

Le Chapitre 9 propose une synthèse de l'étude, en mettant en évidence les conclusions sur les techniques d'inversion conjointe en TDEM, sur la modélisation du champ TDEM dans un espace entier, ainsi que les conclusions principales sur les applications de la méthode TDEM à la prospection des aquifères profonds.

En conclusion, nous considérons nos résultats comme une preuve de faisabilité des nouvelles techniques d'interprétation. Ces résultats constituent également des éléments de discussion, susceptibles d'être remis en cause par une future évaluation dans des conditions réelles de mesures. En dernier lieu, nous présentons quelques perspectives de recherche qu'ouvrent ces résultats, à court, moyen et long terme.

Chapitre 2

La géophysique en hydrogéologie

2.1 Problèmes reliés à l'eau souterraine

L'eau est une ressource finie, inégalement répartie dans le temps et dans l'espace. Elle est renouvelable via le cycle d'eau, mais ses réserves ne sont pas pour autant illimitées. En fait, à l'échelle mondiale, l'eau des mers et des océans représente 94% des ressources totales, contre 4% pour l'eau immobilisée dans les glaciers et les calottes polaires, et il reste à la disposition de tous les êtres vivants les 2% des eaux douces accessibles des lacs, des rivières et des aquifères. Si la population du globe a été multipliée par trois au cours du dernier siècle, la demande en eau, elle, a été multipliée par sept et la surface des terres irriguées par six. La demande mondiale d'eau dans les trois secteurs principaux - urbain, industriel et agricole est passée de $1.4 \times 10^3 \text{ km}^3$ en 1960 à $2.4 \times 10^3 \text{ km}^3$ en 1975, à $7 \times 10^3 \text{ km}^3$ en 2000 et la consommation annuelle d'eau est estimée à $15 \times 10^3 \text{ km}^3$ en 2030 (Leeden *et al.*, 1987).

Plus de 20% des continents ne disposent pas d'eau fluviale et plus de 1.4 milliard d'humains sont privés d'accès direct à l'eau potable. Même là où les rivières et les lacs sont nombreux, l'approvisionnement en eau douce n'est pas toujours possible à

cause de la contamination progressive de ces eaux de surface. Les aquifères superficiels et profonds constituent souvent l'unique ressource pour les besoins domestiques et l'irrigation. L'augmentation accélérée de la population et la formation de grandes zones urbaines nécessitent des débits d'eau potable de plus en plus importants. Dans l'agriculture, le drainage et les travaux d'irrigation absorbent les deux tiers de la consommation mondiale d'eau. Des conflits naissent entre des populations de plus en plus concentrées, de plus en plus soumises aux contaminations, et une économie de plus en plus polluante et utilisatrice d'eau, mais sommée de nourrir ces mêmes populations. L'explosion incontrôlée de la demande de l'industrie, de l'agriculture et des ménages conduit à la pollution de certaines nappes phréatiques. Souvent la quantité des rejets résiduels, domestiques ou industriels, dépasse la capacité d'absorption de l'environnement.

Étant dans la plupart des cas un don cher et précieux, source de vie et de richesse, l'eau peut se manifester comme une puissance destructrice et souvent meurtrière. La méconnaissance des conditions hydrauliques pourrait avoir de répercussions majeures dans tous les domaines de la construction, que ce soit au-dessus ou au-dessous du sol. Ignorer l'effet de l'eau souterraine là où la stabilité des pentes est un facteur important peut se révéler à la fois coûteux et dangereux. L'effet est facilement compréhensible quand on sait que la plupart des installations civiles - barrages, ponts, chaussées, tunnels ou bâtiments, sont entièrement dépendants des conditions géologiques et hydrogéologiques et que leur coût est énorme. L'industrie minière est en contact immédiat avec une nature brute et souvent hostile. C'est un des domaines de l'activité humaine où l'eau est source d'accidents graves (parfois), d'ennuis (souvent) et de dépenses (toujours). La détection, le positionnement et l'évaluation des nappes aquifères sont d'autant plus importants que les conséquences des problèmes

qu'elles posent sont graves. L'arrivée accidentelle d'eau est un problème pour toutes les mines, car il faut prévenir l'inondation de la machinerie, ou des dispositifs de ventilation et d'électricité. Pour les mines de potasse l'enjeu est encore plus important car la roche qui est minée est soluble dans l'eau. Les zones de rupture peuvent évoluer rapidement et devenir des cheminements parfaits pour l'invasion de boue et la venue d'eau. Les conséquences sont alors liées à l'érosion de la roche, aux fissures de pression dans le toit et les murs et finalement, à l'effondrement des galeries (Jones et Prugger, 1982; Williams *et al.*, 1986; Gendzwill et Martin, 1996; Chouteau *et al.*, 1997). En Allemagne, qui est le pays avec les traditions les plus anciennes dans l'exploitation des mines de sel et de potasse, 46% des mines ont reçu des intrusions d'eau. Presque la moitié de ces mines ont fermé, 10% ont continué la production après des fuites d'eau dans les puits et seulement 1,5% ont été réhabilitées après des intrusions d'eau dans les galeries de production (Prugger et Prugger, 1991).

Dans ce contexte, la recherche, le développement et la maîtrise de l'eau souterraine exige l'adoption d'une approche multisectorielle incluant plusieurs branches de la science - hydrogéologie, géologie, physique et mécanique des roches, géochimie et pas en dernier lieu - la géophysique.

2.2 La géophysique en hydrogéologie

Les méthodes traditionnelles de l'hydrogéologie, telles que les forages, les tests de filtration, l'étude du régime ou de la qualité des eaux souterraines, fournissent des données précieuses sur la litho-stratification locale, sur la présence et la nature des systèmes de failles, de fractures et de zones de contact, sur la qualité et l'origine des eaux. Cependant, ce travail nécessite l'installation de plusieurs puits d'observation ce qui, d'une part rend la prospection laborieuse et coûteuse et d'autre

part, dans le cas des nappes profondes et/ou irrégulières ne donne pas d'information intégrale. La détection de petites nappes ou lentilles d'eau, non reliées aux structures géologiques régionales, n'est également pas possible par l'application des méthodes hydrogéologiques conventionnelles. De même, ces études ne peuvent pas préciser certains détails importants des aquifères, correspondant à l'épaisseur des terrains et à leur géométrie, ainsi qu'aux accidents tectoniques et à l'état des roches. C'est ici qu'interviennent les différentes méthodes géophysiques.

Au début, le rôle de la géophysique lors des études hydrogéologiques se réduisait à délimiter les zones les plus favorables à la présence d'une eau douce à faible profondeur (Shields et Sopper, 1969; Aster, 1971). Plus tard, différentes méthodes de la géophysique ont été employées dans des zones restreintes, proches des centres d'utilisation, villes ou usines, pour déterminer les meilleurs emplacements des puits d'eau. Avec l'apparition des problèmes environnementaux la géophysique a développée une nouvelle discipline, celle de la *géophysique environnementale*, il s'agit des études de haute résolution dont les cibles se trouvent à petite profondeur sous la surface (5 à 150 m). Parmi les applications qui peuvent être assignées à la géophysique environnementale on peut énumérer Greenhouse et Harris (1983); Ladwig (1983); Steward *et al.* (1983); Aubert *et al.* (1984); Hajnal *et al.* (1995); Haeni (1986); Johnson (1987); Hazell *et al.* (1988); Ayers (1989*a,b*); Bernard *et al.* (1990); Frischknecht (1990); Alvarez (1991); Bates *et al.* (1991); Berez et Haenhi (1991); Bernard et Valla (1991); Brooks *et al.* (1991); Campos *et al.* (1997*a*); Enders *et al.* (1997); Poeter *et al.* (1997); Giroux *et al.* (1997); Sandberg (1997); Slade (1999); Vanhala *et al.* (2000) :

- **Caractérisation géologique :**

- Détermination des types de strates et leur épaisseur :

- évaluation de la topographie du socle sous le matériel non-consolidé ;
- Détection et délimitation de zones fracturées qui contrôlent l'écoulement dans les roches cristallines ;
- Détermination des zones géologiques et des frontières qui contrôlent le flux de l'eau souterraine, telles que couches de sable ou d'argile.

• **Caractérisation des aquifères :**

Localisation, délimitation et caractérisation des nappes aquifères :

- Cartographie des zones d'eau souterraine contaminée ;
- Détection des intrusions d'eau salée dans les aquifères d'eau douce et évaluation de la salinité de l'eau.

2.3 Résistivité électrique des roches - intérêt pour la prospection des aquifères

L'interprétation géophysique consiste à transformer les données enregistrées lors des mesures de terrain en corps physiques réels avec des propriétés spécifiques. L'interprétation est possible grâce aux relations qui existent entre les caractéristiques hydrogéologiques d'une structure et la réponse géophysique que cette structure provoque. Parmi les paramètres influençant les mesures géophysiques il en est un très important : *la résistivité électrique* des roches. C'est un paramètre physique qui est directement lié à la présence et à la qualité de l'eau dans les roches.

La résistivité électrique (ou son inverse - la conductivité électrique) est une mesure de la facilité avec laquelle le courant électrique traverse un milieu donné. Expérimentalement la résistivité électrique, ρ , peut être mesurée sur un échantillon de longueur L , entre deux plaques conductrices de surface S à l'extrémité du cylindre contenant la

roche. La résistivité ρ [$\Omega.m$] ou la conductivité σ [$S.m^{-1}$] sont exprimées en fonction de la tension V [V] et du courant I [A] comme :

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{SV}{LI} \quad (2.1)$$

2.3.1 Facteurs influençant la résistivité électrique

Pour la plupart des roches près de la surface du sol (moins de 15 km), la résistivité est entièrement électrolytique, i.e. le courant électrique passe à travers l'eau qui est contenue dans les roches. La quantité et la composition de cette eau sont donc particulièrement déterminantes de la résistivité électrique et d'après Descloitres (1998) parmi les facteurs qui influencent ce paramètre on trouve :

- La porosité des roches : la forme et la taille des pores, la connexion et les passages entre les pores ;
- La fracturation des roches : le type, la taille et les dimensions des fractures ;
- La présence de sels dans l'eau : la mobilité, la concentration et le degré de dissociation des ions ;
- La température - la résistivité électrique diminue avec l'augmentation de la température à raison de 0.19 $\Omega.m$ par degré ;
- Le type de roches : les sols et les roches peuvent être différenciés par leur résistivité électrique. La figure 2.1 montre quelques valeurs et les intervalles typiques de la résistivité de différentes roches et formations. L'argile joue un rôle important dans cette classification. La détection des couches argileuses est l'objectif principal dans la majorité des études environnementales, car ces zones constituent des barrières naturelles à la circulation de l'eau souterraine.

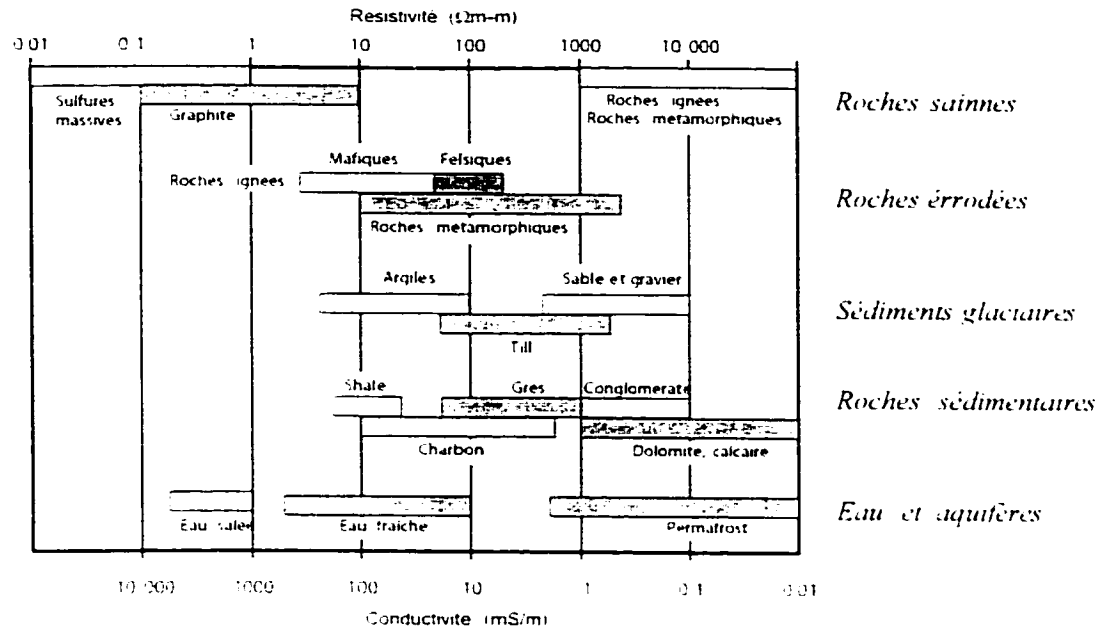


FIG. 2.1: Résistivité des différentes roches.

2.3.2 La loi d'Archie

L'expression empirique qui établit une relation entre la résistivité électrique, la porosité des roches et le taux de saturation du milieu est connue comme la loi d'Archie (Archie, 1942). Lorsque la quantité d'argile dans le matériau est négligeable, elle s'exprime comme :

$$\rho_r = a \rho_w \Phi^{-m} S^{-n} \quad (2.2)$$

avec ρ_r : résistivité de la formation en $\Omega.m$; ρ_w : résistivité de la solution en $\Omega.m$; Φ : porosité (rapport du volume des vides au volume total, sans dimension); S : saturation (rapport du volume des vides remplis d'eau au volume total des vides, sans dimension); a : facteur de tortuosité (sans dimension), dépendant de la forme et de la géométrie des pores le long de la direction du flux avec des valeurs plus petites que 1 pour des roches détritiques, faiblement cimentées et de 4 pour des roches volcaniques

très poreuses : m - facteur dépendant de la forme des pores et des particules, avec des valeurs proches de 1 pour les roches denses, fracturées et de 2.3 pour les roches élastiques cimentées (sans dimension) : n - facteur de cimentation avec des valeurs comprises entre 1.4 et 2.0 (sans dimension). Quelques valeurs de ces facteurs sont présentées dans le tableau 2.1 (Kaufman et Keller (1983)).

TAB. 2.1: Paramètres m , a et porosité pour différents types de roches (d'après Kaufman et Keller (1983)).

Type de roche	Coefficient m	Coefficient a	Porosité %
Roches détritiques faiblement cimentées sable, gres, calcaires	1.37	0.88	25 à 45
Roches sédimentaires modérément cimentées gres et calcaires	1.72	0.62	18 à 35
Roches sédimentaires cimentées	1.95	0.62	5 à 25
Roches volcaniques poreuses	1.44	3.50	20 à 50
Roches cristallines denses	1.58	1.40	moins de 4

2.3.3 Applications de la TDEM à l'étude de l'eau souterraine

Les problèmes hydrogéologiques, dont l'interprétation est basée sur le contraste des résistivités mesurées, se prêtent particulièrement bien à la prospection par la TDEM. La méthode, étant très sensible à la présence de terrains conducteurs, permet entre autres de : (1) déterminer les changements dans la structure du sous-sol dus aux changements de porosité ; (2) discerner des variations de résistivité entre des aquifères d'eau fraîche ou salée ; (3) de localiser des structures géologiques favorables à l'accumulation ou à la circulation de l'eau souterraine, telles que failles, fractures ou

cavités. Ainsi, une baisse de ρ indiquera la limite entre la zone d'aération et la zone saturée dans les bassins sédimentaires, relèvera la présence de karsts ou de fractures remplis d'eau dans les roches denses, ou finalement, sera la signature de l'augmentation de la salinité et/ou de la contamination de la nappe aquifère. Nombreux sont les articles qui décrivent les différentes applications des méthodes TDEM aux problèmes hydrogéologiques et parmi ces études nous retrouvons les travaux de Hoekstra et Standish (1984); Frischknecht et Raab (1984); Fitterman et Hoekstra (1984); Hoekstra et Cline (1986); Fitterman et Steward (1986); Hoekstra et Evans (1986); Steward et Clay (1986); Fitterman (1987); Buselli *et al.* (1989); Snow *et al.* (1990); Hoekstra (1990); Hoekstra et Bloom (1986); Hoekstra (1991); James *et al.* (1990); Fitterman *et al.* (1991); Goldman *et al.* (1991); McNeill (1990); Taylor *et al.* (1991); Prugger et Prugger (1991); Hoekstra *et al.* (1992); Gendzwill et Stread (1992); Geonies (1992); Desclotres *et al.* (1995); Sorensen (1997); Chouteau *et al.* (1997); Desclotres *et al.* (1997).

2.3.4 La géophysique dans les mines de potasse

Les anomalies structurales et la présence d'eau constituent des problèmes majeurs pour les mines de sel souterraines. Des fissures, des failles, des zones de dissolution existent dans la plupart des mines dans le monde et leur taille varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres. Il peut s'agir de fines fissures dans les couches exploitées ou de grandes zones d'effondrement au-dessus du niveau des galeries (Mackintosh et McVitie, 1983).

Plusieurs méthodes géophysiques sont actuellement utilisées dans les mines de potasse, pour cartographier l'épaisseur et l'état de la roche minée ou pour identifier des anomalies structurales. Les études géophysiques contrôlent l'avancement des travaux

et aident à évaluer l'épaisseur de la couche de sel, ainsi qu'à déterminer la présence des aquifères au-dessus. Mottahed et Phillips (1988) et Gendzwill et Stead (1992) donnent un bon aperçu des méthodes et des techniques géophysiques utilisées dans les mines de potasse. Elles peuvent être groupées comme suit :

Méthodes électromagnétiques

Les premières méthodes électromagnétiques utilisées dans les mines de potasse furent les méthodes EM fréquentielles (FEM). Elles ont été employées pour évaluer l'épaisseur du sel et pour détecter les zones saturées au-dessus de cette couche (Duckworth, 1992). Les techniques reposent sur la mesure d'un champ magnétique secondaire induit dans des cibles conductrices (EM-34 de Geonics, par exemple), et le champ mesuré est directement relié à la conductivité électrique des couches. Dans les mines de potasse la conductivité électrique des formations est contrôlée essentiellement par la porosité des roches, par la salinité de l'eau contenue dans ces formations et / ou par la présence d'argile et des schistes argileux. Gendzwill et Pandit (1980) et Gendzwill (1983) ont développé des techniques d'interprétation des données EM. Les limitations de la méthode sont liées à la susceptibilité aux interférences EM, ainsi qu'à l'interprétation 1D limitée aux modèles de deux couches.

Géoradar et sonar

Le géoradar et le sonar sont utilisés pour déterminer l'épaisseur de la couche de sel, évaluer l'état de la roche minée, détecter des fissures, des cavités ou des zones saturées en eau devant les travaux d'excavation. Une référence de base sur l'application du géoradar dans les mines de potasse est donnée par Annan *et al.* (1988). Des antennes de 50 et 100 MHz, ou pour une meilleure résolution, de 450

et 900 MHz sont habituellement utilisées. L'efficacité de la méthode varie d'une mine à l'autre, en fonction des caractéristiques du milieu. La profondeur de pénétration est d'environ 10 à 50 m. La méthode donne une excellente image de l'épaisseur du sel sec qui atténue très peu les ondes EM. Par contre, la présence d'eau ou d'argile diminue considérablement la portée des mesures. D'autres applications du géoradar dans des mines de potasse sont présentées par Momavez *et al.* (1996); Chouteau *et al.* (1997); Lindner *et al.* (1998).

Le sonar utilise la propagation d'une onde acoustique et l'impédance mesurée dépend de la densité du milieu. L'utilisation du sonar n'est pas très commune dans les mines de potasse en partie à cause de certaines limites techniques (largeur du signal envoyé par exemple). Quelques applications sont présentées par Unterberger (1983) et par Lindner *et al.* (1998).

Sismique réfraction et micro-sismique

La sismique réfraction est appliquée aussi bien pour détecter les problèmes géologiques, que pour accompagner l'exploitation minière. La méthode a été utilisée pour la première fois pour mesurer l'épaisseur du sel par Gendzwill (1969). La technique est basée sur le fait que les ondes sismiques sont déviées ou réfractées aux interfaces et pour le cas géologique où le calcaire (couche à haute vitesse sismique - > 5.5 km/s) est superposé au sel (couche à faible vitesse sismique - < 4.8 km/s), les ondes seront réfractées à la frontière entre ces deux couches. Le temps de propagation est ensuite utilisé pour calculer l'épaisseur du sel et pour estimer l'état des roches. Une haute vitesse de propagation reflète une roche compacte, avec faible porosité et/ou petite fracturation. Par contre, les vitesses faibles indiquent un milieu peu solide, poreux et/ou fracturé.

La micro-sismique est une méthode d'auscultation passive des matériaux en utilisant les microséismes engendrés par la relaxation des contraintes (fracturations, coups de terrain) dans le roc. Elle peut fournir de l'information sur les anomalies des conditions géologiques. Ces études effectuées par un réseau d'écoute de plusieurs géophones donnent de l'information complémentaire sur l'état général des structures au voisinage des travaux miniers.

Sismique réflexion

La sismique réflexion est appliquée dans les mines de potasse pour résoudre un grand nombre de problèmes, incluant l'identification de différentes structures - failles, plis, structures effondrées, amincissement de la couche de sel, changement des propriétés acoustiques des roches, etc. (Gendzwill et Stead, 1992). La méthode permet d'investiguer des terrains profonds (jusqu'à 100 m). Un des avantages de la sismique réflexion est qu'elle permet l'identification des structures très fines grâce à la source mécanique utilisée. Le signal à haute fréquence nécessaire est généré en utilisant des capsules explosives plutôt que la dynamite. Contrairement au géoradar, les données enregistrées ne sont pas affectées par la présence d'équipement minier. De même, l'absence de zone altérée à la surface du roc assure des conditions optimales pour l'application de la technique. Cependant la mise en oeuvre, le traitement et l'interprétation des données sont excessivement laborieux, ce qui explique l'application occasionnelle de la méthode.

Radiométrie

La méthode est basée sur le fait qu'approximativement 0.012% de la potasse naturelle est constituée de l'isotope K^{40} . Elle émet des rayonnements β et γ .

ionisants. La relation qui existe entre le niveau de radiation γ et la présence de potasse permet évaluer les limites et la qualité du gisement. Cette méthode accompagne l'exploitation, et moins souvent - la recherche du gisement.

Chapitre 3

Le sondage électromagnétique transitoire

3.1 Introduction

La TDEM ou *Time Domain Electromagnetic Method* est une méthode de sondage électromagnétique (EM), opérant dans le domaine du temps. Comme la plupart des méthodes EM, la TDEM est basée sur l'induction des courants électriques dans le sous-sol suite à la présence d'un champ magnétique primaire variable. Ces courants donnent naissance à des champs magnétiques secondaires que l'on mesure en surface. Avec les bases théoriques développées par les scientifiques russes dans les années 40 – 50, la TDEM a été appliquée au début par les USA, le Canada et l'Australie essentiellement à la prospection des gisements profonds de sulfures massifs. Les progrès technologiques ont permis par la suite le développement de plusieurs systèmes de prospection : INPUT (1958), UTEM (1972), SIROTEM (1974), EM 37 (1980), PROTEM (1985). L'excellente résolution des zones conductrices, la grande profondeur d'investigation, ainsi que la rapidité de mise en oeuvre, font de la TDEM une technique simple, fiable et à un coût relativement faible.

Ce chapitre est consacré à la description de la méthode TDEM. Il débute par un rappel général de la théorie de l'électromagnétisme, en introduisant les équations de Maxwell et leurs solutions dans le domaine des fréquences et dans le domaine du temps. Ensuite nous présentons les différents aspects des sondages TDEM : le principe physique, les dispositifs de mesure, les caractéristiques du signal mesuré. Enfin, nous discutons quelques sources de bruit EM qui peuvent occasionner des distorsions des données transitoires. Il est à noter que le contenu de ce chapitre est relié aux développements présentés par la suite dans ce mémoire et ne représente pas une description exhaustive de la méthode TDEM. Des traitements plus vastes de ce sujet peuvent être trouvés dans les ouvrages de Kaufman et Keller (1983) ou McNeill (1990), entre autres.

3.2 Théorie EM fondamentale

La théorie des méthodes électromagnétiques est basée sur les lois de propagation des champs électrique et magnétique dans le sous-sol conducteur de la Terre. Lorsque le sous-sol est soumis à un champ électrique $\mathbf{E}$ [$V.m^{-1}$], les charges se déplacent. Le mouvement des charges libres forme le courant de conduction, $\mathbf{J}_c$ [$A.m^{-2}$]. Il est caractérisé par la conductivité électrique σ [$\Omega^{-1}.m^{-1}$] du milieu et selon la loi d'Ohm

$$\mathbf{J}_c = \sigma \mathbf{E}. \quad (3.1)$$

Le courant de déplacement $\mathbf{J}_d$ [$A.m^{-2}$] résulte de la variation du champ électrique et se caractérise par la permittivité électrique du milieu ϵ [$F.m^{-1}$] :

$$\mathbf{J}_d = \epsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}. \quad (3.2)$$

L'induction électrique (ou champ de déplacement électrique) $\mathbf{D}$ [$C.m^{-2}$] décrit le champ électrique sous l'influence des charges et s'écrit :

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}. \quad (3.3)$$

Lorsque le milieu est soumis à un champ magnétique $\mathbf{H}$ [$A.m^{-1}$], le champ d'induction magnétique, $\mathbf{B}$ [T], dépend de la perméabilité magnétique du milieu, μ [$H.m^{-1}$], suivant l'expression :

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.4)$$

Toute variation dans l'espace et dans le temps des champs électrique et magnétique est gouverné par les équations de Maxwell, soit :

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.5)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J}_c \quad (3.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.7)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (3.8)$$

où q est la densité de charge électrique en [$C.m^{-3}$].

Pour la plupart des matériaux de la Terre, aux fréquences considérées dans cette étude, les courants de déplacement sont beaucoup plus faibles que les courants de conduction ($\mathbf{J}_d \ll \mathbf{J}_c$). En négligeant la contribution $\partial \mathbf{D} / \partial t$ les quatre équations de Maxwell, complétées avec les équations 3.1 à 3.4 permettent d'établir les équations de diffusion, soit :

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (3.9)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0. \quad (3.10)$$

Les solutions harmoniques monochromatiques de ces équations sont :

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0^+ \exp^{-i(kz - \omega t)} + \mathbf{E}_0^- \exp^{i(kz + \omega t)} \quad (3.11)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_0^+ \exp^{-i(kz - \omega t)} + \mathbf{H}_0^- \exp^{i(kz + \omega t)} \quad (3.12)$$

où $\omega = 2\pi f$, f étant la fréquence en [Hz] et $k = \alpha + i\beta$. Pour le cas quasi-statique $\alpha = \beta = (\omega\mu\sigma/2)^{1/2}$.

La transformé de Fourier des équations 3.11 et 3.12 permet d'écrire les expressions pour les champs $\mathbf{e}$ et $\mathbf{h}^1$ à la surface du sol. Pour une source impulsionnelle on a

$$\begin{pmatrix} \mathbf{e} \\ \mathbf{h} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{e}_0^+ \\ \mathbf{h}_0^+ \end{pmatrix} \frac{(\mu\sigma)^{1/2} z}{2\pi^{1/2} t^{3/2}} \exp \frac{-\mu\sigma z^2}{4t} \quad (3.13)$$

Cette équation montre que pour une conductivité σ donnée, le temps nécessaire au maximum du champ transitoire de diffuser à une profondeur z est

$$t_{max} = \frac{\mu\sigma z^2}{6} \quad (3.14)$$

De même, pour une conductivité σ donnée, la profondeur à laquelle se trouve le maximum du champ TDEM après un certain temps t est :

$$z_{max} = \left(\frac{2t}{\mu\sigma} \right)^{1/2} \quad (3.15)$$

Le principe de la méthode TDEM, que nous allons présenter dans la section suivante, est basé sur ces propriétés du champ électromagnétique transitoire.

¹Dans la suite de ce document on utilisera les lettres capitales pour designer les champs électriques et magnétiques dans le domaine fréquentiel et des lettres minuscules pour le domaine du temps.

3.3 Principe général de la TDEM

Le principe de la TDEM est illustré sur la figure 3.1. La source de signal est une

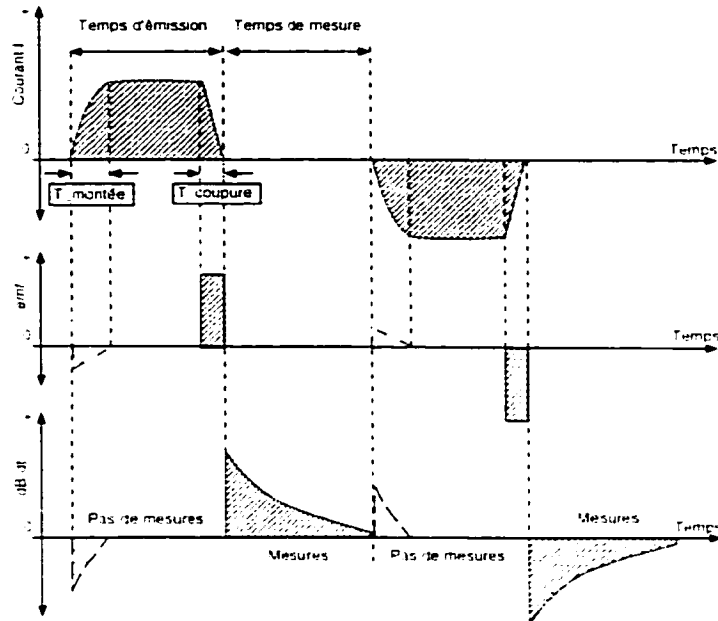


FIG. 3.1: *Principe général de la TDEM : courant injecté (en haut) ; force électromotrice induite (milieu) ; variation du champ magnétique mesuré au récepteur (en bas).*

boucle d'émission parcourue par un courant qui à chaque second quart de période est coupé brusquement pendant un quart de période pour être de nouveau injecté dans un sens opposé. La coupure et l'injection du courant ne sont pas instantanées à cause de l'inductance non nulle de la boucle T_x . On définit le temps de montée (*turn-on-time*) et le temps de coupure (*turn-off-time*), qui dépendent de l'intensité du courant initial et de la longueur et du type de câble utilisé (Fitterman et Anderson, 1987). Le fait de couper brusquement ce courant, produit selon la loi de Faraday une variation de flux du champ magnétique primaire. Ce champ magnétique variable induit dans le sous-sol une force électromotrice (f_{em}) qui est égale à la variation, par unité de temps,

du flux magnétique à travers le circuit conducteur. Cette *fem* produit un courant qui a son tour génère un champ magnétique que l'on mesure à la surface. L'information sur les terrains en profondeur est obtenue en analysant la décroissance de ce champ pendant le temps où le champ primaire est coupé.

Immédiatement après la coupure du courant primaire, des courants associés à la *fem* induite circulent à proximité de la source, avec une géométrie similaire au dispositif qui leur a donné naissance. Avec le passage du temps leur intensité diminue et cette décroissance induit elle-même un nouveau courant, mais à plus grande profondeur et à plus grande distance de l'émetteur. Nabighian (1979) décrit ces courants comme des filets de courant équivalents qui se déplacent en s'éloignant de la source, sous la forme de "ronds de fumée" (figure 3.2).

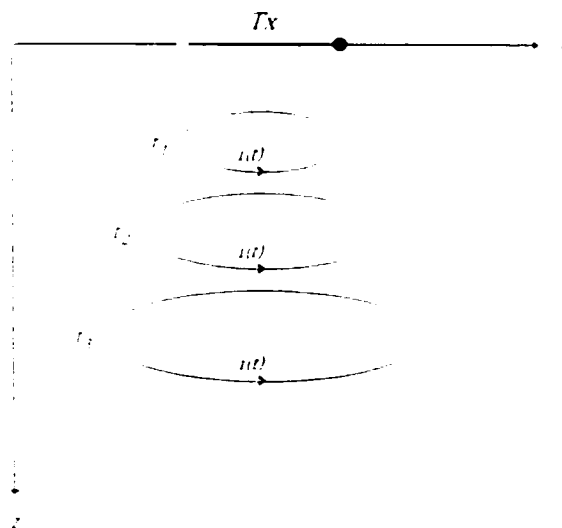


FIG. 3.2: Diffusion du champ électrique dans un demi-espace homogène—concept des "ronds de fumée" (Nabighian (1979))

Le champ mesuré peu de temps après la coupure du courant initial est essen-

tiellement influencé par les terrains superficiels. Avec le passage du temps il devient sensible aux terrains de plus en plus profonds. Du fait du caractère diffusif du champ transitoire, la mesure du champ magnétique dans le temps met en évidence la distribution de la résistivité en profondeur. *C'est le principe de la méthode TDEM.*

3.4 Dispositifs de mesure

La méthode TDEM est mise en oeuvre en utilisant des dispositifs émetteur - récepteur placés à la surface du sol. Les émetteurs (Tx) sont de grands cadres de forme carrée ou rectangulaire. Les récepteurs (Rx) sont en général des petites bobines uni- ou multi-axiales, mesurant la variation de l'induction magnétique dans le temps, $\partial \mathbf{b} / \partial t$ [$nV \cdot m^2$]. Plus rarement, des capteurs magnétiques, mesurant le champ magnétique, $\mathbf{h}$ [T], ou des dipôles électriques, mesurant le champ électrique, $\mathbf{e}$ [V/m], sont utilisés. L'antenne réceptrice est placée soit au centre de la boucle d'émission (dispositif central), soit à une certaine distance à l'extérieur de Tx (dispositif avec déport). Ces deux configurations sont présentées sur la figure 3.3.

3.4.1 Dispositif central

Cette configuration est la plus fréquemment utilisée en TDEM. Le capteur de réception est situé au centre de Tx . Relativement rapide à mettre en oeuvre sur le terrain, ce dispositif présente également l'avantage d'être faiblement influencé par des variations latérales de la conductivité électrique. Lors d'une séance d'acquisition le volume investigué est situé essentiellement au-dessous du point de mesure (Hoekstra, 1990).

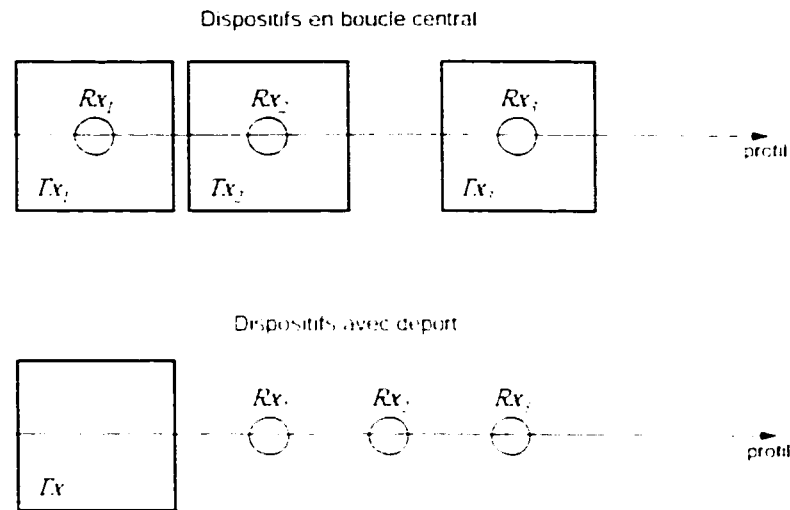


FIG. 3.3: *Dispositifs en boucle centrale et avec déport ("offset")*.

3.4.2 Dispositif avec déport ("offset")

Pour le dispositif avec déport le récepteur se trouve à l'extérieur de la boucle d'émission. Cette configuration est utilisée lors du profilage TDEM avec un grand cadre Tx ($\sim 300 \times 300$ m) ou au contraire, lorsque la taille de celui-ci est trop petite pour mettre le récepteur au centre sans risque de saturation du signal. Ce dernier cas de figure peut être rencontré lors des investigations de haute résolution (mais de faible profondeur), ou dans des conditions d'espaces limités (zones urbaines ou galeries de mine par exemple). Les mesures à l'extérieur de Tx permettent l'enregistrement des trois composantes du champ magnétique. Finalement, les multiples sondages en déport permettent d'évaluer la géométrie de la structure. Le changement de la forme du signal enregistré d'un point à l'autre indiquera que le sous-sol autour de la boucle d'émission n'est pas uniforme.

3.5 Le signal mesuré

Le signal enregistré en TDEM peut être considéré comme la réponse impulsionnelle du sol convoluée avec la forme de l'onde émise et avec la réponse de la bobine réceptrice. Au récepteur, l'impulsion initiale, convoluée avec ces trois filtres est échantillonnée sur 20 "fenêtres" (points discrets de mesure, étalés entre les temps courts et les temps longs). Elles sont espacées logarithmiquement, en étant très étroites au début (variation rapide du signal) et plus larges à la fin (variation plus lente).

Pour illustrer la forme du signal transitoire mesuré, nous considérons les composantes verticale (z) et horizontale (selon l'axe x) au centre et à l'extérieur du transmetteur. L'aspect de ces réponses étant similaire pour un milieu homogène ou tabulaire, ici nous nous placerons dans le cas d'un demi-espace homogène.

3.5.0.1 Dispositif central

La réponse transitoire calculée pour une bobine réceptrice située au centre de la boucle d'émission est présentée à la figure 3.4. La décroissance de $\partial \mathbf{b} / \partial t$ dépend de la conductivité du milieu (plus lente lorsque le terrain est conducteur et plus rapide, lorsqu'il est résistant). La composante verticale $\partial b_z / \partial t$ est du même signe que le champ primaire (conventionnellement considéré comme positif) et les composantes horizontales, $\partial b_x / \partial t$ et $\partial b_y / \partial t$, sont nulles. Elles vont devenir significatives seulement si à l'aplomb du sondage la structure devient 2D ou 3D.

3.5.0.2 Dispositif avec déport

La réponse transitoire calculée pour une bobine réceptrice en déport est présentée sur la figure 3.5. La composante verticale change de signe quand le maximum de courant passe sous le point d'observation. Un peu plus tôt la composante horizontale

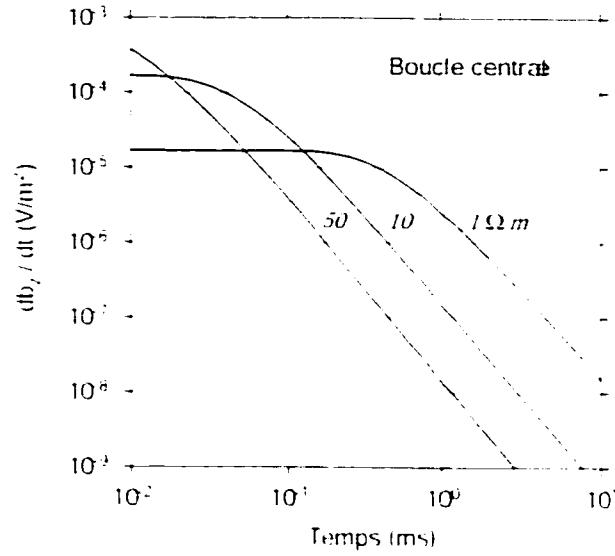


FIG. 3.4: *Décroissance de la composante verticale du signal mesuré en mode central au-dessus d'un demi-espace de résistivité 1, 10 et 50 $\Omega \cdot m$. Les composantes x et y sont nulles.*

atteint son maximum.

La distribution du champ électrique induit peut être utilisée pour comprendre l'attitude du champ magnétique à la surface, en particulier, le fait que h_z change de signe en déport et que h_x et h_y ont un maximum quand le maximum de courant, e_{max} , passe au-dessous du point d'observation. La figure 3.6 explique ce comportement. On considère le courant circulant dans la boucle émettrice dans le sens opposé au sens de l'aiguille de la montre. Le récepteur Rx_1 est en mode central, et les récepteurs Rx_2 et Rx_3 sont en déport. À l'instant t_1 après la coupure du courant, les filets de courants auront diffusé à une certaine distance verticale et latérale par rapport au transmetteur. Au centre de Tx , le champ magnétique vertical associé à ces courants est positif et le champ horizontal est nul. Pour les deux récepteurs en déport, h_z est positif pendant que h_x est positif au Rx_2 et négatif au Rx_3 . À l'instant t_2 le maximum

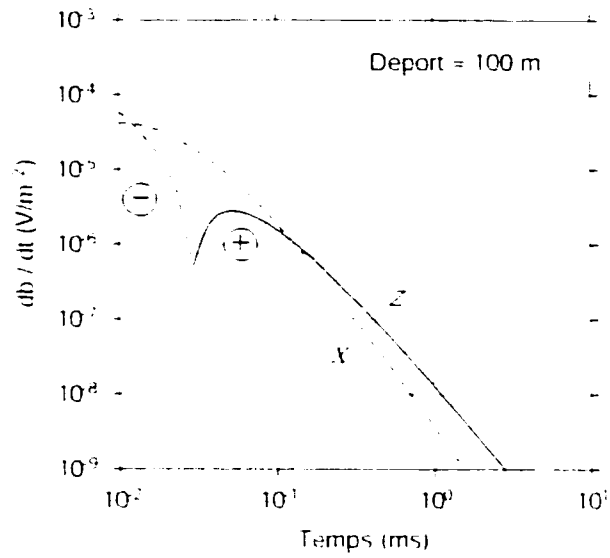


FIG. 3.5: *Décroissance des composantes verticale et horizontale du signal mesuré à 100 m du centre de la boucle d'émission. La résistivité du demi-espace est de 50 $\Omega.m$.*

de courant $\mathbf{e}_{max}$ se trouve sous les récepteurs Rx_2 et Rx_3 . Le champ h_z reste positif au Rx_1 et devient nul au Rx_2 et Rx_3 . Au même moment h_z atteint son maximum, positif au Rx_2 et négatif au Rx_3 . À l'instant t_3 , tous les courants sont au delà des récepteurs. Quand le maximum de densité dépasse les récepteurs en déport, la polarité du champ magnétique vertical change et devient négative aux deux sites. Le champ horizontal a la même polarité comme aux t_1 et t_2 . On peut dire que pour une position du récepteur donnée, le temps de passage de $\mathbf{e}_{max}$ dépend de la conductivité du milieu. Si le milieu est conducteur ce temps sera plus long que pour un milieu résistant.

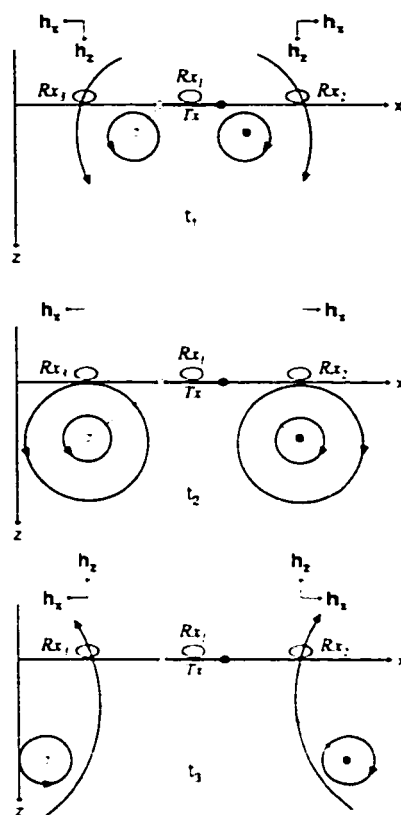


FIG. 3.6: Comportement du champ magnétique en TDEM. Signe de la réponse en déport.

3.6 Bruit électromagnétique - sources d'erreur

3.6.1 Bruit EM géologique

Toute l'information contenue dans les données TDEM contient un aspect important - tous les enregistrements contiennent du bruit (Macnae *et al.*, 1984; McCracken *et al.*, 1986; Spies, 1988; Fitterman, 1989). Le bruit géologique peut être défini comme des variations des structures géologiques ou des structures complexes qui s'écartent des cibles recherchées. Il s'agit des structures 2D/3D, des effets magnétiques et/ou de polarisation provoquée, qui sont hors des objectifs de la prospection TDEM. Cependant, la détection de tels effets peut être utilisée pour compléter l'information obtenue

par les sondages EM transitoires. Ici nous allons discuter les différentes sources de bruit EM en nous référant aux travaux déjà publiés.

3.6.1.1 Conductivité complexe - effets de polarisation provoquée

Pour certains types de roches, dont les argiles, la conductivité électrique dépend de la fréquence utilisée lors des mesures. Le phénomène est connu sous le nom de *polarisation provoquée* (PP). Deux phénomènes se produisent dans les roches polarisables lorsqu'elles sont soumises à un champ magnétique variable (Smith et West, 1988) :

- (1) Immédiatement après la coupure du courant initial un courant induit apparaît ;
- (2) Sous l'effet de ce courant la roche se polarise et donne naissance à un autre courant, appelé courant de polarisation. Le courant de polarisation circule dans un sens inverse du courant d'induction et de cette manière réduit l'amplitude de ce dernier.

Vers la fin des transients, où le courant de polarisation domine le courant induit, l'influence de la PP est considérable. Plus le terrain est résistant (i.e. courant induit faible), plus l'importance relative des courants de polarisation par rapport au courant d'induction sera grande, et donc plus l'effet PP sera marqué. De même, le courant de polarisation étant proportionnel à l'intensité du courant d'induction, l'effet PP sera plus important dans la zone proche de la boucle d'émission.

3.6.1.2 Viscosité magnétique

La viscosité magnétique correspond à une dépendance fréquentielle de la susceptibilité magnétique. Le champ magnétique transitoire peut être affecté par ce phénomène si les couches superficielles contiennent des corps ferromagnétiques ou ferrimagnétiques (Buselli *et al.*, 1989). Quand le courant circule dans la boucle d'émission, le matériel proche du câble se magnétise. Après la coupure du courant primaire, la magnétisation décroît avec le temps en produisant un champ magnétique qui s'ajoute au champ induit. L'effet magnétique se manifeste en fin de transitoire, quand la

réponse de conduction devienne faible. Il s'atténue lorsque la taille du T_x augmente ou lorsque le récepteur se trouve en déport.

3.6.1.3 Structures non tabulaires

L'interprétation quantitative en TDEM est actuellement basée sur l'inversion unidimensionnelle des données, en supposant que le sous-sol est tabulaire. Pourtant il n'est pas toujours possible de respecter cette approximation. Dans le cas où des structures 2D/3D sont présentes, les lignes du courant induit sont déformées et l'interprétation 1D n'est plus valide (Auken, 1995). Une indication sur la dimensionnalité du milieu peut être obtenue grâce aux mesures des composantes x et y du champ pour des dispositifs en mode central. Spies (1989) ont défini le *tipper* $T_r(t)$ comme :

$$T_r(t) = \frac{v_h(t)}{v_z(t)} \quad (3.16)$$

où $v_h(t)$ et $v_z(t)$ sont les tensions correspondantes aux champs magnétiques horizontaux et verticaux respectivement. $T_r(t)$ est nul en milieu tabulaire et devient important lorsqu'à l'aplomb du sondage des structures 2D/3D sont présentes.

3.6.2 Bruit EM "industriel"

Souvent les sondages TDEM sont effectués près en zones urbaines et industrielles, où le bruit électromagnétique, occasionné par l'infrastructure locale (présence de câbles, lignes électriques, clôtures, etc.), peut être important. Ce type de bruit, dit *bruit industriel*, est une des sources d'erreur importantes en TDEM. Ici nous présentons deux des principales sources de bruit EM industriel.

3.6.2.1 Lignes électriques et perturbations sphériques

L'équipement TDEM fonctionne généralement en fréquences décalées des fréquences des lignes de haute tension (50 Hz ou 60 Hz), mais si les récepteurs sont placés près du tracé des lignes, le signal peut être saturé et les données perturbées. Pour éviter cette influence il est préférable d'effectuer les mesures TDEM le plus loin possible des lignes électriques. En vue d'éliminer l'effet des décharges atmosphériques, qui peuvent apparaître lors des orages d'été, plusieurs enregistrements sont effectués et leur moyenne est calculée lors de chaque mesure.

3.6.2.2 Structures métalliques

En réponse à l'impulsion TDEM toutes les structures métalliques, telles que les pipelines, clôtures, circuits électriques fermés, véhicules, vont générer des courants de Foucault avec une importante constante de temps. Par conséquent, le signal mesuré au récepteur placé à proximité, sera affecté par ce champ "parasite". Ce signal est cohérent avec le signal source et donc, impossible à éliminer. La figure 3.7 présente un exemple de distorsion inductive, que nous avons observé sur les données TDEM, lorsque des pièces métalliques d'équipement minier étaient présentes à proximité du récepteur (Chouteau et Krivochieva, 2000). Afin d'évaluer l'impact sur la réponse mesurée, nous avons effectué deux séries de mesures : la première avec les objets métalliques et la seconde, après les avoir enlevés. Les sondages ont été effectués avec un cadre Ez de 5 × 5 mètres (8 tours) et avec le récepteur en déport, à 10 m des débris. Le matériel conducteur provoque une forte anomalie conductrice aux temps longs (2×10^{-2} – 10 ms) et diffère considérablement de la réponse du sol après l'enlèvement des plaques.

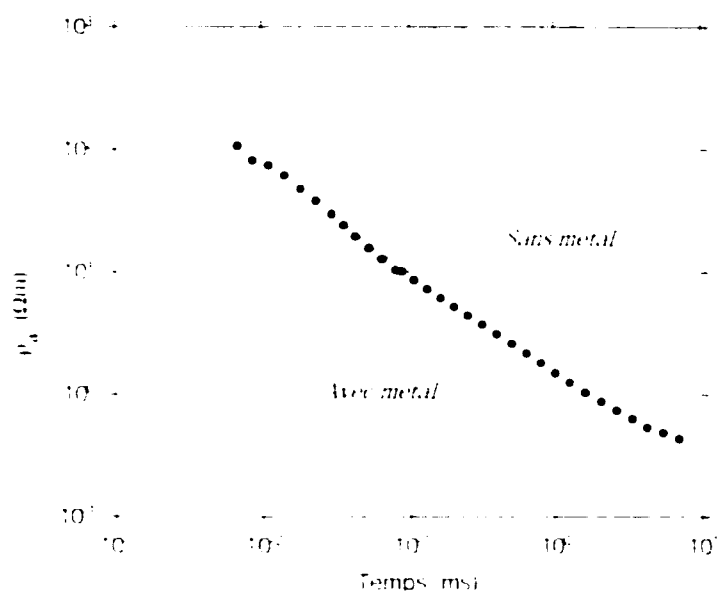


FIG. 3.7: *Effet des structures métalliques sur la réponse transitoire.*

Chapitre 4

Interprétation des sondages TDEM

4.1 Introduction

L'interprétation des sondages TDEM permet de déterminer la distribution de la conductivité du sous-sol en fonction de la profondeur. La modélisation ou le *problème direct* permet d'étudier la réponse de différents modèles, de comparer les résultats avec des données réelles et de tirer des conclusions sur la géométrie des structures. Il peut être défini comme suit : étant donné les valeurs des paramètres d'un modèle

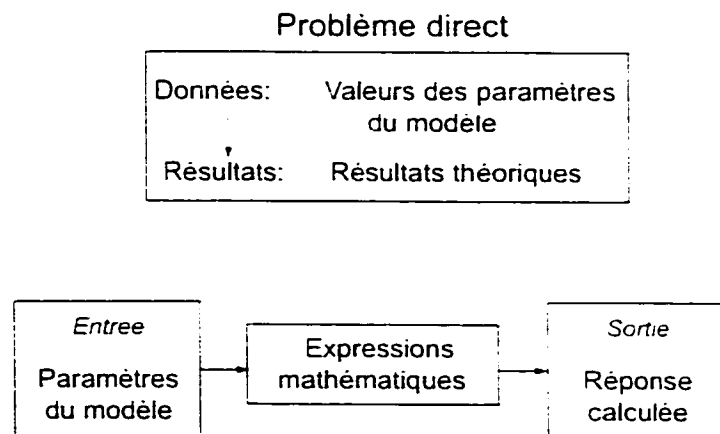


FIG. 4.1: Le problème direct

hypothétique (i.e. nombre de couches, résistivité, épaisseur, etc.), on applique une expression mathématique pour calculer les valeurs d'une quantité mesurable (champ magnétique ou résistivité apparente par exemple). Le problème direct est illustré sur la figure 4.1.

L'inversion des données géophysiques (ou le *problème inverse*) consiste à déterminer les paramètres d'un modèle en utilisant un ensemble de procédures mathématiques pour reproduire les données observées. La procédure du problème inverse est illustrée sur la figure 4.2.

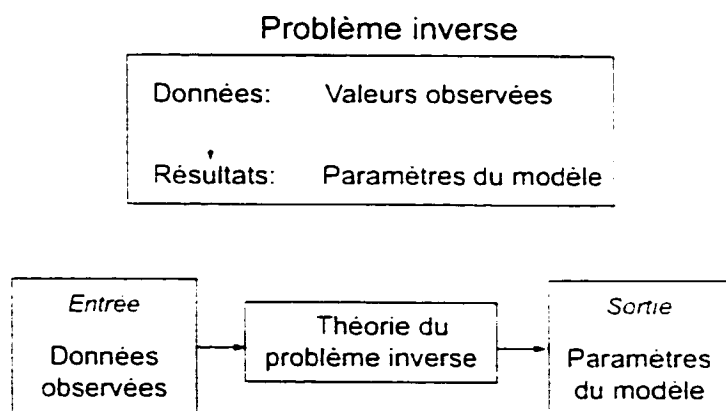


FIG. 4.2: Le *problème inverse*

Ce chapitre est destiné à l'étude des champs EM dans le domaine fréquentiel et dans le domaine du temps. Il débute par la dérivation des expressions mathématiques des champs électrique et magnétique dus à un dipôle magnétique à la surface d'un milieu stratifié. Ce sont les expressions du problème direct. Le problème inverse quand à lui, n'est présenté qu'au sens des moindres carrés. Nous rappelons que la démonstration qui suit ne représente pas un développement exhaustif de la théorie TDEM et que pour plus de détails le lecteur pourra se référer aux ouvrages de Ward et Hohmann (1987), Kaufman et Keller (1983) ou Meju (1994), d'où cette présentation

a été tirée.

4.2 Problème direct dans le domaine fréquentiel

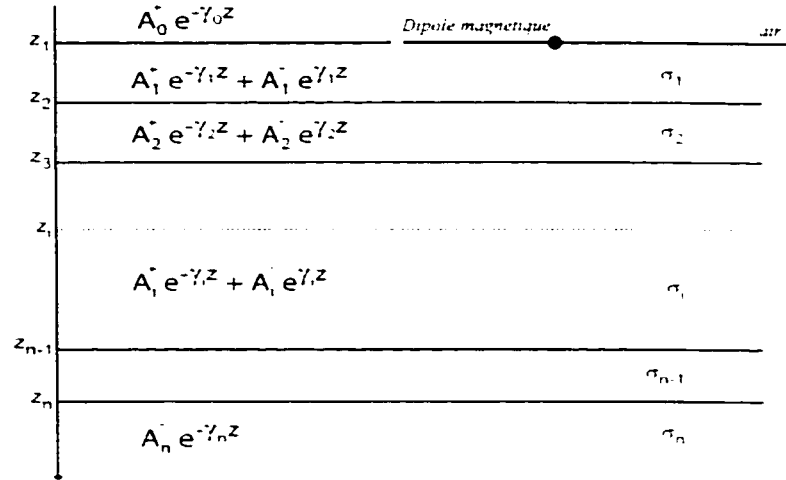
Le problème direct en TDEM consiste à calculer la réponse de la terre, $\mathbf{F}$ à une excitation impulsionnelle. Formellement on peut écrire :

$$\mathbf{F} = \mathcal{A}(\mathbf{p}) \quad (4.1)$$

Ici le vecteur $\mathbf{p}$ est composé des résistivités électriques et des épaisseurs des couches du modèle. La réponse $\mathbf{F}$ représente le champ électrique ou magnétique, E_z , H_r ou H_z , calculé et $\mathcal{A}$ est l'expression mathématique qui détermine $\mathbf{F}$ en fonction des paramètres $\mathbf{p}$.

Nous nous plaçons dans le cas de figure d'un milieu horizontalement stratifié (figure 4.3) et le problème direct est évalué dans un système de coordonnées cylindriques (ϕ, r, z) . Le modèle consiste en $n - 1$ couches de conductivité électrique σ_{n-1} et d'épaisseur l_{n-1} situées au-dessus d'un demi-espace homogène de conductivité σ_n . Comme source nous considérons un dipôle magnétique vertical, situé à la surface du sol, à $z = z_1 = 0$.

Les expressions pour les champs E_z , H_r et H_z sont dérivées en termes de potentiels électrodynamiques π . Dans le cas d'un dipôle magnétique vertical à la source, uniquement la composante verticale, π_z^m , du potentiel existe. En termes de π_z^m les composantes des champs électrique et magnétique s'écrivent comme (Ward et Hoh-

FIG. 4.3: *Modèle de terre stratifiée*

mann, 1987) :

$$E_\phi = -i\omega\mu \frac{\partial}{\partial r} \pi_z^m, \quad (4.2)$$

$$H_r = \frac{\partial^2}{\partial r \partial z} \pi_z^m, \quad (4.3)$$

$$H_z = k^2 \pi_z^m + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \pi_z^m, \quad (4.4)$$

où k est le nombre d'onde exprimé à la page 25. Le potentiel magnétique π_z^m est déterminé par l'intégrale de Hankel, soit :

$$\pi_z^m(r, z) = \frac{M}{2\pi} \int_0^\infty \tilde{\pi}_z^m(\lambda, z) \lambda J_0(\lambda r) d\lambda, \quad (4.5)$$

avec M , moment magnétique du dipôle et J_0 , fonction de Bessel d'ordre zéro.

À l'intérieur d'une couche le potentiel peut être exprimé en termes de partie transmise et partie réfléchi. Étant donné que les champs qui se propagent dans les directions $z+$ et $z-$ ne sont pas égaux en amplitude, l'introduction des coefficients

$A^+(\lambda)$ et $A^-(\lambda)$ permettra de généraliser la solution. Ainsi, dans la i^{eme} couche, $\tilde{\pi}_z^m$ est :

$$\tilde{\pi}_z^m(z) = A^+(\lambda)e^{-\gamma_1 z} + A^-(\lambda)e^{\gamma_1 z} \quad (4.6)$$

avec $\gamma_1 = \sqrt{\lambda^2 - \kappa_1^2}$, la constante de propagation, et $\kappa_1^2 = i\mu\omega\sigma_1$, le nombre d'onde.

Ainsi, l'intégrale 4.5 devient

$$\pi_z^m = \frac{M}{2\pi} \int_0^\infty [A^+(\lambda)e^{-\gamma_1 z} + A^-(\lambda)e^{\gamma_1 z}] \lambda J_0(\lambda r) d\lambda \quad (4.7)$$

En injectant l'équation 4.7 dans les équations 4.2, 4.3 et 4.4 on exprime les champs électrique et magnétique comme :

$$E_\phi = \frac{i\omega\mu M}{2\pi} \int_0^\infty \lambda^2 [A^+(\lambda)e^{-\gamma_1 z} + A^-(\lambda)e^{\gamma_1 z}] J_1(\lambda r) d\lambda, \quad (4.8)$$

$$H_r = \frac{M}{2\pi} \int_0^\infty \lambda^2 \gamma_1 [A^+(\lambda)e^{-\gamma_1 z} + A^-(\lambda)e^{\gamma_1 z}] J_1(\lambda r) d\lambda, \quad (4.9)$$

$$H_z = \frac{M}{2\pi} \int_0^\infty \lambda^3 [A^+(\lambda)e^{-\gamma_1 z} + A^-(\lambda)e^{\gamma_1 z}] J_0(\lambda r) d\lambda, \quad (4.10)$$

Pour obtenir des expressions explicites pour E et H, il faut donc déterminer les coefficients $A^+(\lambda)$ et $A^-(\lambda)$. On introduit l'admittance $\tilde{Y}$, définie comme

$$\tilde{Y} = \frac{\tilde{H}_r}{\tilde{E}_\phi} \quad (4.11)$$

où

$$\tilde{H}_r = \gamma \lambda^2 [A^+(\lambda)e^{-\gamma_1 z} + A^-(\lambda)e^{\gamma_1 z}] \quad (4.12)$$

$$\tilde{E}_\phi = \lambda^2 [A^+(\lambda)e^{-\gamma_1 z} + A^-(\lambda)e^{\gamma_1 z}]. \quad (4.13)$$

À la surface du sol, à $z = z_1$, $A^+(\lambda) = 0$ et il s'agit de déterminer uniquement le coefficient $A^-(\lambda)$. Étant donné que $\tilde{H}_r$ et $\tilde{E}_\phi$ sont continus aux limites des couches, l'admittance doit être continue aussi et on peut calculer sa valeur à la surface de

la couche la plus profonde (Y_N) et procéder par récurrence pour chaque interface supérieure, jusqu'à $z = z_1$. Ainsi, pour $A^-(\lambda)$ on obtient :

$$A^-(\lambda) = \frac{Y_{air} - \tilde{Y}_1}{Y_{air} + \tilde{Y}_1} \approx \frac{\lambda - \tilde{Y}_1}{\lambda + \tilde{Y}_1}, \quad (4.14)$$

avec

$$\begin{aligned} \tilde{Y}_1 &= Y_1 \frac{\tilde{Y}_2 + Y_1 \tanh(Y_1 l_1)}{\tilde{Y}_1 + \tilde{Y}_2 \tanh(Y_1 l_1)} \\ \tilde{Y}_i &= Y_i \frac{\tilde{Y}_{i+1} + Y_i \tanh(Y_i l_i)}{\tilde{Y}_i + \tilde{Y}_{i+1} \tanh(Y_i l_i)} \end{aligned}$$

et

$$\tilde{Y}_n = Y_n = \gamma_n = \sqrt{\lambda^2 - i\omega\mu\sigma_n},$$

ce qui complète la solution pour les coefficients de réflexion.

4.3 Transformation dans le domaine du temps

La transformation des équations 4.8, 4.9 et 4.10 du domaine fréquentiel au domaine du temps peut s'écrire formellement comme :

$$f(t) = \mathcal{F}^{-1} \left[\int_0^\infty K(\mathbf{p}, \omega, \lambda) J_n(\lambda r) d\lambda \right], \quad (4.15)$$

où t indique le temps, $\mathbf{p}$ décrit les paramètres du modèle (résistivités et épaisseurs des couches) et J_n est la fonction de Bessel d'ordre zéro ou un. K représente le noyau de l'intégrale et $\mathcal{F}^{-1}$ est la transformée inverse de Fourier.

Il existe plusieurs techniques numériques permettant de calculer la réponse EM transitoire. Ici nous allons considérer une technique qui évalue la transformée inverse

de Laplace (noté $\mathcal{L}^{-1}$) du noyau avant de calculer l'intégrale de Hankel :

$$f(t) = \int_0^\infty \mathcal{L}^{-1}[K(\mathbf{p}, s)] J_n(\lambda r) d\lambda. \quad (4.16)$$

La transformée inverse de Laplace du domaine $K(s)$ de Laplace au domaine $f(t)$ est effectuée numériquement, en utilisant la méthode de Graver-Stehfest (Knight et Raiche, 1982). Il s'agit d'une méthode approximative où une valeur de $f(t)$ est obtenue en évaluant la fonction $K(s)$ aux n valeurs de l'argument s . L'algorithme ne calcule pas la fonction aux temps particuliers exacts, mais obtient une valeur approximative f_a^n de $f(t)$ avec $a = \ln 2/t$. La valeur approximative de $f(t)$ est donnée par :

$$f_a(t) \approx \frac{\ln 2}{t} \sum_{i=1}^n V_i F\left(\frac{\ln 2}{t_i}\right) \quad (4.17)$$

où n dépend de la capacité de l'ordinateur (ici $n = 16$) et

$$V_i = (-1)^{n-2i-1} \sum_{j=\lfloor \frac{n-1}{2} \rfloor}^{Min(i, n-2)} \frac{j^{n-2} (2j)!}{(n/2-j)! j! (j-1)! (i-j)! (2j-i)!} \quad (4.18)$$

Dans le cas général il n'existe pas d'expression analytique pour résoudre l'intégrale de Hankel et les champs électrique et magnétiques dans le domaine du temps sont calculés numériquement (Ghosh (1971); Anderson (1979) ou Christensen (1990)). Des expressions analytiques existent pour le champ magnétique vertical (ou pour sa dérivée par rapport au temps) pour des configurations centrale et en déport au-dessus d'un demi-espace homogène. Si a est le rayon de la boucle émettrice, ρ la distance entre Tr et Rr et M le moment magnétique de la source, et si on définit θ comme

$$\theta = \left(\frac{\mu_0 \sigma}{4t} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (4.19)$$

les principales expressions pour le champ magnétique vertical h_z et pour sa dérivée dh_z/dt s'écrivent comme :

Dispositif en déport :

$$h_z = \frac{M}{4\pi\rho^3} \left[\frac{9}{2\theta^2\rho^2} \operatorname{erf}(\theta\rho) - \operatorname{erf}(\theta\rho) - \frac{1}{\pi^{1/2}} \left(\frac{9}{\theta\rho} + 4\theta\rho \right) e^{-\theta^2\rho^2} \right], \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = -\frac{M}{2\pi\mu_o\sigma\rho^5} \left[9\operatorname{erf}(\theta\rho) - \frac{2\theta\rho}{\pi^{1/2}} (9 + 6\theta^2\rho^2 + 4\theta^4\rho^4) e^{-\theta^2\rho^2} \right] \quad (4.21)$$

Dispositif central :

$$h_z = \frac{It}{\sigma\mu_o a^3} \left[(2\theta^2 a^2 - 3)\operatorname{erf}(\theta a) + \frac{6}{\pi^{1/2}} \theta a e^{-\theta^2 a^2} \right], \quad (4.22)$$

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = -\frac{I}{\mu_o\sigma a^3} \left[3\operatorname{erf}(\theta\rho) - \frac{2}{\pi^{1/2}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (4.23)$$

4.4 Problème inverse au sens des moindres carrés

Le problème inverse consiste à déterminer dans l'équation 4.1 les paramètres $\mathbf{p}$ en connaissant la réponse $\mathbf{F}$. À chaque itération les paramètres du modèle initial sont variés de manière à trouver la solution optimale. Les méthodes pour optimiser automatiquement les paramètres d'un tel modèle sont connues comme des *méthodes d'inversion*. Les techniques et l'art de l'inversion sont largement discutés dans la littérature (Inman, 1975; Meju, 1994). Ici nous ferons une généralisation des méthodes des moindres carrés pour résoudre les problèmes inverses non linéaires.

Le problème inverse en TDEM se traduit alors en éléments :

M données (voltages ou résistivités mesurés), sous la forme d'un vecteur $\mathbf{d}$, tel que

$$\mathbf{d} = \left[\frac{\partial h_1}{\partial t}, \frac{\partial h_2}{\partial t}, \dots, \frac{\partial h_M}{\partial t} \right]^T = (d_1, d_2, \dots, d_M)^T; \quad (4.24)$$

N paramètres, représentatifs du problème et du modèle recherché (résistivités ρ

et épaisseurs l des couches), sous la forme d'un vecteur $\mathbf{p}$, tel que :

$$\mathbf{p} = [\rho_1, l_1, \rho_2, l_2, \dots, \rho_N, l_N]^T = (p_1, p_2, \dots, p_{2N-1})^T; \quad (4.25)$$

Une expression théorique (problème direct), qui relie les variables du problème :

$$\mathbf{f} = \left[\frac{\partial h_1^{calc}}{\partial t}, \frac{\partial h_2^{calc}}{\partial t}, \dots, \frac{\partial h_M^{calc}}{\partial t} \right]^T = (f_1, f_2, \dots, f_M)^T; \quad (4.26)$$

La réponse f_i ($i = 1, \dots, M$) est calculée pour la même configuration T_X-R_X du dispositif utilisé lors des mesures des données d_i .

On recherche une solution stable au sens des moindres carrés, c'est-à-dire qui minimise les écarts entre les données observées et calculées. Le problème est résolu par un algorithme itératif, basé sur l'approximation linéaire du problème direct en un point. À l'itération $(k+1)$ le vecteur des paramètres s'écrit :

$$\mathbf{p}_{k+1} = \mathbf{p}_k + (\mathbf{A}_k^T \mathbf{A}_k)^{-1} \mathbf{A}_k^T (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{p}_k)) \quad (4.27)$$

où $\mathbf{A}_k$ est la matrice des dérivées partielles des données calculées par rapport aux paramètres :

$$A_k^{ij} = \left[\frac{\partial f^i}{\partial p^j} \right]_{\mathbf{p}=\mathbf{p}_k} \quad (4.28)$$

Le processus itératif est répété jusqu'à ce qu'un ajustement satisfaisant soit obtenu entre les valeurs calculées et les valeurs observées.

4.5 Techniques d'interprétation

Dans cette section nous allons décrire brièvement les logiciels que nous avons utilisés lors de la modélisation et l'inversion TDEM présentées dans ce mémoire.

Logiciel TEMIXGL : Ce logiciel, conçu par Interpex Ltd., réalise le calcul des réponses TDEM pour un milieu tabulaire et pour plusieurs configurations géométriques Tx - Rx. Pour les calculs directs le programme utilise l'approximation de dipôle équivalent (Stoyer, 1990) et la convolution suit les procédures décrites par Anderson (1979). L'inversion des données est réalisée au sens des moindres carrés en utilisant l'algorithme décrit par Inman (1975). Au choix de l'utilisateur les résistivités et les épaisseurs peuvent être fixées ou laissées libres. À la fin des inversions, des calculs d'équivalence permettent d'estimer l'erreur sur les paramètres obtenus.

Logiciel SELMA : Le logiciel SELMA a été conçu et nous a été gentiment offert par le Dr. Christensen du Département des sciences de la terre à l'Université d'Aarhus, Danemark. Le programme calcule les réponses des modèles unidimensionnels et effectue l'inversion simple ou conjointe de différents types de données géophysiques. La réponse transitoire est exprimée comme la transformée de Hankel de la transformée inverse de Laplace de la fonction d'entrée. La transformée inverse de Laplace est calculée en utilisant l'algorithme de Graver-Stehfest (Knight et Raiche, 1982) avec un filtre de 16 points. Les transformées de Hankel sont calculées comme convolution discrète entre des valeurs logarithmiquement espacées de la fonction d'entrée et des coefficients des filtres pré-calculés (Christensen, 1990). Les valeurs de la fonction d'entrée sont calculées avec les relations récurrentes bien connues. L'inversion des données est réalisée au sens des moindres carrés. Les paramètres peuvent être fixés ou laissés libres lors de l'inversion. À chaque itération le changement des paramètres du modèle est estimé comme la différence entre les données réelles et la réponse précédente du modèle. Nous avons modifié le code original de SELMA, afin de

l'adapter pour les calculs du champ TDEM à l'intérieur des couches.

Logiciel TDHZ1D : Le programme a été conçu par Alain Tabbagh et Richard Guérin, Département de Géophysique Appliquée, Université P et M Curie, Paris. Il permet de calculer la réponse directe d'un sous-sol tabulaire, mesurée selon la composante verticale du champ magnétique, à une source magnétique avec prise en compte des propriétés de polarisation provoquée. Le programme est basé sur les transformées de Hankel et de Laplace et utilise le modèle Cole-Cole pour la polarisation provoquée.

Logiciel TEMDDD : Ce programme a été conçu et nous a été offert par Knútur Arnason, The National Energy Authority of Iceland, Reykjavík, Iceland (Arnason, 1995). Le code calcule par différences finies la réponse électromagnétique transitoire au-dessus d'un demi-espace conducteur. Le demi-espace conducteur contient des structures arbitraires, définies par des blocs de résistivité constante, avec des frontières coïncidant avec les plans de la grille de discrétisation. La source peut être une boucle ou un dipôle, disposé à la surface du sol. La réponse est calculée en un ou plusieurs points à la surface du sol. Le programme calcule la dérivée des trois composantes du champ magnétique et les deux composantes radiales du champ électrique, soit $\delta b_x/\delta t$, $\delta b_y/\delta t$, $\delta b_z/\delta t$, e_r et e_y .

Chapitre 5

Inversion conjointe des données TDEM

5.1 Introduction

De nombreuses études ont montré que l'interprétation conjointe des données géophysiques, pour laquelle un seul modèle est suggéré pour satisfaire les données, stabilise l'inversion et augmente la résolution des structures (Christensen et Sorensen, 1996). L'inversion conjointe des données EM avec les données électriques DC (Vozoff et Jupp (1975)), l'interprétation conjointe des données TDEM avec les sondages électriques (Raiche *et al.*, 1985; Eckhard *et al.*, 1994; Christensen, 1995), l'inversion conjointe des vitesses sismiques et les résistivités DC ou les résistivités EM sont présentées respectivement par Hering *et al.* (1995) et par Strack et Vozoff (1996) en sont quelques exemples.

L'inversion conjointe des données TDEM que nous présentons ici propose *d'augmenter la résolution* de la méthode en utilisant deux ou plusieurs ensembles de données TDEM, enregistrées en mode central et en déport. Les buts principaux de cette étude sont de :

- Améliorer l'interprétation des données enregistrées en long déport :
- Atténuer lors de l'interprétation l'effet de la polarisation provoquée en considérant des données enregistrées simultanément en mode central et en déport :
- Mettre en évidence des structures 2D/3D en utilisant l'interprétation 1D.

L'ensemble de cette étude, qui est basée sur l'analyse de modèles synthétiques et sur l'interprétation des données réelles, est présenté dans l'article qui suit, intitulé "*Improvement in 1D TDEM interpretation by simultaneous inversion of data from two loop configurations*". L'article a été publié dans la revue Journal of Environmental and Engineering Geophysics (Mars 2001, volume 6, pages 19-32).

5.2 Résumé de l'article

Nous présentons l'inversion conjointe exécutée sur des données enregistrées au centre et à l'extérieur de la boucle émettrice et démontrons que la complémentarité des deux types de données permet de : (1) obtenir une convergence plus rapide et une meilleure résolution des paramètres du modèle, (2) réduire au cours de l'interprétation l'importance des effets de la polarisation provoquée, et (3) fournit une bonne indication de la géométrie (2D/3D) des structures dans la zone de mesure. L'inversion conjointe est d'abord appliquée pour un modèle tabulaire. Elle permet d'améliorer sensiblement l'interprétation obtenue à partir des données en long déport, mais n'apporte pas plus d'information dans le cas des petits déports. L'interprétation individuelle et conjointe des données centrales et en déport sont alors comparées pour le cas d'une terre tabulaire, comportant une couche superficielle polarisable. L'interprétation conjointe réduit l'importance de la distorsion affectant les données centrales et permet d'obtenir des modèles plus fiables. Finalement, des données centrales

et en déport sont calculées au-dessus d'un corps 3D conducteur situé à l'intérieur d'un milieu tabulaire. Des inversions individuelles et en déport sont exécutées. Le manque de convergence et l'ajustement médiocre lors de l'inversion conjointe indiquent la présence des variations latérales de conductivité.

L'inversion conjointe est appliquée aux données TDEM enregistrées dans le bassin de Chalco (Mexique). Le premier exemple consiste en une inversion conjointe de deux sondages centraux voisins au-dessus d'une terre sans brusques changements latéraux de conductivité. On observe une nette amélioration de la résolution des paramètres du modèle par rapport aux inversions individuelles. Le deuxième exemple montre l'inversion conjointe quand les changements latéraux de conductivité se produisent. La combinaison des deux ensembles de données ne converge jamais vers un modèle final qui satisfait les deux modes.

5.3 Improvement in 1D TDEM interpretation by simultaneous inversion of data from two loop configurations

5.3.1 Abstract

This paper presents simultaneous inversion performed on data from central loop and offset receiver TDEM soundings. It is demonstrated that central loop and offset soundings complement each other and that the simultaneous 1D inversion of both data sets (1) yields rapid convergence and better resolution of the model parameters, (2) reduces the importance of distortion caused by induced polarization on interpretation, and (3) provides a good indication of the subsurface geometry in the measurement zone. Simultaneous inversion of central loop and different offset data sets are initially performed over a layered earth. The simultaneous inversion drastically improves interpretation obtained from the long offset data alone, but yields no noticeable improvement for the short offset sounding interpretation. Individual and simultaneous interpretation of central loop and offset soundings are then compared over a layered earth with a polarizable surface layer. The simultaneous interpretation reduces the importance of IP distortion affecting the central loop data and yields a more reliable model. Finally, central loop and offset data are calculated over a 3D conductive body embedded in layered host and individual and simultaneous inversions are performed. Lack of convergence and mediocre fit in simultaneous inversion indicate the presence of lateral conductivity variations.

The simultaneous inversion is applied to two field examples from data collected in the Chalco Sub-Basin (Mexico). The first example consists in simultaneous inversion of two neighboring central loop soundings over an earth with no significant

lateral conductivity changes. A slight enhancement in the resolution of model parameters is observed, but no substantial improvement in terms of misfit error or number of iterations is achieved compared to the single-site inversion. The second example shows simultaneous inversion of central loop and offset TDEM soundings when lateral conductivity changes occur. The combination of the two soundings never yields a final model that satisfies both data sets, showing the presence of a 2D or 3D heterogeneity in the vicinity of the two sounding sites.

5.3.2 Introduction

The Time Domain Electromagnetic Method (TDEM) is used in a wide variety of hydrogeological and environmental problems and has proven to be efficient and successful in delineating aquifers and mapping contamination in groundwater (Fitterman et Steward, 1986; Hoekstra et Bloom, 1986; Goldman *et al.*, 1991; Taylor *et al.*, 1991). Among the electromagnetic methods, the TDEM has the best lateral and vertical resolution of conductive targets, the measurements are less influenced by the shallow conductivity heterogeneities and the ambiguity caused by equivalence is comparatively reduced (Goldman *et al.*, 1988).

In TDEM the earth is energized by abruptly shutting off the current in the transmitter. In response, currents are induced in the ground according to Faraday's law. These currents diffuse at depth within the earth, decay with time and create a secondary magnetic field. This field also decay with time and induces a voltage in the receiver coil located at the center or/and outside the transmitter loop (central loop and offset-loop configuration respectively). In many cases, data are first converted to apparent resistivity using the late time approximation and are interpreted in terms of a layered earth model, individually at each site. Although both configurations are

sensitive to the current density distribution in the subsurface with time (the “smoke rings” concept of Nabighian (1979)), central loop and offset TDEM data provide some independent information about geological structures.

The sensitivity of the method depends on both the current distribution with depth (i.e. with time) and the receiver location with regard to the transmitter loop (Christensen, 1995; Zhang et al. Oldenburg, 1999). The secondary field recorded in central loop configuration yields information essentially about the near surface structures below or close to the source, while offset soundings are sensitive to deeper structures and lateral changes of conductivity between the transmitter loop and the receiver site.

However, from the individual interpretation of central loop or offset sounding, no indication about lateral structures can be obtained. Even if a 1D interpretation of either type of soundings over a 2D or 3D structure individually yields an excellent fit, the computed models do not represent the real subsurface conductivity structure (Auken, 1995; Rabinovich, 1995). Experience shows that this conventional 1D interpretation is appropriate when the EM noise level is low and the lateral variations of conductivity are smooth over distances larger than the transmitter loop size. However, it is possible that the TDEM data may be distorted by EM noise, be it man-made, instrumental or caused by near surface heterogeneities. In many cases, central loop data are more affected by the measurement noise (transmitter interference, induced polarization (IP) and magnetization effects) than are the offset soundings (Spies et al. Frischknecht, 1991).

Numerous papers have demonstrated improvement in interpretation of electromagnetic soundings when using joint inversion of different geophysical data sets. Joint

inversion of DC resistivity data with data from various electromagnetic sounding methods is particularly favored : magnetotellurics (Vozoff et Jupp, 1975), TDEM (Raiche *et al.*, 1985), TDEM and IP (Sandberg, 1993). These papers demonstrated that joint inversion, where a single model is sought that honors all data sets, generally improves the resolution of subsurface structures, and that the weakness of one geophysical method can be overcome using data from a second.

In this note we propose to evaluate improvement of TDEM data interpretation by simultaneous inversion of two or more TDEM data sets recorded in central loop and offset mode. Different data sets carry different amounts of information and electromagnetic noise affects the sounding configurations differently. This suggests that the use of multiple TDEM data sets depending upon different transmitter-receiver geometries will provide a better model than that produced by the individual inversions. In the following paragraphs, we will address the possibility of : (1) improving the interpretation of long offset soundings ; (2) attenuating the IP effect by adding offset data to the classical 1D interpretation of in-loop soundings ; and (3) assessing 2D/3D geometry of the subsurface using 1D interpretation. Two field examples from the Chalco Sub-Basin (Mexico) will illustrate some of the advantages gained by the simultaneous inversion of different TDEM data sets. The main objective of the simultaneous inversion technique presented here is to improve interpretation using data of a routine TDEM survey.

5.3.3 Multi-loop TDEM survey and simultaneous inversion algorithm

Hydrogeological and environmental studies demand high vertical and horizontal resolution and dense data coverage is generally required. TDEM soundings are carried

out along profiles and at each site the derivative of the vertical magnetic field, $\partial h_z / \partial t$, is recorded in central loop and/or offset configurations. For a non-grounded square transmitter loop the center is the well-defined plotting point (Ward and Hohmann, 1987). In the offset configuration, the plotting point is most commonly defined below the receiver location (Kaufman et Keller, 1983). Using the typical TDEM survey configuration shown in Fig. 5.1, it is possible to record central loop and several offset data with only a slight increase of measurement time.

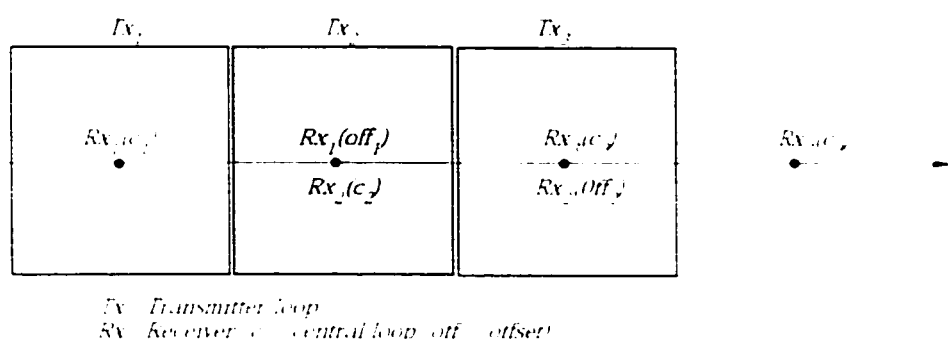


FIG. 5.1: Central loop and offset TDEM sounding configurations.

From practical point of view, in the field it is much easier (and shorter) to change receiver locations when the transmitter loop (Tx) is laid out than to laid out a series of Tx loops with different sizes for one receiver point. A square or rectangular single-turn transmitting loop of dimension typically 20 x 20 to 150 x 150 meters (for shallow studies) is laid down for each sounding. A receiver coil (Rx) is first placed at the center and data recorded. It is then moved to a site outside of the transmitting loop. Every site along the recorded profile is visited at least twice, once in central loop and once in offset configuration. For each position of the Tx loop data could be recorded at several other offset Rx locations. The proper offset and the number of offset stations are chosen with respect to the transmitter size, the target depth and/or the open

space limitations. Any number and combinations of central loop and offset stations can now be simultaneously inverted :

- $Rx_1(c_1) - Rx_2(c_2)$: both in central loop :
- $Rx_2(c_2) - Rx_1(off_1)$: central loop for Tx_2 and offset for Tx_1 :
- $Rx_1(c_1) - Rx_1(off_1)$: central loop and offset for Tx_1 , and so on.

Records from each sounding consists of the receiver output voltage measured at a series of time gates. These gates are located at times from a few microseconds to tens of milliseconds, depending on the Tx base frequency. The voltage measured at the center of the transmission loop is a function of the loop radius a , the layer conductivities σ_j and thicknesses h_j and of the time t_i after turn-off

$$\frac{\partial h_j}{\partial t} = f(a, \sigma_j, h_j, t_i) \quad (5.1)$$

The transient response measured outside of the transmitter loop depends on the same parameters and in addition, on the distance r between Tx and Rx :

$$\frac{\partial h_j}{\partial t} = k(a, \sigma_j, h_j, t_i, r) \quad (5.2)$$

simultaneous inversion of TDEM data sets means that a single model must satisfy data sets from different configurations. If simultaneous inversion is performed using central loop and offset sounding data, the 1D model (i.e., σ_j and h_j for all observations t_i) must satisfy the function

$$\Phi = \sum [G_o(t_i) - f(a, \sigma_j, h_j, t_i)]^2 + [G_r(t_i) - k(a, \sigma_j, h_j, t_i, r)]^2 = \min \quad (5.3)$$

where G_o and G_r are the field data collected in central and in offset loop mode respectively.

We perform forward modeling and simultaneous inversion of the time domain soundings using a code developed by Christensen and Jacobsen at Aarhus University, Denmark (Christensen et Auken, 1992). The inverse problem is solved iteratively and at each iteration the change in model parameters ($\Delta\sigma$ and Δh) is found from the difference between the observed data and the previous model response. The 1D inversion is performed in order to minimize a L2 norm (basically similar value to that calculated in equation 5.3).

5.3.4 Modeling and inversion of synthetic data

A large number of models are used in this study, resulting in a extensive data set. Here we will demonstrate the utility of simultaneously inverting two soundings using synthetic data from some typical hydrogeological models (i.e. conductive layers in a more resistive half-space). Central loop and offset soundings are calculated over each of the models shown in Fig. 5.2 : Model A : three-layer earth, H-type models ($\rho_1 \gg \rho_2 \gg \rho_3$) ; Model B : two-layer earth with a polarizable surface layer ; Model C : three-dimensional conductive structure in a layered, K-type earth ($\rho_1 \gg \rho_2 \gg \rho_3$). The earth is energized by a 1600 m^2 transmitter loop (*Tr*) and the receivers are located at the center or at different distances outside the loop. Central loop and offset-loop forward time domain responses are calculated and 5% random Gaussian noise is added to the resulting apparent resistivity data. Actually, the noise in TDEM data appears essentially in late time windows when the signal becomes weak. The addition of the randomly distributed noise that we use here is to model an “extreme” situation, with a noise perturbing the data over the entire time range. The calculations are done for two overlapping frequencies used in Geonics EM47 equipment - “u” 285 Hz and “H” 30 Hz, i.e., sampling time interval from 6.8 μsec to 7 msec. A first guess for the results is made for each individual inversion and then a simultaneous inversion of

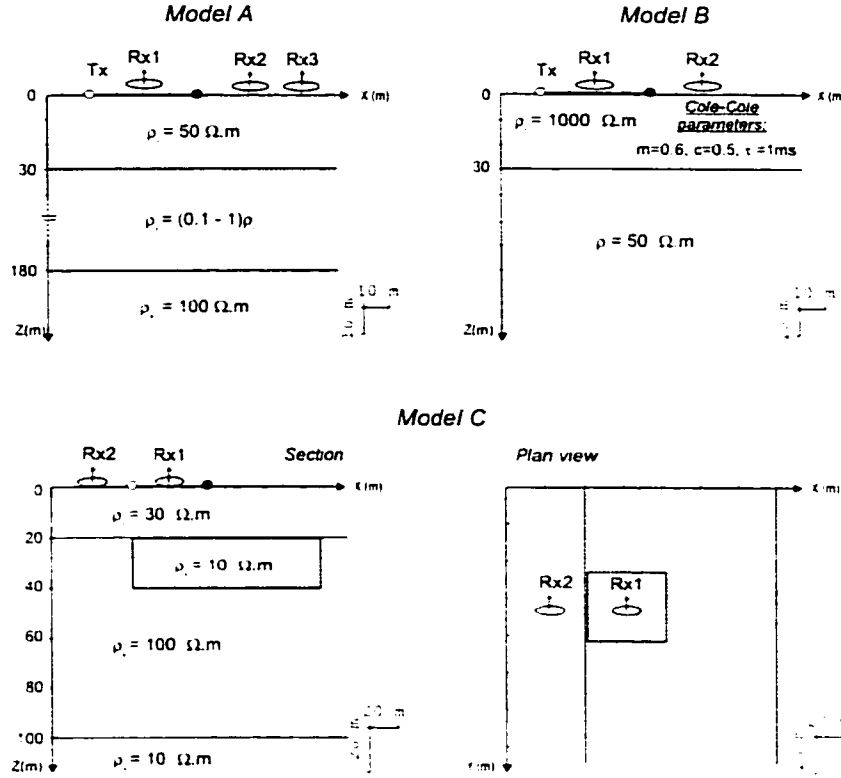


FIG. 5.2: Models used in this study. Model A is a series of 3-layer sub-models with variable parameters of the second layer. B is a 2-layer model, consisting of a polarizable layer over a non-polarizable half space. C consists of a conductive 3D body embedded in a layered earth.

different data sets is carried out. The results are analyzed by comparing the relative uncertainties of the model parameters, the residuals between the observed and the modeled data or the correlation matrix computed from the inversion.

5.3.4.1 Layered Earth models : Model A

In order to evaluate possible improvement of TDEM interpretation over a stratified earth we consider a series of 166 different three-layer models. The models are chosen with a first layer resistivity $\rho_1 = 50 \Omega.m$ and a thickness $h_1 = 30$ m. The conductive layer resistivity ρ_2 varies between 0.01 and 1 times ρ_1 , and has a thickness

h_2 of 0.1 to 5 times h_1 . The underlying half-space resistivity, ρ_3 , is 100 $\Omega\cdot\text{m}$. For these models forward responses are calculated and inversions are performed for central loop and the 40 m and 60 m offset data. Simultaneous inversions of central loop data with each offset sounding are then made. Figure 5.3 shows the calculated time

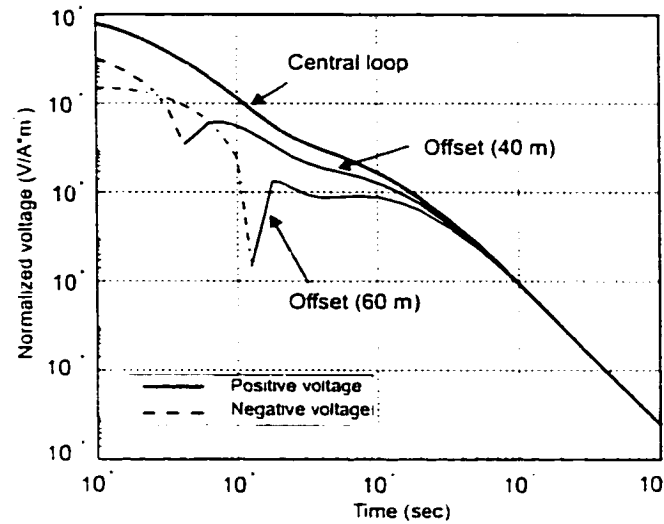


FIG. 5.3: Calculated voltages for central loop, 40 m offset and 60 m offset soundings. The model is a sub-model of Model A with $\rho_1 = 50 \Omega\cdot\text{m}$, $h_1 = 30 \text{ m}$, $\rho_2 = 3 \Omega\cdot\text{m}$, $h_2 = 10 \text{ m}$ and $\rho_3 = 100 \Omega\cdot\text{m}$.

derivatives of the secondary magnetic field at the center of the loop and at both offset stations for a model with $\rho_1 = 50 \Omega\cdot\text{m}$ and $h_1 = 30 \text{ m}$, $\rho_2 = 3 \Omega\cdot\text{m}$ and $h_2 = 10$ and $\rho_3 = 100 \Omega\cdot\text{m}$. At early times the currents are concentrated immediately under the transmitting loop, and the voltage at the center of the loop is about 10 times greater than the voltage 40 m outside the loop and about two orders of magnitude greater than the voltage at 60 m offset. As the currents propagate downward and outward from the transmitter loop, the difference in magnitude decreases and at $1.58 \times 10^{-5} \text{ s}$ the central loop voltage is only 3 and 24 times larger than the 40 and 60 m offset voltages respectively. After $2 \times 10^{-4} \text{ s}$ all fields asymptotically approach the central loop voltages. The minimum vertical depth at which the structures can be resolved

is controlled by the earliest measurement time (Spies, 1989) and for a given conductivity, the maximum current density diffuses to a depth z at time $t = \mu\sigma z^2/6$. In the case of the intermediate model the maximum current density will reach the top of the second layer at about 3×10^{-6} s. At this time the signal at the offset sites is still weak and should lead to a poor estimation of the surface layer parameters.

The results of the 1D single and simultaneous inversions are shown in Tab. 5.1. The starting model parameters are : $\rho_1 = 70 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$ and $h_1 = 60 \text{ m}$, $\rho_2 = 10 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$

TAB. 5.1: Results from individual and simultaneous inversions of one of the 1-loop A models. The maximum and minimum values of each parameter are given within brackets. They are calculated from the covariance matrix of the linear analysis.

Param	True model	Start model	Final model parameters - individual inversions					
			Central loop		Offset 40m		Offset 60 m	
ρ_1	50	70	49.6	[47.6–51.5]	49.2	[46.5–52.0]	47.2	[38.0–59.2]
ρ_2	3	10	3.4	[2.6–4.3]	3.1	[2.9–4.1]	14.7	[14.4–14.9]
ρ_3	100	100	100	[Fixed]	100	[Fixed]	100	[Fixed]
h_1	30	60	29.7	[28.3–31.2]	30.2	[28.0–31.9]	25.5	[25.3–36.0]
h_2	10	20	11.6	[8.7–15.9]	9.2	[9.2–14.6]	97.7	[99.5–99.6]
Error			0.07%		0.5%		50%	

Param	True model	Start model	Final model parameters - Simultaneous inversions			
			Central loop – Offset 40m		Central loop – Offset 60m	
ρ_1	50	70	50	[50.0–50.1]	50.12	[50.0–50.8]
ρ_2	3	10	3	[2.7–3.4]	3.15	[2.9–3.3]
ρ_3	100	100	100	[Fixed]	100	[Fixed]
h_1	30	60	30	[29.4–30.6]	29.9	[29.6–29.8]
h_2	10	20	10	[8.8–11.3]	10.5	[9.7–11.4]
Error			0.01%		0.02%	

and $h_2 = 20 \text{ m}$, $\rho_3 = 100 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$. To stabilize the inversion we fixed the third layer resistivity. Central loop data interpretation shows good resolution of the first layer resistivity and thickness. The second layer resistivity is slightly over-estimated, but it is still well resolved. The thickness of this layer varies between 8.7 and 15.9 m. The interpretation of the 40 m offset data indicates approximately the same resolution capabilities as the central loop sounding. The results from the 60 m offset data show

that all the parameters are poorly resolved. The first layer resistivity is found to be 47.2 $\Omega\cdot\text{m}$ and its thickness varies between 38 and 59.2 m. The second layer resistivity is found to be 14.7 $\Omega\cdot\text{m}$ and variations are possible in the range between 14.4 and 14.9 $\Omega\cdot\text{m}$. Simultaneously inverting central loop and offset data should increase the constraints on the first layer parameters and improve resolution of the offset soundings. As seen in the lower part of Table 5.1, the results of simultaneous inversion are obviously more accurate and provide better fit and resolution for the 60 m offset data. The resistivity and the thickness of the first layer found by the simultaneous inversion are those of the true model and the variations are small. Parameters of the second layer are also accurately determined.

The resolution of the second layer parameters is now investigated considering all possible parameter combinations for Model A. Relative uncertainties α_i on the model parameters p_i are calculated from each inversions. We consider α_i such as

$$\alpha_i = \frac{[var(\ln p_i)]^{1/2}}{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \ln p_{i,j}} \quad (5.4)$$

where var denotes the variance and N is the number of iterations. The following three model parameters are considered : 1) resistivity of the second layer ρ_2 , 2) thickness of the second layer h_2 , and 3) depth to the third layer $z_2 = h_1 + h_2$. Figure 5.4 illustrates the relative uncertainties on these three parameters. The vertical axis of each plot displays the log of the true model resistivity ratio ρ_2/ρ_1 and the horizontal axis displays the log of the true model thickness ratio h_2/h_1 . The magnitude of the uncertainties varies between 0 and 1. A parameter is well resolved if this value is up to 0.2-0.4, and is poorly determined for values close to 1. On the figure good resolution is plotted in white and light gray colors, and poor resolution is in black to dark gray colors. For example, weak resolution of the second layer parameters is expected for the extreme

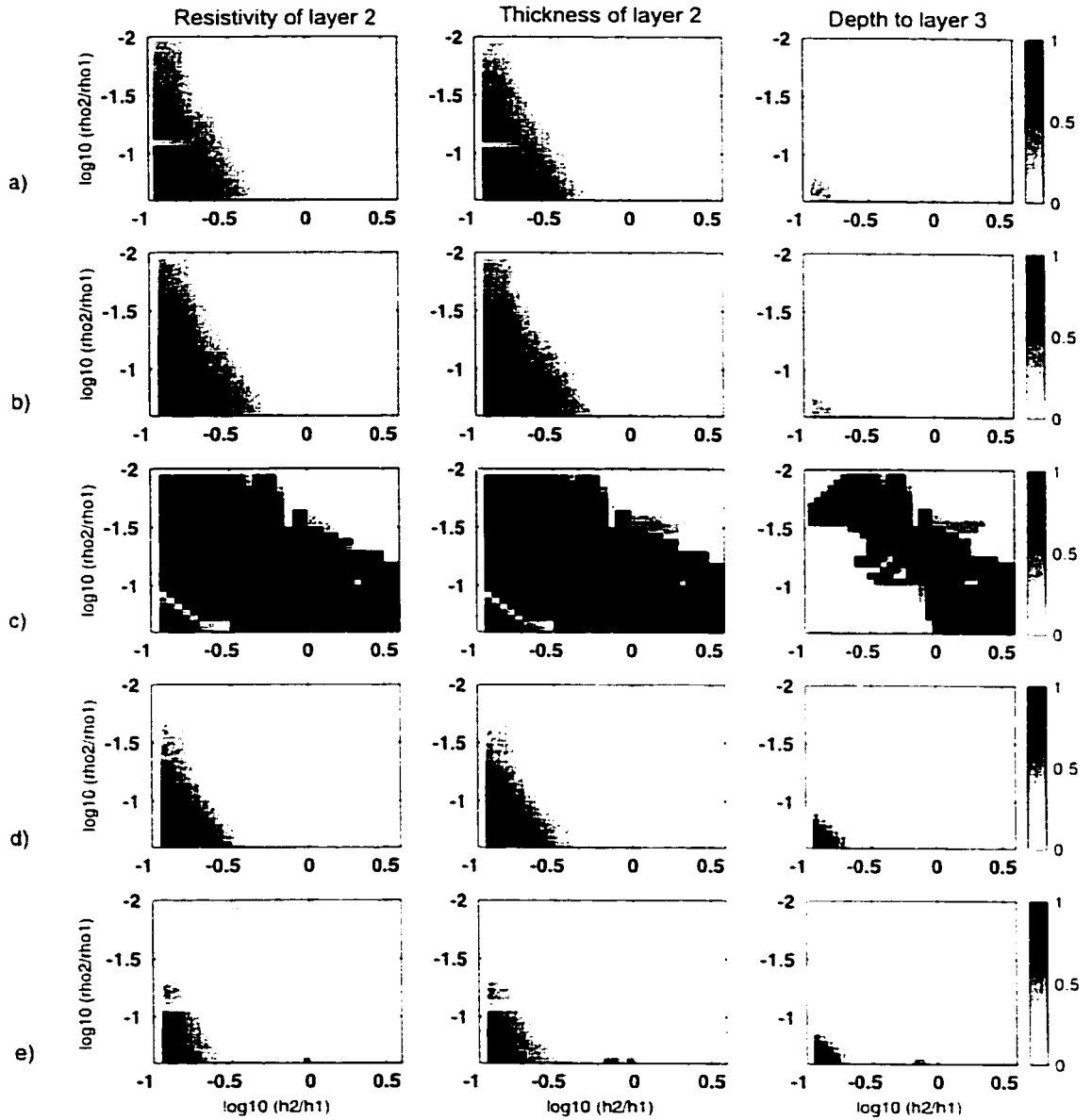


FIG. 5.4: Inversion results for all sub-models of Model A. The plots illustrate relative uncertainties on the following model parameters : second layer resistivity (first column), second layer thickness (second column), and depth to the third layer (third column). Each horizontal line displays the results from the inversions : (a) central loop single inversion : (b) 40 m offset single inversion : (c) 60 m offset single inversion : (d) central loop and 40 m offset simultaneous inversion : (e) central loop and 60 m offset simultaneous inversion.

minimum model (small thickness - small conductivity zone), shown in the lower left corner of each plot.

Central loop (Fig. 5.4(a)) and 40 m offset (Fig. 5.4(b)) individual inversions achieve very similar results for the three parameters. The uncertainty of the computed parameters is small, except for the extreme minimum model. Slight improvement in the determination of ρ_2 can be observed when central loop data is added to the offset data set (Fig. 5.4(d)). Interpretation is without appreciable improvement for models with large thickness and conductivity values of the second layer. The plots of the individual inversion of the 60 m offset data show very poor resolution of ρ_2 and h_2 (Fig. 5.4(c)). The depth to the third layer is also poorly resolved for the major part of the models. The combination of central loop and 60 m-offset soundings shows an obvious improvement in the determination of all the parameters. The uncertainty remains less than 1% for almost all the models (Fig. 5.4(e)).

This example shows that 1D simultaneous inversion of central loop and offset sounding data essentially improves interpretation of long offset soundings and resolution remains unchanged for relatively short offsets.

5.3.4.2 Attenuation of Induced Polarization Effects : Model B

In response to the transmitter shut-off, currents flow within the earth attempting to preserve the magnetic field existing before the shutoff. When polarizable material is present in near-surface layers, a polarization current is also created. Its direction is opposite to that of the decaying induced currents and if the earth is polarizable enough, the polarization currents may dominate the induced ones. It causes ϵmf to decay faster than it normally would and, sometimes, to reverse polarity (Flis *et al.*, 1989). The magnitude of the polarizable currents is most important in the zone where the

charging currents are strong. For a given model, the IP effect on TDEM data mainly depend on the transmitter-receiver geometry. A large IP effect on TDEM data is observed inside or very near the transmitter loop and it is drastically reduced if the receiver is some distance away (Smith et West, 1988; Flis *et al.*, 1989; El-Kaliouby *et al.*, 1997).

In order to investigate possible attenuation of IP effects by simultaneous inversion of central loop and offset TDEM data sets, a frequency dependence of the conductivity (Cole-Cole model) is assumed, with a complex conductivity defined as (Pelton *et al.*, 1978) :

$$\sigma = \frac{\sigma_0 [1 + (i\omega\tau)^c]}{1 + (1 - m)(i\omega\tau)^c} \quad (5.5)$$

where σ_0 is the DC conductivity, τ is the IP time constant, c is the frequency parameter, m is the chargeability and $\omega = 2\pi f$ is the radial frequency.

The model consists of a resistive (1000 $\Omega\cdot\text{m}$) 30 m-thick polarizable first layer overlying a more conductive (50 $\Omega\cdot\text{m}$) basement. Based on the published examples of the IP effects (Seigel *et al.*, 1997), typical high Cole-Cole parameters of the first layer are set to : $m=0.6$, $c=0.5$ and $\tau=1$ ms. Similar values were observed by Descloitres *et al.* (1995) and Descloitres *et al.* (1997) over the Quaternary basalts of the Fogo volcano (Cape Verde Islands) or in the lava flows of the La Fournaise volcano (Reunion Island). This polarizable model allows in one hand to obtain an IP effect over the sampled time range, and in other hand, to have no evident visual indication about the presence of polarizable material (as a polarity reversal for example). Central loop and 40 m offset data are computed using a program written by Tabbagh and Guérin (Dep. Géophysique Appliquée, Université P et M Curie, Paris, France). The IP transient res-

ponse is computed for any given time range. Fast lagged convolution techniques and digital filters developed by Anderson (1979) are used to evaluate Fourier and Hankel transform integrals. The voltage, calculated at the center or at any offset location, is used as input data for the inversion, and DC resistivities and thicknesses of the model are retrieved. Inversions are run for each site alone and for simultaneous data.

TAB. 5.2: *Correlation matrix from individual and simultaneous inversions of model B. The largest off-diagonal elements are in boldface type.*

Param.	True model	Start model	Final model parameters - model B						
			Central loop		Offset 40m		Simultaneous inv		
ρ_1	1000	500	1000	[inf]	504	[362-701]	501	[360-712]	
ρ_2	50	30	75.2	[74.1-75.9]	51.3	[50.8-51.9]	51.5	[50.7-51.9]	
h_1	30	50	21.9	[16.2-29.6]	28.5	[26.8-30.2]	28.3	[26.6-30.2]	
Correlation matrix			Correlation matrix			Correlation matrix			
Central loop			Offset 40m			Simultaneous inv			
Param.	ρ_1	ρ_2	h_1	ρ_1	ρ_2	h_1	ρ_1	ρ_2	h_1
ρ_1	1.00	0.60	0.90	1.00	0.20	0.60	1.00	0.30	0.80
ρ_2	0.60	1.00	0.70	0.20	1.00	0.60	0.30	1.00	0.60
h_1	0.90	0.70	1.00	0.60	0.60	1.00	0.80	0.60	1.00

Table 5.2 (upper part) illustrates the final model parameters. The first layer resistivity is very poorly resolved by the central loop interpretation and the value of 10000 $\Omega\cdot\text{m}$ is the upper limit imposed by the program. The thickness of this layer is underestimated (21.9 m instead of 30 m). The second layer resistivity is not well determined and ρ_2 is found to be 75.2 $\Omega\cdot\text{m}$. The misfit error for the central loop inversion is 1.4% and convergence is achieved after 9 iterations. Offset data are less affected by the IP effect and the interpretation recovers model parameters which are closer to the ones of the true model. The resistivity of the first layer is underestimated but closer to the true model resistivity. The second layer resistivity and thickness are accurately determined : ρ_2 is 51.3 $\Omega\cdot\text{m}$ and the depth to the second layer is 28.6 m. Only 4 iterations are necessary to obtain the final model within 0.2% misfit error. The simultaneous inversion of central loop and offset soundings gives a model less

perturbed by the IP effect than in the case of central loop inversion. The resistivity of the second layer and the thickness of the first are accurately determined. Better resolution is achieved compared to the case of central-loop interpretation alone. Figure

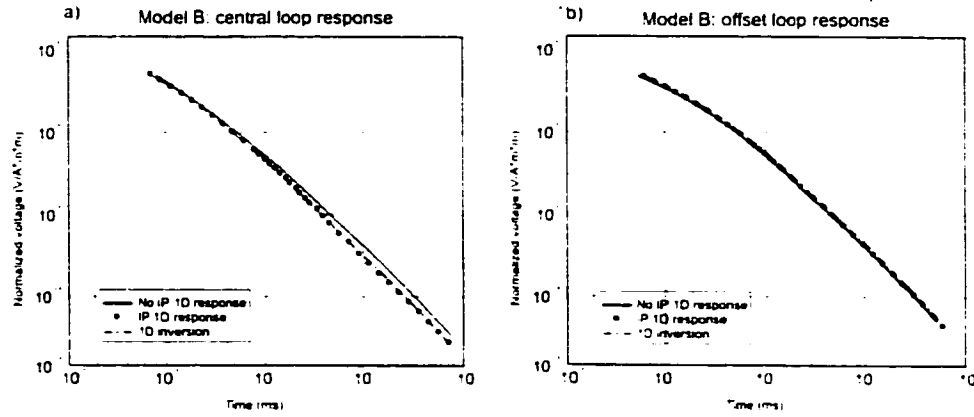


FIG. 5.5: Calculated and inverted curves for Model B : (a) central loop; (b) offset. The frequency independent model response ($\omega = 0$) is shown by the thin line.

5.5 shows the TDEM response of the polarizable model calculated for the central loop and offset configurations. The central loop curve (Fig. 5.5(a)) does not show polarity inversion at late times, but decays faster than the response to the same model with no IP effects (thin line). The response to the model from simultaneous inversion fits the data well. Figure 5.5(b) shows the responses for an offset-loop configuration to the model with a polarizable/no polarizable layer, as well as the response to the model obtained from the simultaneous inversion. It is obvious that the IP effect does not affect the offset data and the response is identical to the one of the frequency independent model.

Table 5.2 (lower part) shows the correlation of the model parameters obtained in each individual inversion and for the simultaneous inversion. The correlation matrix

is a parameter by parameter matrix whose coefficients (the off-diagonal elements) indicate the linear combination between the parameters. The correlation coefficient values range between 0 and 1. For two parameters i and j , large off-diagonal elements mean that the respective parameters are highly correlated and, therefore, that it is impossible to determine them separately. For central loop inversion the correlation between the parameters is greater than 0.6. The correlation matrix for the offset and simultaneous inversions shows that these parameters are much less correlated, leading to better resolution of each one.

This example shows that the simultaneous inversion of central loop and offset soundings, affected by IP distortion, better estimates the model parameters. Improvement in resolution is due mainly to the reduction of correlation between parameters by utilization of offset data. It is obvious that when the IP effect is observed on central loop data (fast voltage decay and polarity inversion at late times), it is better to proceed only with the offset soundings. When the IP effect cannot be anticipated (the case presented here), the central loop interpretation alone could give an erroneous final model. The simultaneous interpretation of central loop and offset data always gives a better estimation of the model parameters than the single central loop sounding inversion.

5.3.4.3 1D interpretation over 2D/3D structures : Model C

The final model (Model C) shown in Fig. 5.2, consists of a confined conductive body in a 3-layer earth. The first layer resistivity and thickness are 30 $\Omega\cdot\text{m}$ and 20 m respectively. The second layer is resistive (100 $\Omega\cdot\text{m}$) and its thickness is 80 m. The underlying half-space resistivity is 10 $\Omega\cdot\text{m}$. The conductive body, located 20 m from the surface, is a finite prism with a resistivity of 10 $\Omega\cdot\text{m}$. The dimensions of the prism are 100 x 500 x 20 m in x , y and z directions, respectively. A 40 m x 40 m

transmitting loop is located near the left edge of the body. Central-loop (R_{L1}) and 40 m offset (R_{L2}) data are calculated. The 3D computer modeling is performed using a finite difference time domain code developed by Arnason (1995).

The calculated central-loop resistivity curve (Fig. 5.6) is a K-type response and indicates the presence of at least three layers. The 1D inversions are first performed using a 3-layer model. All parameters are unconstrained for the inversion. The results are presented in Table 5.3.

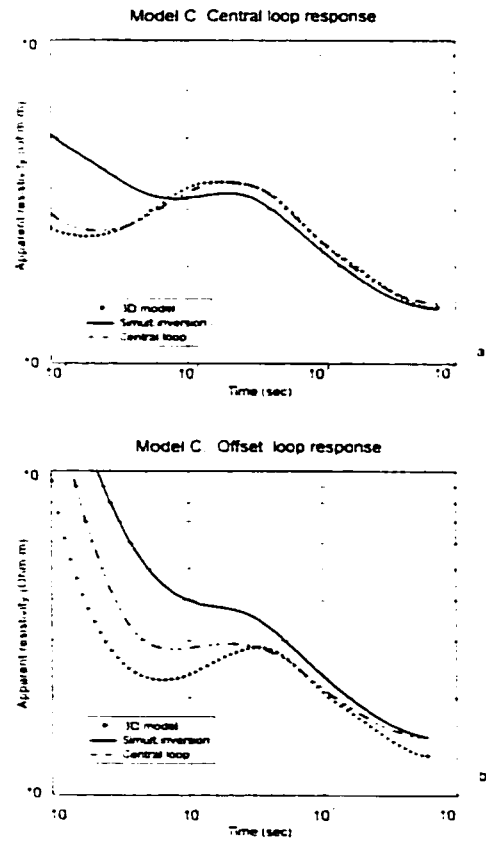


FIG. 5.6: Results for 1D individual and simultaneous inversions of 3D synthetic data from Model C : (a) central loop : (b) offset.

The first layer resistivity is well determined, but its thickness is overestimated.

TAB. 5.3: *Three-layer model parameters obtained from 1D inversion of 3D model C.*

Param.	True model	Starting model	Central loop	Offset 40 m
ρ_1	30	20	26.1	33.2
ρ_2	100	150	213.7	93
ρ_3	10	15	9.3	6.6
h_1	20	15	33.7	35.5
h_2	30	50	43.3	59.6

The second layer resistivity is not well resolved and the thickness varies between 43.3 and 59.6 m at central loop and offset, respectively. The third layer resistivity is determined as 9.3 $\Omega\cdot\text{m}$ and 6.6 $\Omega\cdot\text{m}$ at each site. However, the misfit error remains high in both cases (2.6% and 12.4%). To improve the interpretation, we consider a 4-layer model. Individual and simultaneous inversions are performed with this model. The results are shown in Fig. 6. For the central loop site (Fig. 5.6(a)), immediately above the conductive body, the misfit error is about 1.2% and the interpretation is done in 4 iterations. The first and the third layer resistivities are determined with good accuracy. The resistivity of the conductive body is overestimated and its thickness is found to be 5.2 m. The offset sounding in Rx_2 is still affected by the presence of the conductive body and the final model shows the presence of a conductive zone, but more resistive and deeper than that found at Rx_1 . The 1D curve obtained from the inversion fits the 3D calculated curve within 12.3%.

The results from the simultaneous inversion of central-loop and the offset soundings, shown in Table 5.4, and the modeled curves (Fig. 5.6(b)) indicate that it is impossible to find a horizontally layered model with responses that fit both curves together. The best fitting response has residuals greater than 131%.

The example presented here demonstrates that when a 3D body is located under the transmitter loop, the central loop response could be interpreted as a 1D structure.

TAB. 5.4: *Four-layer model parameters obtained from 1D inversion of 3D model C.*

Param.	True model	Start. model	Final model parameters - model C					
			Central loop		Offset 40m		Simultaneous inv.	
ρ_1	30	20	21.6	[21.2–22]	37.3	[36.6–38.1]	34.1	[33.7–34.4]
ρ_2	10	15	24.6	[23.2–26.1]	23.6	[20.7–26.9]	19.8	[15.1–20.6]
ρ_3	100	150	121	[112–29.8]	24.6	[11.4–52.5]	100	[93.2–107]
ρ_4	10	15	8.9	[8.6–9.2]	9.6	[9.2–9.9]	8.8	[8.6–9.1]
h_1	20	15	16.3	[15.8–16.8]	24.2	[23.5–24.9]	26.3	[25.5–27.1]
h_2	20	15	11.3	[10.6–11.9]	23.1	[inf]	13.9	[17.8–20.1]
h_3	60	50	53.2	[51.6–54.8]	31.9	[inf]	35.4	[34.0–36.8]

equivalent to the 3D body with its horizontal boundaries extending to infinity (Auken, 1995). This typical “blindness” to 3D structures is exacerbated for the central loop sounding if the receiver lies on the vertical axis of symmetry of the structure. In that case, there is no evidence of the presence of a multi-dimensional structure, either on the horizontal or on the vertical magnetic field component. On the contrary, the response to 3D body becomes significantly different when the receiver is located in offset. No 1D model can be interpreted from the 3D offset response. Thus, if information about the dimensionality of the sub-surface near to the sounding site is needed, the lack of convergence in simultaneous inversion of central loop and offset TDEM data sets could be a good indicator in determining the presence of lateral conductivity changes and multi-dimensional structures.

5.3.5 Field example

The simultaneous inversion of different data sets is applied to TDEM data measured on the Santa Catarina volcano flanks, Chalco Basin, Mexico (Fig. 5.7). In the survey area, thin sedimentary overburden covers the Quaternary basaltic lava flows. Single-turn 40x40 m transmission loops were laid side by side along the profile. Each station was measured in central loop and in offset configuration. The offset site for one loop was the center for the next Tr position. The measurements were carried out

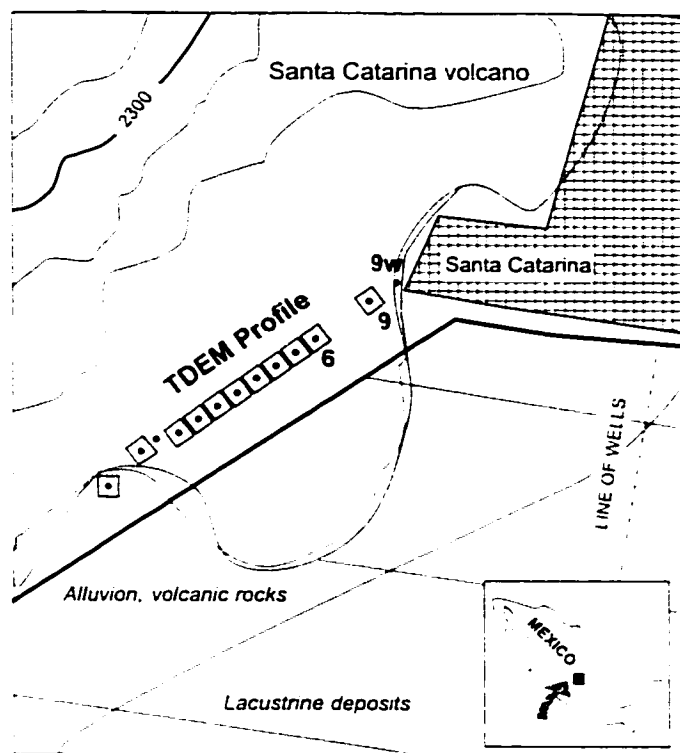


FIG. 5.7: Location of the TDEM profile on Santa Catarina volcano flanks, Mexico.

using the Geonics EM47 transmitter and Digital Protem receiver.

The apparent resistivities observed between stations 3 and 9 indicate similar sub-surface geometry. Interpretation results in 3- or 4-layer models with resistivity decreasing with depth. The average misfit error is about 1.3%. Individual and simultaneous inversions of two similar central loop soundings (station 6 and station 9) are performed and the results presented in Fig. 5.8. The model response satisfies well both data curves within a misfit error range of 0.5 - 0.7%. The relative uncertainties of the parameters are less than 10%. No significant improvement is obtained in terms of parameters resolution compared with the individual inversions. However, the fast convergence toward an unique final model indicates similar 1D sub-surface geometry.

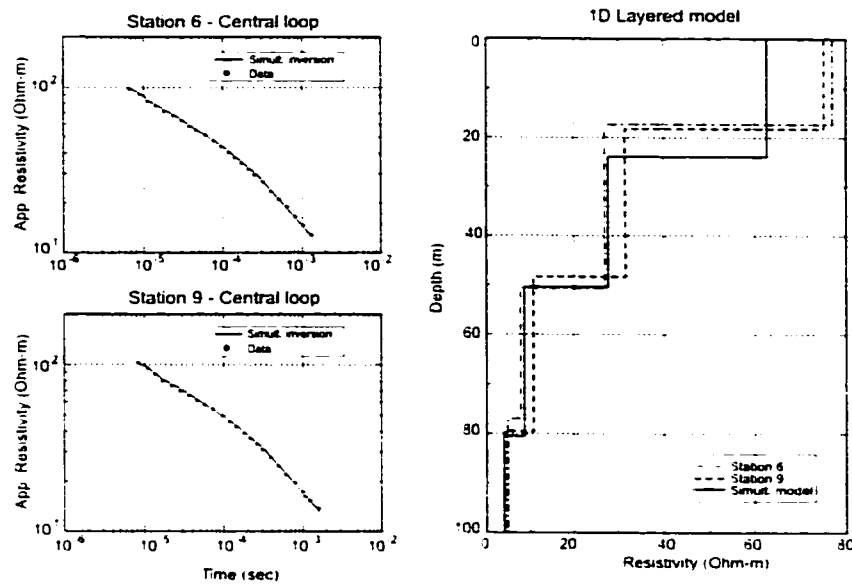


FIG. 5.8: Apparent resistivity curves and models obtained from individual and simultaneous inversion of station 6 and station 9 data, both in central loop mode.

Station 9w is the offset of station 9. It is located in a zone with a thick overburden and close to the stone wall of a local cemetery. Data recorded in this station are expected to be different from the rest of the soundings. The 1D inversion performed on station 9w shows a conductive first layer and indicates the presence of a resistive structure located at a depth of 62 m. The resistivity of this layer is not well defined, but the model without this 15 m thick layer yields a large misfit error. The results from the simultaneous inversion of central loop and the offset data at station 9 are shown in Fig. 5.9. It is impossible to retrieve a unique 1D solution satisfying both curves. The resistive layer is not supported by the central loop data. Convergence is not achieved and the misfit remains over 2.8%, which is relatively high compared to the 0.7% of the individual inversions.

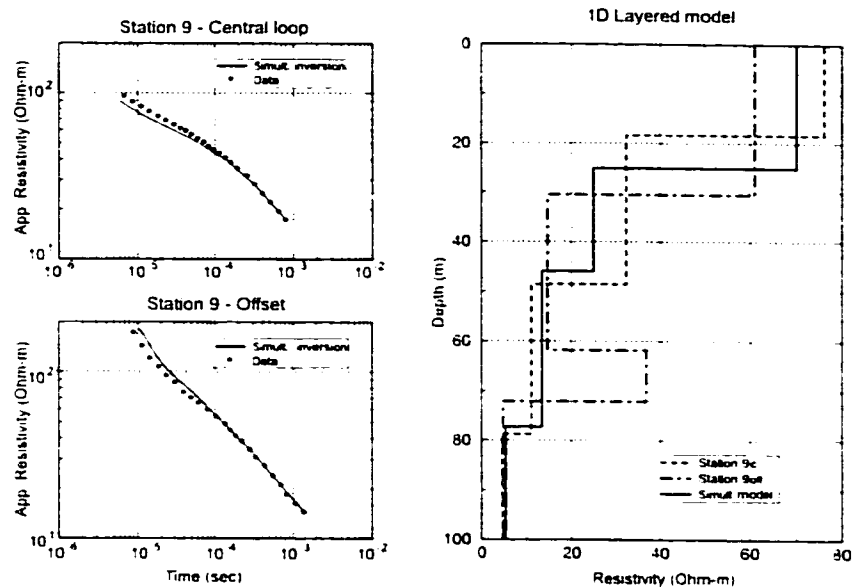


FIG. 5.9: Apparent resistivity curves and models obtained from individual and simultaneous inversion of station 9 (central loop) and station 9w (offset) data.

5.3.6 Conclusions

In the present study the possible improvement of TDEM data interpretation by simultaneous inversion of several TDEM data sets was investigated. TDEM soundings recorded with different array geometries (in-loop or offset configurations) have complementary advantages and limitations. Results show that simultaneous interpretation of central loop and offset soundings, in many cases, improves resolution of the conductivity structures of the subsurface and reduces the model equivalence. When two or more central loop soundings are interpreted, it is possible to analyze them visually and anticipate changes in the sub-surface geology. This comparison is not possible in the case of central loop and offset soundings because of the differences in the responses for the same model. The field example shows that when no *a priori* information is available, the presence of lateral conductivity changes can be detected by simultaneous inversion of central loop and offset TDEM data. In summary, from

experience gained in this work, the following several conclusions can be stated :

- simultaneous 1D inversion improves offset data interpretation when the first layers are thin. Otherwise, both central loop and offset single inversions are sufficient to recover model parameters for a layered earth :
- Convergence is faster for the simultaneous inversion that achieves a better resolution than individual inversions :

The effect of IP distortion affecting primarily the central loop data can be partially reduced in the interpretation by inverting together central loop and offset data :

- The simultaneous inversion of TDEM data can be used as an indicator of the dimensionality of the problem : lack of convergence indicates lateral changes, 2D/3D subsurface geometry :
- Even if the present paper shows the potential of the method using two data sets at a time, it could be extended to inverting several data sets simultaneously :
- Improvement in the determination of parameters and increased confidence in the 1D model are secured at the expense of a slight increase of measurement time : however, no special modifications to the logistics and recordings are needed to apply the technique presented here in.

In general, central loop soundings should never be performed alone and, at least one offset sounding should be carried out with the same transmitter loop used for central loop measurement. An equivalent reciprocal argument applies for offset soundings which should always be done simultaneously with central loop recordings.

5.3.7 Acknowledgments

The authors wish to thank Dr Ramiro Rodriguez and Dr Tomás Moran (UNAM, Mexico) for their support in field work and in logistics in the Mexico district. We

wish also to express our thanks to Dr Niels Christensen (Aarhus University), Dr Allain Tabbagh and Dr Roger Guerin (Univ. P et M Curie, Paris) for permission to use their softwares. Funds for the project and support for one of the authors (Stefi Krivochieva) were made possible thanks to the support from NSERC (grant OGP000848).

5.3.8 References

- Anderson, W. L., 1979, Computer program Numerical integration of related Hankel transforms of order 0 and 1 by adaptive digital filtering, *Geophysics*, 44, 1287-1305.
- Arnason, K., 1995, A consistent discretization of the electromagnetic field in conducting media and application to the TEM problem, *in* Proceedings of the International Symposium on three-dimensional electromagnetics, Schlumberger-Doll Research, Boston, MA, 167-179.
- Auken, E., 1995, 1D time domain electromagnetic interpretation over 2D-3D structures, *in* SAGEEP'95, Orlando, Florida, 329-337.
- Christensen, N. B., Auken, E., 1992, Simultaneous electromagnetic layered model analysis, *in* Proceedings of the Interdisciplinary Inversion Workshop 1, Aarhus University, 49-56.
- Christensen, N. B., 1995, Imaging and inversion of transient electromagnetic soundings, *in* SAGEEP'95, Orlando, Florida, 511-517.
- Descloitres, M., Ritz, M., Mourgues, P., 1995, TDEM soundings for locating aquifers inside the caldera of Fogo active volcano (Cape Verde Islands), *in* Proceedings of the 1st Meeting of EEGS, European Section, Torino, Italy, 110-114.
- Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., Courteaud, M., 1997, Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion

- Island : implication to the quest for groundwater. *Water Resour. Research*, 33, 13–19.
- El-Kaliouby, H. M., El-Diwany, E.A., Hussain, S.A., Hashish, S.A., Bayoumy, A.R., 1997, Optimum negative response of a coincident-loop electromagnetic system above a polarizable half-space, *Geophysics*, 62, 75–79.
- Fitterman, D. V., Steward, M. T., 1986, Transient electromagnetic sounding for groundwater, *Geophysics*, 51, 995–1005.
- Flis, M. F., Newman, G. A., Hohmann, G. W., 1989, Induced polarization effects in time domain electromagnetic measurements, *Geophysics*, 54, 514–523.
- Goldman, M., Arad, A., Kafri, U., Gilad, D., Mellul, A., 1988, Detection of freshwater-seawater interface by the time domain electro-magnetic (TDEM) method in Israel, *in* Proceedings of the 10th SWIM, Ghent, 329–344.
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., Melloul, A., 1991, Mapping seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method, *Geoexploration*, 28, 153–174.
- Hoekstra, P., Bloom, M. W., 1990, Case histories of Time-Domain Electromagnetic soundings in environmental geophysics, *in* *Geotechnical and Environmental Geophysics*, 2, Environmental and Groundwater, Ward, S.H., Investigations in Geophysics No. 5, SEG, 1–15.
- Kaufman, A., Keller, G., 1983, Frequency and transient soundings, Elsevier Science Publ. Co Inc.
- Nabighian, M. N., 1979, Quasi-static transient response of a conducting half-space : An approximate representation, *Geophysics*, 44, 1700–1705.
- Pelton, W. H., Ward, S. H., Hallof, P. G., Sill, W. R. and Nelson, P. H., 1978, Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency induced-polarization, *Geophysics*, 43, 588–609.

- Rabinovich, M. B., 1995. Errors of 1-D interpretation of 3-D TDEM data in the application of mapping seawater/freshwater contact. *Journal of Applied Geophysics*, 34, 23-34.
- Raiche, A. P., Jupp, D. L., Rutter, H., Vozoff, K., 1985. The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics*, 50, 1618-1627.
- Sandberg, S., 1993. Examples of resolution improvement in geoelectrical soundings applied to groundwater investigation. *Geophysical Prospecting*, 41, 207-227.
- Seigel, H. O., Vanhala, H., Sheard, N. S., 1997. Some case histories of source discrimination using time domain spectral IP. *Geophysics*, 62, 1394-1408.
- Smith, R. S., West, G. F., 1988. An explanation of abnormal TEM responses : coincident loop negatives and the loop effect. *Exploration Geophysics*, 19, 435-446.
- Spies, B. R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54, 872-888.
- Spies, B. R., Frischknecht, F. C., 1991. Electromagnetic sounding. *in* *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 2. Application, Nabighian, M. N., *Investigations in Geophysics No. 3*, SEG, 285-425.
- Taylor, K., Widmer, M., Chesley, M., 1992. Use of transient electromagnetics to define local hydrogeology in an arid alluvial environment. *Geophysics*, 57, 343-352.
- Vozoff, K., Jupp, D. L., 1975 Joint inversion of geophysical data. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 977-991.
- Ward, S. H., Hohmann, G. W., 1987. Electromagnetic theory for geophysical applications. *in* *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 1. Theory, Nabighian, M. N., *Investigations in Geophysics No. 3*, SEG, 131-311.

- Zhang, Z., Oldenburg, D., 1999. Simultaneous reconstruction of 1-D susceptibility and conductivity from electromagnetic data. *Geophysics*, 64, 33-47.

Chapitre 6

Interprétation 4π (espace entier)

6.1 Introduction

Dans le cadre de nos recherches sur les applications de la TDEM dans les mines de potasse, trois campagnes de mesure ont été menées dans la mine Taquari-Vassuras (Brésil). L'objectif était de détecter des couches gréseuses saturées en eau, qui se trouvent au-dessus des galeries de la mine. Les résultats des missions sont présentés dans le chapitre 8. Cependant, lors de ces mesures nous avons été confronté aux problèmes qui ne se présentent pas lors des sondages TDEM habituels de surface.

Dans le chapitre 3 nous avons vu qu'en général, les sondages de TDEM sont exécutés à la surface du sol. Les mesures résultent d'un champ magnétique secondaire induit uniquement sous le point de mesure. Informellement nous allons appeler cette géométrie $2\pi+$. Contrairement à cette technique de prospection "vers le bas", dans les galeries d'une mine nous sommes en présence de deux demi-espaces conducteurs et nous allons appeler ce cas de figure 4π . La *fem* est induite dans les roches sous le plancher et au-dessus du plafond des galeries et les courants de Foucault diffusent simultanément dans ces deux demi-espaces. Ils créent simultanément un champ magnétique secondaire qui est enregistré au récepteur. Pour interpréter ces données

et obtenir un modèle géologique réel, il faut donc prendre en considération l'effet conjoint des couches conductrices au-dessus et au-dessous du point de mesure.

L'approche habituelle utilisée pour l'interprétation des données TDEM souterraines est de négliger un des deux demi-espaces, supposer qu'il est extrêmement résistant et que l'induction se fait uniquement dans l'autre. Dans de nombreux cas cette supposition est valide et les algorithmes d'inversion développés pour les données recueillies à la surface du sol pourraient être utilisés. Cependant, si la stratification en profondeur est de nature 4π , c.-à-d. les couches conductrices au-dessus et au-dessous du site TDEM, n'importe quelle interprétation basée sur la géométrie 2π sera inexacte et mènera à une distribution de résistivité erronée.

Les sondages de TDEM peuvent être exécutés aussi en mode de transmission, avec l'émetteur en surface et le récepteur localisé en profondeur. Dans ce cas les tensions mesurées résultent de l'atténuation du champ magnétique qui diffuse entre l'émetteur et le récepteur. Actuellement il n'y a pas de codes numériques commerciaux disponibles, permettant l'interprétation des données transitoires en mode de transmission. Pour les applications minières de la méthode TDEM, qu'elles soient souterraines ou en transmission, le développement de techniques d'interprétation adaptées a été identifié comme étant un besoin évident.

Dans ce chapitre nous discutons les réponses TDEM d'un terrain stratifié, localisé au-dessus et au-dessous du point d'observation. Notre objectif est fournir les indications d'interprétation des données TDEM dans un espace entier et, d'évaluer les erreurs possibles de l'interprétation 2π standard sur des données TDEM enregistrées dans un milieu 4π . Pour atteindre cet objectif il nous faudra répondre aux questions

suivantes :

- Quelles sont les caractéristiques des composantes du champ magnétique quand deux milieux conducteurs sont présents ?
- Comment peut-t-on déterminer la position verticale des couches conductrices selon les caractéristiques du champ magnétique secondaire ?
- Est-il possible de séparer l'effet des corps se trouvant au-dessous et au-dessus du point de mesure ?
- Quel est le comportement du champ TDEM enregistré en mode de transmission ?

L'ensemble de l'étude est présenté dans l'article qui suit, intitulé "*Whole-space modeling of a layered-earth in time-domain electromagnetic measurement*". L'article a été accepté pour publication dans la revue *Journal of Applied Geophysics*.

6.2 Résumé de l'article

Un code numérique est écrit, calculant la réponse TDEM aux points arbitraires sur ou au dessous de la surface de la terre. Cette routine est basée sur le formalisme proposé par Das (1995). Premièrement, une étude sur des modèles synthétiques est présentée. Quatre modèles sont considérés, avec l'émetteur et les récepteurs localisés au-dessus, au-dessous, et à l'intérieur d'une séquence de couches horizontales. L'analyse est effectuée en variant les paramètres principaux, tels que la profondeur, l'épaisseur et la résistivité d'une couche conductrice. Les dérivées par rapport au temps des champs verticaux et horizontaux magnétiques sont considérées. Nous montrons que quand l'émetteur et le récepteur sont localisés au même niveau horizontal, la polarité des composantes horizontales dépend de la position verticale de la couche de conductrice, pendant que la polarité de la composante verticale reste inchangée. Deuxièmement, nous analysons les données TDEM enregistrées dans la mine

de potasse Taquari-Vassouras (Sergipe, Brésil). Nous disposons d'une grande base de données sur laquelle l'interprétation 2π et/ou 4π peut être validée. Au début, l'interprétation est effectuée en utilisant la technique d'interprétation 2π habituelle, en supposant que les roches au dessous des galeries sont très résistantes et que le réponse provient uniquement des zones conductrices au-dessus. Ensuite, en appliquant le nouveau programme de modélisation, les effets possibles des couches conductrices au dessous de la mine sont évalués. Un test de transmission a été aussi exécutée à Taquari-Vassouras. Ce test a permis de vérifier la possibilité de transmission TDEM à travers les sédiments extrêmement conducteurs au-dessus de la mine et à comparer les données synthétiques et expérimentales.

6.3 Algorithme de calcul du champ TDEM dans l'espace entier

L'algorithme que nous avons utilisé pour adapter le code numérique et que nous présentons dans cette section est tiré de l'article de Das (1995). Il s'agit de calculer les composantes verticale et radiale du champ magnétique secondaire, induit dans un milieu stratifié, lorsque la source et le point de mesure se trouvent à l'intérieur de la séquence de couches. Pour préserver la logique du développement nous allons répéter certains équations déjà présentées ou qui figurent dans l'Annexe de l'article qui suit.

On considère un système de coordonnées cylindriques $\{r, \phi, z\}$ avec l'axe z positif vers le bas. La configuration comprend un demi-espace situé à $-\infty < z < z(1)$, une séquence de $ND - 1$ couches $\{D(ID), ID = 1, \dots, ND - 1\}$, pour laquelle $z(ID) < z < z(ID + 1)$ et un deuxième demi-espace à $z(ND) < z < \infty$. La boucle émettrice est située sur une interface IS (réelle ou fictive) dans la suite des couches (figure 6.1).

En partant de l'intégrale de Fourier-Bessel (équation 4.5) on peut exprimer $\tilde{\pi}_z$

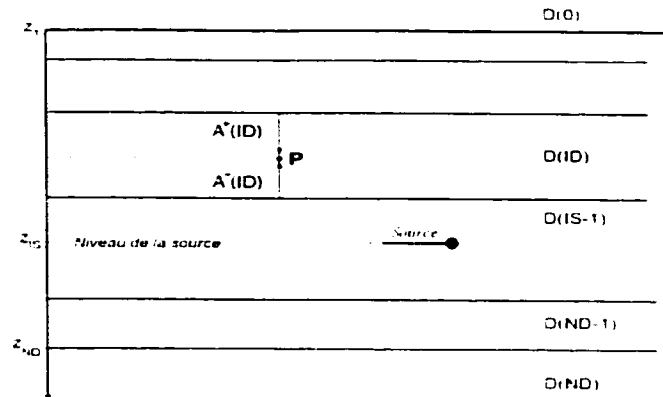


FIG. 6.1: Séquence de couches et position de la source. Le champ est calculé au point P , situé à une profondeur arbitraire.

comme :

$$\begin{aligned} \hat{\pi}_z^m(ID, z) &= A^+(ID) \exp[-\gamma(ID)(z - z(ID))] \\ &+ A^-(ID) \exp[-\gamma(ID)(z(ID + 1) - z)]. \end{aligned} \quad (6.1)$$

En considérant que $A^+(0) = 0$ dans le demi-espace du haut et $A^-(ND) = 0$ dans le demi-espace du bas, nous avons

$$\begin{aligned} \hat{\pi}_z^m(0, z) &= A^-(0) \exp[-\gamma(ID)(z - z(ID))] \\ &\text{pour } -\infty < z < z(1), \end{aligned} \quad (6.2)$$

$$\begin{aligned} \hat{\pi}_z^m(ND, z) &= A^-(ND) \exp[-\gamma(ND)(z - z(ND))] \\ &\text{pour } z(ND) < z < \infty. \end{aligned} \quad (6.3)$$

En suivant la même démarche, il est possible d'exprimer les champs électrique et magnétiques (4.8, 4.9 et 4.10). Ainsi, rappelons le, pour le champ électrique tangentiel

E_o et pour le champ magnétique radial H_r nous avons :

$$E_o(ID, z) = \frac{i\omega\mu}{2\pi} \int_0^\infty \lambda^2 \tilde{E}_o(ID, z) J_1(\lambda r) d\lambda, \quad (6.4)$$

$$H_r(ID, z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \lambda^2 \tilde{H}_r(ID, z) J_1(\lambda r) d\lambda, \quad (6.5)$$

où

$$\begin{aligned} \tilde{E}_o(ID, z) = & A^+(ID) \exp[-\gamma(ID)(z - z(ID))] \\ & + A^-(ID) \exp[-\gamma(ID)(z(ID+1) - z)], \end{aligned} \quad (6.6)$$

$$\begin{aligned} \tilde{H}_r(ID, z) = & \gamma(ID) [A^+(ID) \exp[-\gamma(ID)(z - z(ID))] \\ & - A^-(ID) \exp[-\gamma(ID)(z(ID+1) - z)]]. \end{aligned} \quad (6.7)$$

Les admittances Y à un niveau z donné sont donc exprimées par $\tilde{E}_o$ et $\tilde{H}_r$ comme :

$$Y^-(z) = - \frac{\tilde{H}_r(z)}{\tilde{E}_o(z)} \quad \text{pour } -\infty < z \leq z(IS), \quad (6.8)$$

$$Y^+(z) = \frac{\tilde{H}_r(z)}{\tilde{E}_o(z)} \quad \text{pour } z(IS) \leq z < \infty, \quad (6.9)$$

De l'équation 6.9 nous pouvons écrire les admittances à deux niveaux consécutifs au-dessus et incluant le niveau de la source comme :

$$Y^-(z(ID)) = -\gamma(ID) \frac{A^+(ID) - A^-(ID) \exp(-\gamma(ID)h(ID))}{A^+(ID) + A^-(ID) \exp(-\gamma(ID)h(ID))}, \quad (6.10)$$

$$Y^-(z(ID+1)) = -\gamma(ID) \frac{A^+(ID) \exp(-\gamma(ID)h(ID)) - A^-(ID)}{A^+(ID) \exp(-\gamma(ID)h(ID)) + A^-(ID)}, \quad (6.11)$$

$$\text{pour } ID = 1, \dots, IS-1. \quad (6.12)$$

Les admittances des deux demi-espaces au-dessus et au-dessous du milieu stratifié

sont respectivement :

$$Y^+(z) = \gamma(0) \quad \text{pour } -\infty < z < z(1), \quad (6.13)$$

$$Y^+(z) = \gamma(ND) \quad \text{pour } z(ND) < z < \infty. \quad (6.14)$$

Nous pouvons donc écrire une relation entre les potentiels aux deux interfaces limitant une couche :

$$A^+(ID) = \Gamma^+(ID)A^-(ID)\exp(-\gamma(ID)h(ID)), \quad (6.15)$$

Γ^+ représente le coefficient de réflexion à une interface. En utilisant équation 6.15 nous pouvons exprimer $A^+(ID)$ en termes de $A^-(ID)$ dans l'équation 6.12, pour obtenir finalement la relation récurrente suivante :

$$Y^+(z(ID+1)) = \gamma(ID) \frac{1 - \Gamma^+(ID)\exp(-2\gamma(ID)h(ID))}{1 + \Gamma^+(ID)\exp(-2\gamma(ID)h(ID))} \quad (6.16)$$

pour $ID = 1, \dots, IS - 1$.

D'une manière similaire nous pouvons calculer l'amplitude du potentiel A et les admittances à tous les niveaux au-dessous et incluant le niveau de la source :

$$A^-(ID) = \Gamma^-(ID)A^+(ID)\exp(-\gamma(ID)h(ID)), \quad (6.17)$$

pour $ID = ND - 1, \dots, IS$.

et avec

$$\Gamma^-(ID) = \frac{\gamma(ID) - Y^-(z(ID+1))}{\gamma(ID) + Y^-(z(ID+1))} \quad (6.18)$$

la relation récurrente est :

$$Y^{+}(z(ID)) = \gamma(ID) \frac{1 - \Gamma^{+}(ID) \exp(-2\gamma(ID)h(ID))}{1 + \Gamma^{+}(ID) \exp(-2\gamma(ID)h(ID))} \quad (6.19)$$

pour $ID = ND - 1, \dots, IS$.

En utilisant les conditions aux frontières à toutes les interfaces qui ne contiennent pas de source et la condition pour le niveau IS contenant la le dipôle magnétique, on peut écrire :

$$\lim_{z \rightarrow z(ID)} \tilde{E}_y(ID, z) = \lim_{z \rightarrow z(ID)} \tilde{E}_y(ID - 1, z), \quad (6.20)$$

$$\lim_{z \rightarrow z(ID)} \tilde{H}_x(ID, z) - \lim_{z \rightarrow z(ID)} \tilde{H}_x(ID - 1, z) = M\delta(ID, IS), \quad (6.21)$$

ici $\delta(ID, IS) = 1$ pour $ID = IS$ et $\delta(ID, IS) = 0$ pour $ID \neq IS$.

Ainsi, les expressions pour $A^{+}(IS - 1)$ et $A^{+}(IS)$ au niveau de la source deviennent :

$$A^{+}(IS - 1) = \frac{MJ_1(\lambda a)}{\lambda a^{+}(IS - 1)} \frac{\gamma(IS - 1) + Y^{+}(z(IS))}{Y^{-}(z(IS)) + Y^{+}(z(IS))} \quad (6.22)$$

$$A^{+}(IS) = \frac{MJ_1(\lambda a)}{\lambda a^{+}(IS)} \frac{\gamma(IS) + Y^{+}(z(IS))}{Y^{-}(z(IS)) + Y^{+}(z(IS))}. \quad (6.23)$$

Pour trouver les amplitudes aux autres interfaces nous utilisons les deux dernières équations et nous exprimons les amplitudes de chaque côté de l'interface en termes d'amplitude juste au-dessous d'elle. Après quelques transformations simples nous pouvons écrire les quatre expressions pour les amplitudes F aux interfaces au-dessus et au-dessous le niveau de la source comme suit :

Interfaces au-dessus la source

$$A^-(ID+1) = \frac{1 + \Gamma^-(ID)}{1 + \Gamma^-(ID+1) \exp[-2\gamma(ID+1)h(ID+1)]} \cdot A^-(ID) \exp[-\gamma(ID)h(ID)], \quad (6.24)$$

$$\text{pour } ID = IS+1, \dots, 1. \quad (6.25)$$

$$A^+(ID) = \Gamma^-(ID)A^-(ID) \exp(-\gamma(ID)h(ID)), \quad (6.26)$$

$$\text{pour } ID = IS+1, \dots, 1. \quad (6.27)$$

Interfaces au-dessous la source

$$A^+(ID+1) = \frac{1 + \Gamma^+(ID)}{1 + \Gamma^+(ID+1) \exp[-2\gamma(ID+1)h(ID+1)]} \cdot A^+(ID) \exp[-\gamma(ID)h(ID)], \quad (6.28)$$

$$\text{pour } ID = IS, \dots, ND+1. \quad (6.29)$$

$$A^-(ID) = \Gamma^+(ID)A^+(ID) \exp(-\gamma(ID)h(ID)) \quad (6.30)$$

$$\text{pour } ID = IS, \dots, ND+1. \quad (6.31)$$

Nous connaissons maintenant les amplitudes A^+ et A^- et en utilisant les équations 6.25, 6.27, 6.29 et 6.31, nous pouvons calculer les champs électrique et magnétique à tous les niveaux dans le milieu stratifié.

6.4 Whole-space modeling of a layered-earth in time-domain electromagnetic measurement

6.4.1 Abstract

In-mine time-domain electromagnetic survey responses can be caused by conductive zones located either in the sequence above the mine drift, in the sequence below or in both. A computer code is developed that computes the whole-space transient electromagnetic field for a horizontal square loop in a layered earth. Four models are considered, that include conductive layer above, below or above and below the transmitter-receiver level. Both in-mine and transmission (transmitter on the surface and receiver at depth) configurations are modeled. The behavior of the vertical magnetic field or its time derivative is identical when the conductive layer is located either above or below the measurement station. On the contrary, the horizontal magnetic field or its time derivative display shape and polarity strongly dependent on the vertical position of the conductive layer, as well as on its conductivity, thickness and distance.

Analysis of in-mine field data from the Taquari-Vassouras potash mine (Brazil) shows that no significant conductive layers are present below the mine gallery and that an usual interpretation technique may be used. A transmission test carried out with a transmitter loop at the surface and the receiver coil in the mine 400 m below, demonstrates that the geoelectrical distribution above the mine, obtained from in-mine TDEM and borehole logs, is sufficient to satisfy the observed data.

6.4.2 Introduction

The in-mine survey is quite a new domain of application for the time domain electromagnetic method (TDEM). Unlike the frequency-domain techniques commonly used in mining geophysics, TDEM has a large depth of investigation and excellent sounding resolution (McNeill, 1990). The method is well-suited to potash mining because of the high contrast in the electrical properties between brine-filled, clayey sediments and salt. Applications range from mapping the ore-zone structure and evaluating the salt back thickness to detecting aquifers and anomalous structures above the mine openings (Chouteau *et al.*, 1997).

Commonly, TDEM soundings are performed on the surface of the Earth, with transmitter and receiver loops laid on the ground. A ramp turn-off in the current flowing in a rectangular transmitter loop induces currents in the Earth and the time derivative of the vertical magnetic field, resulting from these currents is measured. The measurements result from induction in the layers only *below* the observation point (called hereafter $2\pi+$ geometry). In opposition to this usual “looking-down” technique, the underground TDEM soundings should often account for contributions from conductive structures *above* and *below* the mine level (hereafter referred as 4π geometry). A practical approach in in-mine TDEM interpretation is to ignore one of the two half-spaces, assuming that it is highly resistive, allowing induction only in the other. In many cases this assumption is valid and the inversion algorithms developed for data collected on the ground surface could be used either “looking up” or “looking down” from the mine gallery. However, if the stratification at depth is 4π in nature, i.e. conductive layers above and below the sounding site, any interpretation based on 2π geometry will be incorrect and will lead to an erroneous resistivity distribution. TDEM measurements can be also performed in transmission mode, with

the transmitter fixed on the surface and the receiver located at some depth. In this case the measured voltages result from attenuation of the diffusing field between the transmitter and the receiver.

Computer codes calculating the whole-space TDEM response can be licensed for considerable amounts (several hundred dollars) from LBNL (dipole transmitters), from Eikon Technologies Ltd. (dipole or loop transmitters), but presently there are no freely available computer codes that allow the interpretation of the TDEM field in 4 π or in transmission mode. Hence, for mine TDEM applications, either for underground or transmission soundings, a modeling tool is needed to analyze the recorded data.

In this paper we discuss the one-dimensional TDEM responses from stratified media located above and below the observation point. The objectives are to provide interpretation guidelines for the TDEM anomalies arising from a full-space layered earth, and assess possible errors of standard 2 π interpretation of TDEM soundings recorded in 4 π situations. A computer routine is written that allows TDEM fields to be computed at arbitrary points on or below the earth's surface. The transmitter loop can be located either on the surface or at any depth in the layering. This routine is based on the formalism proposed by Das (1995).

First a model study is presented. Four models are considered, with transmitter and receivers located above, below, and in a horizontally layered sequence. Analysis is done by varying key parameters such as the depth, thickness and resistivity of a conductive layer. Time derivatives of vertical and horizontal magnetic fields are considered. We show that when the transmitter and the receiver are located at

the same horizontal level, the polarity of the horizontal components depends on the vertical position of a conductive layer, while the polarity of the vertical component remains unchanged. Secondly, we analyze TDEM field measurements performed at the Taquari-Vassouras potash mine (Sergipe state, Brazil). This has provided a large data base upon which 2π and/or 4π interpretation may be validated. Initially, interpretation is done using the usual 1D interpretation technique, assuming that the rocks below the mine drift are highly resistive and that responses solely arise from conductive zones above. Then, using the new modeling program, the possible effects of conductive layers below the mine are evaluated. A transmission experiment was also performed at Taquari-Vassouras, to verify the feasibility of TDEM transmission in the context of highly conductive sediments above the mine and to compare experimental data with some numerical modeling.

6.4.3 The TDEM soundings

TDEM is a controlled-source electromagnetic method operating in time domain (Nabighian et Macnae, 1991). Figure 6.2 illustrates typical surface and underground TDEM sounding configurations. The transmitter (Tx) is a horizontal, ungrounded wire loop, laid out on the ground. At the surface, it is square or rectangular, while in mine galleries Tx loops have various sizes and shapes, depending on available access between and around the pillars. The receivers (Rx) are small uni- or multi-axial coils, measuring the time derivative of the magnetic field. In-loop and offset-loop configurations are most commonly used in TDEM. The receiving coil is located either within the Tx loop (in-loop), at the center (central-loop) or outside the Tx loop (offset-loop). The transmitter generates a square, bipolar current waveform shown in Fig. 6.3. Due to the inductance of the loop and the transmitter characteristics, a finite time is taken to rise to steady current and to turn the current off. This time defines the turn-on

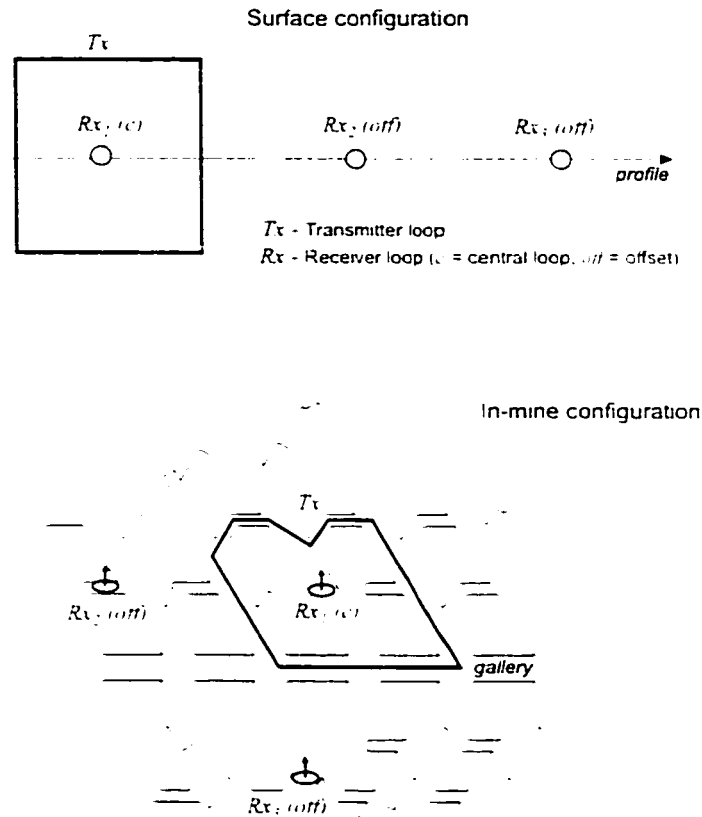


FIG. 6.2: Typical surface and in-mine TDEM configuration.

and the turn-off time, respectively. According to Faraday's law of induction, when the current is abruptly interrupted, the terminating primary magnetic field generates horizontal eddy currents flowing near the transmitting wire so as to maintain the magnetic field at the value that existed just before cut-off. The eddy currents diffuse to greater depths with the passage of time and decay as a result of the finite conductivity of the earth. Nabighian (1979) describes the TDEM induced current system as a "smoke ring" system, which moves at depth outward from the transmitter (Fig. 6.4).

These currents generate a secondary magnetic field which also decays with time.

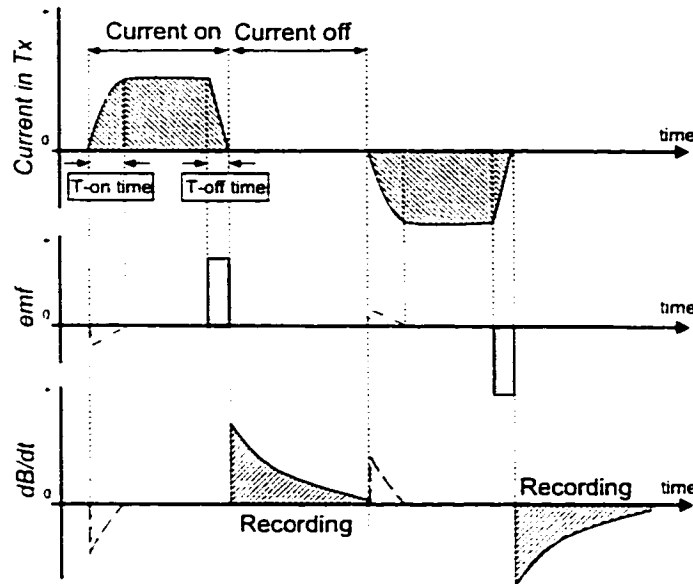


FIG. 6.3: *Principle of TDEM : current in the transmitter loop (top) ; induced emf (middle) ; recorded voltage (bottom).*

The distribution and the intensity of the induced eddy currents and the decay of the associated magnetic field depend on the conductivity of the earth. An electromotive force, proportional to the time rate of change of secondary magnetic field, is measured at various time intervals at each receiver location and yields information about the geoelectrical structures with depth.

Hoversten et Morrison (1982) discuss the behavior of the magnetic field observed at the ground surface. The vertical component, h_z , changes sign when the diffusing currents pass under the receiver. This switch in polarity, positive to negative, is symmetrical at receivers R_{x_2} and R_{x_3} (Fig. 6.5a).

At the same moment h_z reaches a maximum, positive at R_{x_2} and negative at R_{x_3} .

We perform the same analysis for the diffusion of the currents in the upper half-

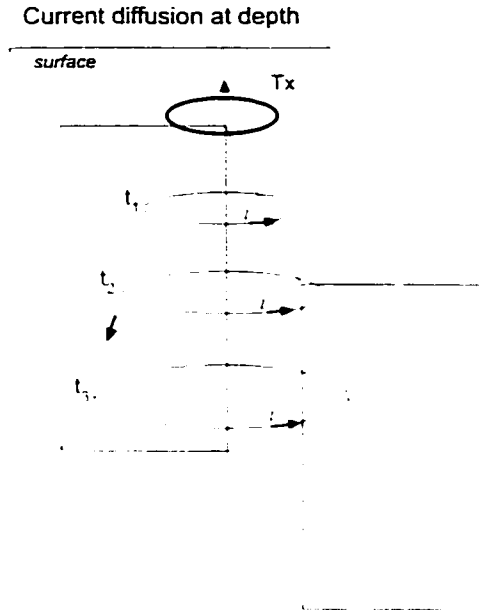


FIG. 6.4: Propagation of current filaments at depth ("smoke ring" concept of Nabighian (1979)).

space (Fig. 6.5b). The polarity of h_z is the same as the one previously shown, while the horizontal magnetic field observed at Rx_2 and Rx_3 is of opposite polarity compared with the one of h_r from the lower half-space.

6.4.4 Computational considerations

The study presented in this paper originated when trying to solve potash mining problems. Thus, the models presented as well as the choice of transmitter parameters are not completely arbitrary. The coordinate system is right-handed and cartesian (x, y, z) and the positive z -axis points downwards. The layers are horizontally infinite, homogeneous and isotropic, with boundaries located at z_i , $\{i = 1, \dots, n\}$. The model consists of an upper half-space for $z < z_1$, a stack of $n-1$ layers ($z_1 < z < z_n$), and a lower half-space for $z > z_n$, as seen in Fig. 6.6. The resistivity of each layer, including both half-spaces, is ρ_j , $\{j = 0, \dots, n\}$.

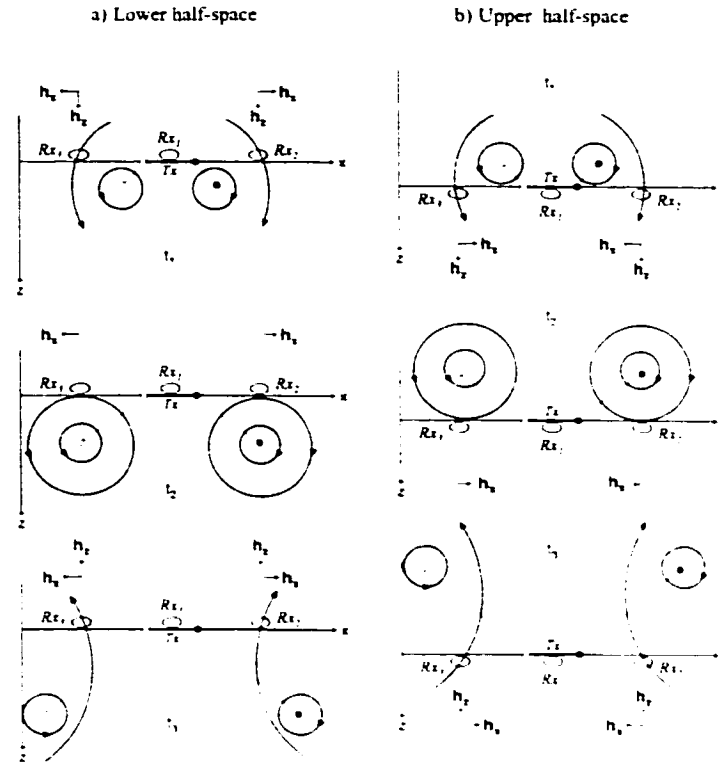


FIG. 6.5: Diffusion of electric currents and orientation of the associated secondary magnetic field in (a) the lower half-space, (b) the upper half-space.

The transmitter is a horizontal $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ square loop. It is energized with a square waveform current, flowing counter-clockwise. Receiver Rx_1 is located at the center of the Tx loop, while receivers Rx_2 and Rx_3 are set at $\pm 100 \text{ m}$ from the center of Tx . The transmitter and the receivers are located at depth z_{LS} . This level divides the model into regions $2\pi+$ and $2\pi-$, below and above z_{LS} , respectively. The whole space is referred to as the 4π model.

Transient responses, expressed in b and $\partial b / \partial t$ (magnetic induction and its time derivative) of four representative models (Fig. 6.7) are calculated using a modified version of the 1D electromagnetic modeling and inversion program SELMA. The origi-

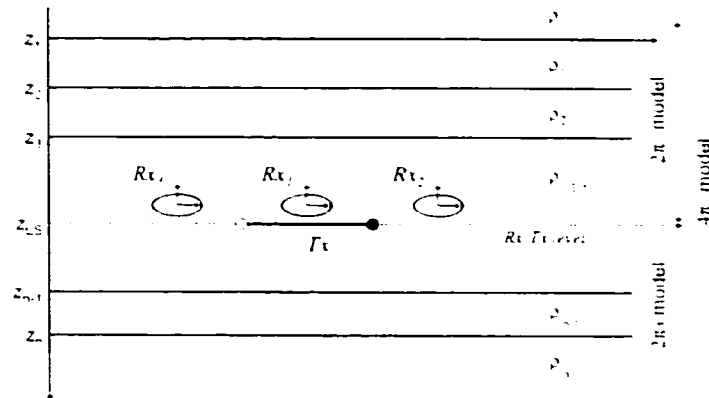


FIG. 6.6: *General whole-space 1D model, with transmitter and receivers located in the layered sequence at the same level z_{TS} .*

nal code, developed at University of Aarhus, Denmark (Christensen et. Alken, 1992), calculates the TDEM response when the transmitter and the receiver are located on the surface of a layered earth. For the purpose of our study, we replaced the TDEM kernel function of SELMA by a new kernel. The kernel allows the computation of TDEM fields at any point along depth z caused by a horizontal loop of radius a at any arbitrary level in the layered earth. The code we developed is based on the algorithm proposed by Das (1995). The input admittances at every interface up to the source level are calculated recursively, starting at the uppermost and lower-most interfaces up to the source level. Computation of the amplitudes at the other interfaces is carried out following the recursive relations derived in Appendix 1.

The 4 π code was verified against the well-known 2 π model response. 2 π geometry is simulated by letting the resistivity of the layers above the TDEM system be and extremely high (here set to 1000 Ωm). Responses calculated for such models fit very well the responses computed using the original 2 π program. The 4 π code was also

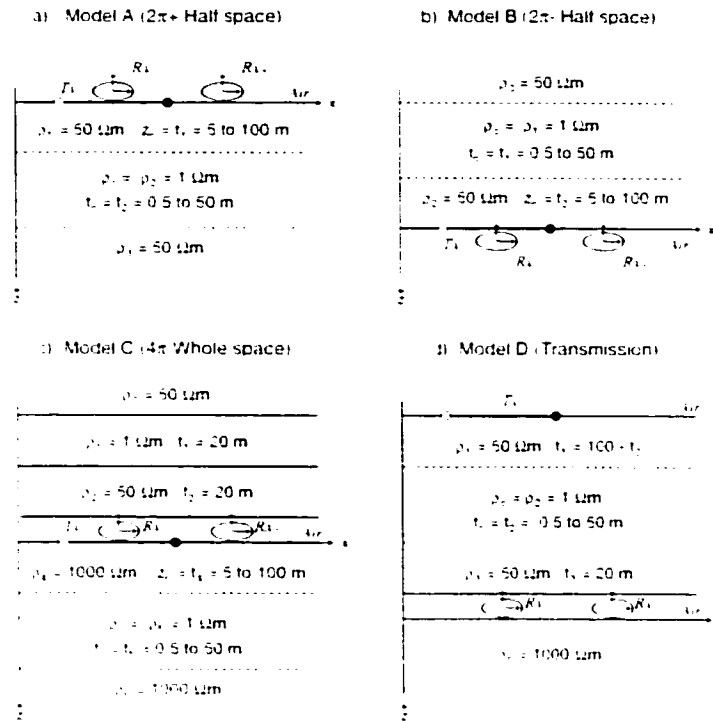


FIG. 6.7: The models used : Model A : $2\pi+$ model; Model B : $2\pi-$ model; Model C : 4π model; Model D : transmission model.

checked by comparison with the whole-space solution of a magnetic dipole presented by Ward et Hohmann (1987).

6.4.5 Model results

6.4.5.1 TDEM responses of 2π earth

The $2\pi+$ model (model A) is the usual surface TDEM configuration (Fig. 6.7a). The transmitter and the receivers are located on the surface, at $z = 0$. A conductive $1 \text{ } \Omega\text{m}$ layer with thickness t_c is located at a depth z_c within a $50 \text{ } \Omega\text{m}$ half-space. The $2\pi-$ model (model B) shown in Fig.6.7b is a mirror image of model A and the three-layer earth is situated above the $TX-RX$ level. For both models the thickness t_c and the depth z_c of the $1 \text{ } \Omega\text{m}$ layer are varied and a series of curves are calculated.

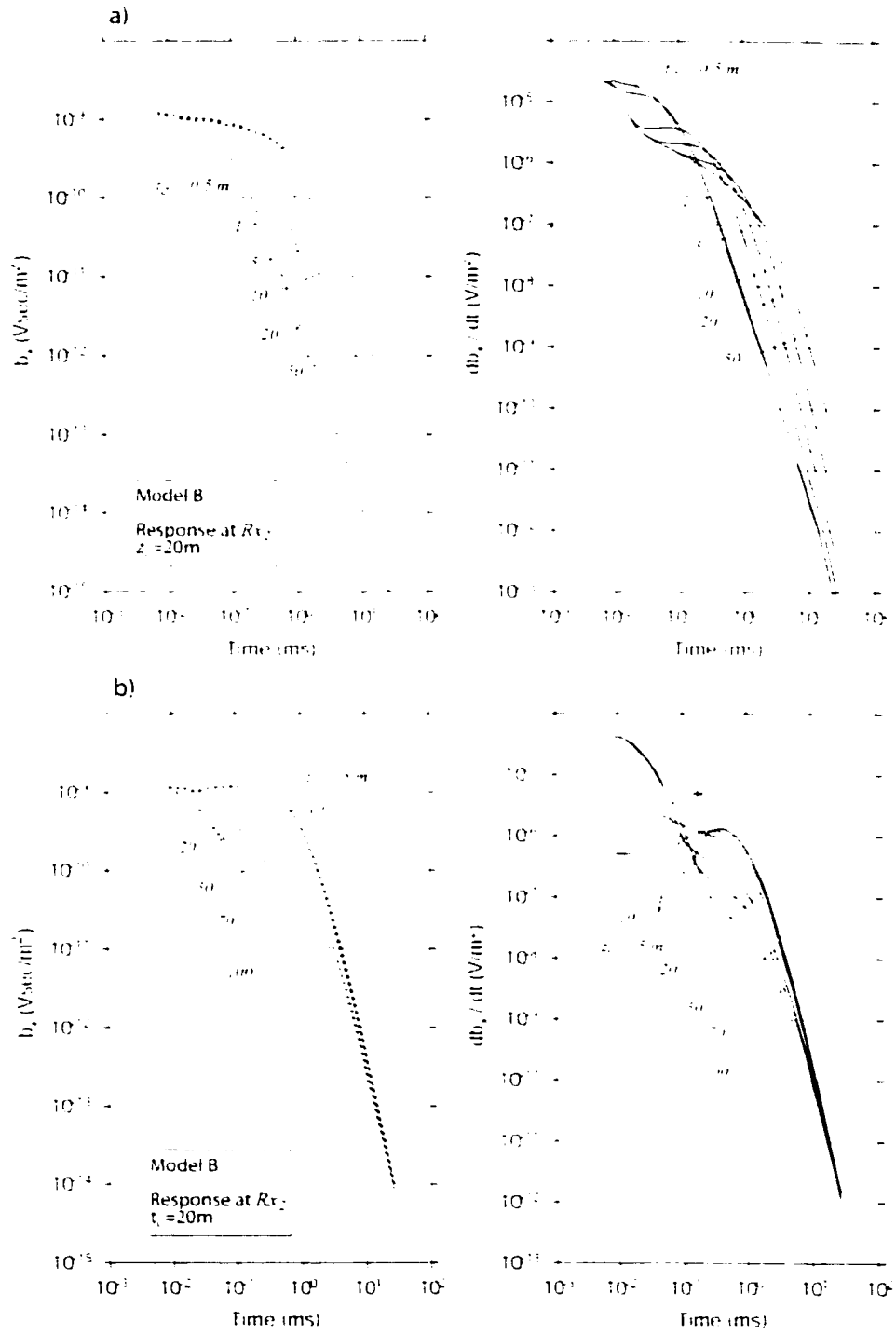


FIG. 6.8: Horizontal components of b and $\partial b / \partial t$, computed for models A and B (2π models). (a) various values of thickness t_c . (b) various values of depth z_c .

For simplicity, b_x and $\partial b_x/\partial t$ curves at Rx_2 only for model B are presented.

Figure 6.8a shows that for a given depth (here z_c is set to 20 m) the polarity of both b_x and $\partial b_x/\partial t$ does not change when varying the thickness t_c from 0.5 to 50 m. Figure 6.8b illustrates the responses for several values of z_c (from 5 to 100 m), calculated when t_c is set to 20 m. The curves are strongly depending on the first layer thickness and have a pronounced minimum moving toward later times when z_c increases. On the $\partial b_x/\partial t$ curves for $z_c < 20$ m a cross-over appears (negative to positive). It occurs at early times as the depth of the conductor increases. This polarity reversal is caused by the shallow conductive layer sensed at very early time that reduces the diffusion velocity of the EM waves. The sensitivity analysis provided by SELMA show that the parameters t_1 , t_2 and ρ_2 are very well defined (standard deviation < 0.2).

6.4.5.2 Responses of 4π symmetrical earth

Models A and B are summed together to create a perfectly symmetrical model about the Tx - Rx level. The response of this 4π model is compared to the response of model A or B. Figure 6.9 shows the computed voltage and the apparent resistivity curves derived from $\partial b_z/\partial t$ at the center of Tx . At times immediately after the transmitter shuts off, eddy currents are generated near the transmitting wire so as to maintain the magnetic field in the earth everywhere at the value that existed just before the cut-off (Fig. 6.9a). Hence, at very early times, the response of the 4π model is identical to the one observed in the 2π case. The fundamental difference between the responses appears in late times. The currents induced simultaneously in the two half-spaces produce a larger $\partial b_z/\partial t$ response that would be observed if current diffuses in one half-space only. At times greater than approximately 1 msec, the $\partial b_z/\partial t$ curve for the 2π model falls below the 4π response. The apparent resistivity curve (Spies et Frischknecht, 1991) computed for the 4π model has a minimum which is much more

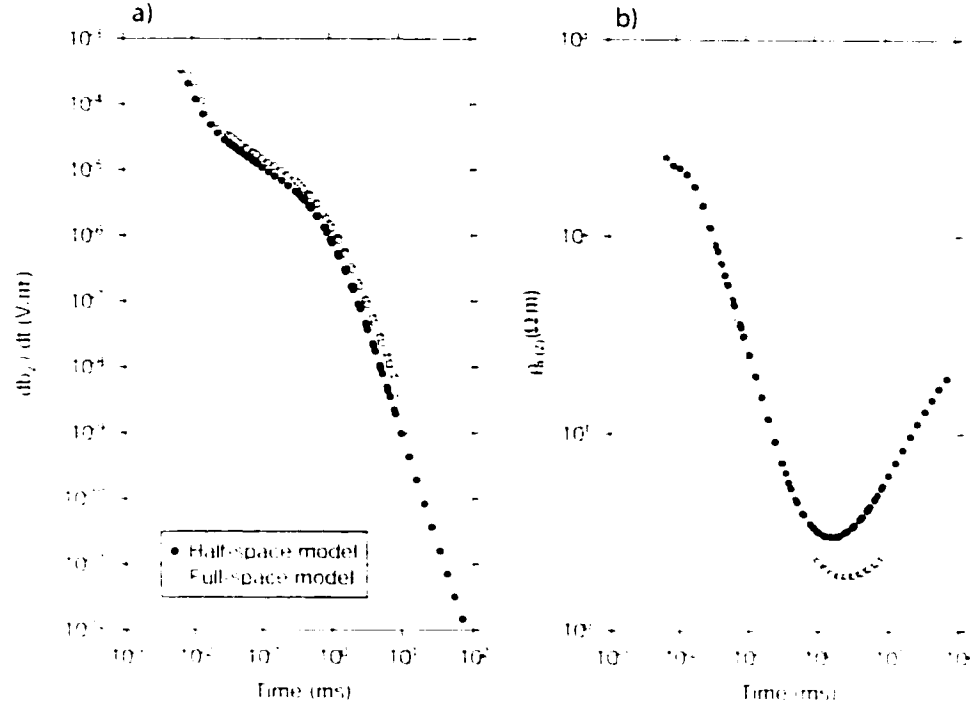


FIG. 6.9: *TDEM voltages (a) and apparent resistivity curves (b), calculated for 2π and 4π symmetrical models.*

pronounced than that of 2π model curves (Fig. 6.9b). We attempt a 2π inversion on the 4π data and results show that when conductors below or above the observation point are not ignored, the common 2π interpretation may drastically over-estimate the true conductivity and under-estimate the distance to the conductive layer.

6.4.5.3 Responses of 4π earth

To clearly demonstrate the contribution of the conductive layers above and below the $Tx-Rx$ level, we now investigate the TDEM responses of 4π earth geometry illustrated in Fig. 6.7c (model C). The model consists of two layered half-spaces that bound the top and the bottom of a highly resistive ($10000 \Omega.m$) 4 m-thick layer, approximating a mine gallery. The upper half-space is set to be similar to model B. The

lower half-space resistivity is $1000 \Omega\text{m}$ and a conductive layer with resistivity $\rho_c = 1 \Omega\text{m}$ and thickness t_c is located at depth z_c below the mine level. TDEM responses are calculated for a range of t_c and z_c values.

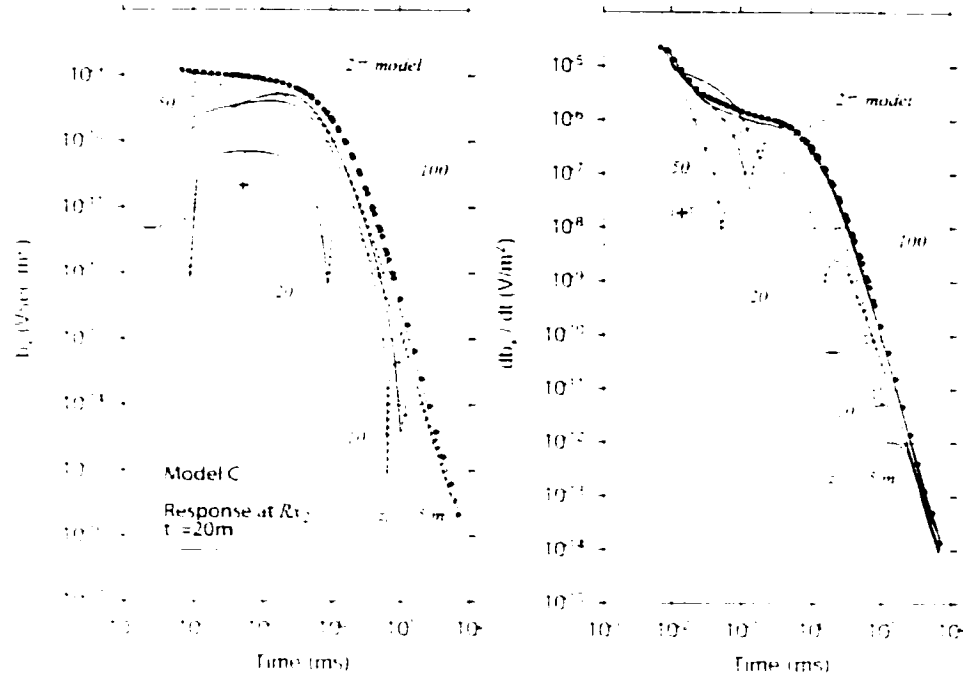


FIG. 6.10: Horizontal components of b and $\partial b/\partial t$, computed for various values of depth z_c (model C). The 2σ model response is shown in black circles.

Figure 6.10 shows the b_x and $\partial b_x/\partial t$ responses observed at Rx_2 . The calculations are made for various values of z_c with t_c set to 20 m. The curves computed for $z_c = 5, 10$ and 20 m are characterized by two polarity reversals. The first switch in sign (negative to positive for b_x and positive to negative for $\partial b_x/\partial t$) corresponds to the moment when the lower conductive layer is reached by the induced currents. It appears at earlier times when the conductor is deeper, because the currents propagate faster in the resistive medium. The second cross-over appears when the currents propagate beyond the lower conductive layer. The location of these cross-overs is strongly

dependent on z_c . When z_c becomes large (> 50 m), the influence of the upper conductor is predominant. All curves are situated below the 2π model curve produced by the response of the upper layered half-space, ignoring the lower space. Only when $z_c > 100$ m does the 4π curve become asymptotic to the 2π curve.

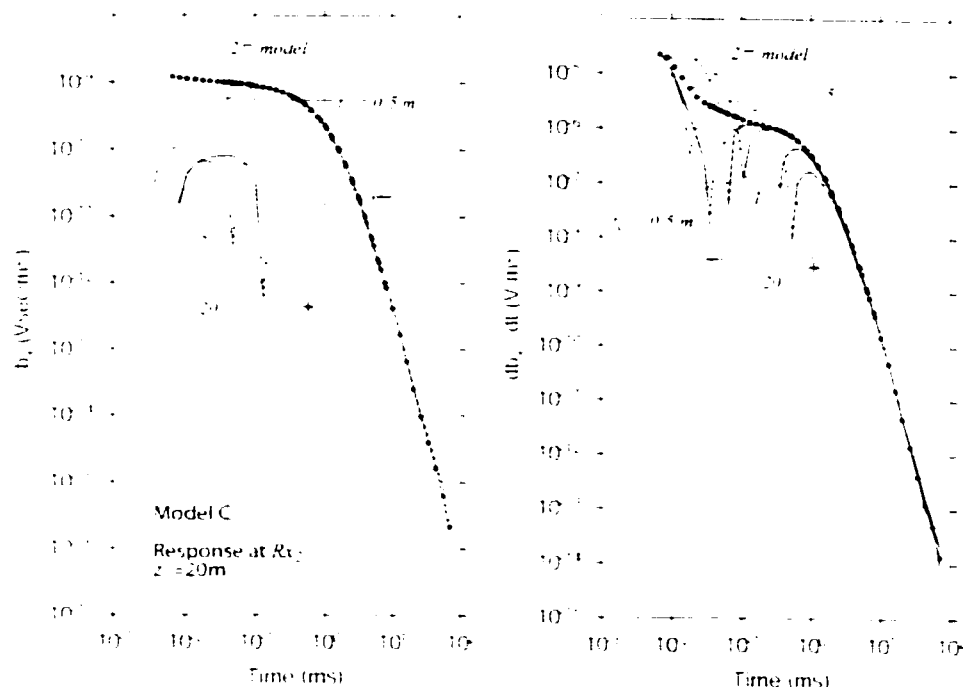


FIG. 6.11: Horizontal components of b and $\partial b/\partial t$, computed for various values of the thickness t_c (model C). The 2π model response is shown in black circles.

Figure 6.11 shows b_r and $\partial b_r/\partial t$ curves calculated for thicknesses $t_c = 0.5, 1, 5, 20$ and 50 m, z_c being kept constant to 20 m. The response is strongly sensitive to the variations of t_c . Varying this parameter produces a double polarity reversal on the curves for $t_c > 1$ m. When the thickness is less than 5 m, only the later reversal is observed and it is caused by the lower limit of the conductive layer. The first one is not seen because it occurs earlier than the considered time range. The time when the second zero-crossing appears strongly depends on the thickness t_c . The thicker

the layer, the longer the time during which the influence of the upper conductor is detected.

6.4.5.4 TDEM responses in transmission mode

When a TDEM signal is transmitted, it experiences attenuation from two sources. The first is the attenuation from geometric spreading, which falls off as the distance cubed (Shope, 1982). The second, examined here, is the attenuation caused by the conducting earth. Model D, illustrated in Fig. 6.7d, represents the transmission model. A conductive layer of resistivity ρ_c and thickness t_c is located at $100 - t_c$ m depth in a 50 Ω m half space. The resistivity of the bedrock below the mine drift is 1000 Ω m and the resistivity of the air is set to 10000 Ω m.

The receivers are located at depth, while the transmitter is fixed at the surface. The first receiver (R_{X1}) is located directly under the transmitter, while R_{X2} is at 100 m offset. The $\partial b_z / \partial t$ below the transmitter and $\partial b_x / \partial t$ in offset are presented.

Figure 6.12 shows the TDEM responses calculated for several values of t_c . The change of t_c is made by moving up the top of the layer (in other words $z_c + t_c = 100$ m = const.) and its thickness varies between 0.5 and 50 m. The increased thickness of the conductive layer slows down the diffusion of the maximum current density and yields a later arrival of the signal. Transmission responses (not shown here) for decreasing values of the conductive layer resistivity ρ_c display maxima with lower amplitude shifted to longer times.

6.4.6 Field example

The underground TDEM technique was used to determine the occurrence and the geometry of brine-saturated sandstone layer above the mine openings at the Taquari-Vassouras potash mine, Sergipe state, Brazil (Chouteau *et al.*, 1997). The thin aquifer

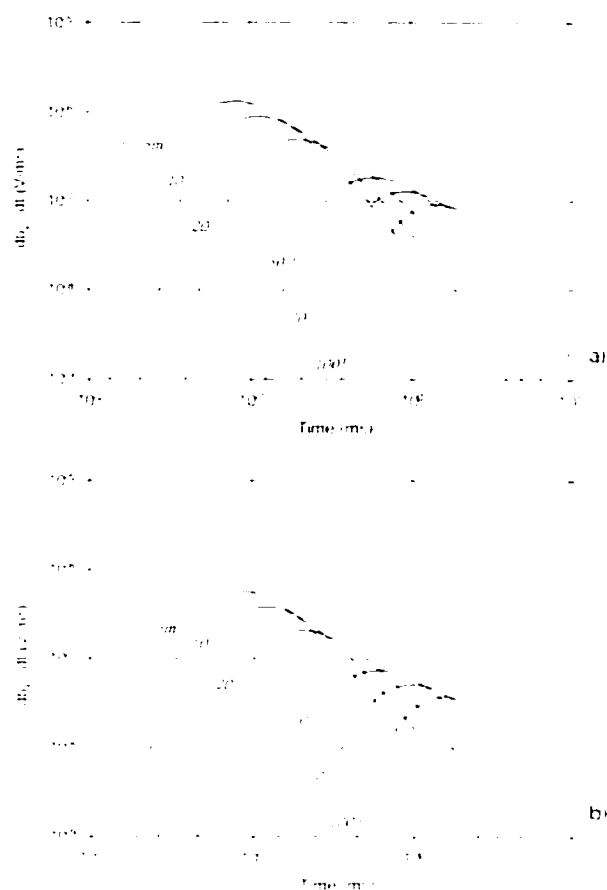


FIG. 6.12: *Time derivatives of the vertical and horizontal magnetic field calculated in transmission mode (model D) for various values of thickness t .*

sandstone layer (6-8 m) is encountered at an average distance of 80 m above the mine drift. The potash deposits are found at a depth of 400-500 m in a thick evaporitic sequence. From the available geophysical well logs, a typical stratigraphic model has been constructed (Fig. 6.13).

It consists of 8 layers. From the mine looking up they are : (1) a salt layer with a resistivity larger than 1 000 Ωm and a thickness of 30 m; (2) a breccia zone with a thickness of 5 m and a resistivity varying between 20 Ωm to 1 000 Ωm ; (3) a calcu-

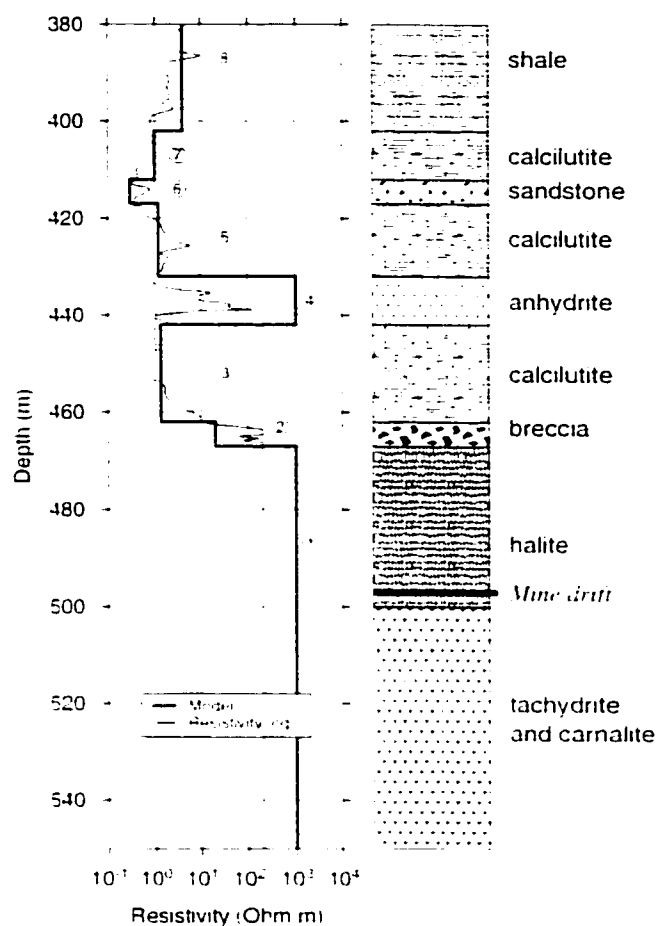


FIG. 6.13: *Geoelectrical model of the Taquari-Vassouras potash mine. On the left panel are shown a typical resistivity log and the 1D resistivity model. Indices (1 to 8) for each layer refer to the average model discussed in the text.*

tite layer with a thickness of 20 m and a low resistivity of $1.35 \Omega\text{m}$; (4) an anhydrite zone highly resistive (set to $1\,000 \Omega\text{m}$) with a thickness of 10 m; (5) a second layer made of calcilutite with a thickness of 15 m and a resistivity of $1.2 \Omega\text{m}$; (6) the highly conductive aquifer sandstone zone (resistivity of $0.3 \Omega\text{m}$) with a thickness of 5 m; (7) a third 10 m-thick zone of calcilutite with a resistivity of $1 \Omega\text{m}$; (8) a medium composed of arenite and shale, displaying a resistivity of 2 to $5 \Omega\text{m}$. Below the mine entry, the tachydrite and carnalite layers ($> 1000 \Omega\text{m}$) extend for more than 150 m.

The highly resistive formations below the mine drift enable the use of 1D layered-earth inversion “looking up” as opposed to the conventional “looking down”. Initial interpretation of the TDEM data was performed by 1D inversion using the commercially-available software TEMIXGL (Interpex Ltd., Golden, Co). The conductivity logs from vertical oil exploration boreholes showed the stratigraphic and resistivity sequence above the mine are predictable and uniform over large horizontal distances. Accordingly, the ridge-regression inversion was constrained by the number of layers (8) and the resistivity of each layer. The resulting 1D models were interpreted in terms of layers above the mine roof. However, at times, conductivity logs indicated that thin beds of moderately conductive (10 Ωm) organic clay are present in the evaporite sequence below the mine level. The presence of this clay may cause departure from the simplified 2π assumption. To validate the 2π interpretation, possible effects were examined. A conductive 5 meter-thick layer was inserted within the resistive salt sequence below the mine drift at depths $z_0 = 5, 10, 20, 40$ and 60 m. Its resistivity was set to 0.3 Ωm and 10 Ωm , corresponding to the resistivity of brine-saturated sandstone and organic clay, respectively.

Figure 6.14 displays central loop apparent resistivity curves, derived from $\partial b / \partial t$, when the medium below the drift is and is not ignored. Field data are presented in open circles over the time range from 88 μsec to 20 ms (EM-37, Geonics Ltd.). The curve plotted with black circles is the response ρ_a^* to the model considering the layers above the TDEM system only. For a conductive layer resistivity of 0.3 Ωm (Fig.6.14 a), large differences appear in the responses for distances z_0 smaller than 80 m, when compared to the response of the model without a conductive layer below. If the calculated 4π curves are interpreted with the conventional 1D inversion,

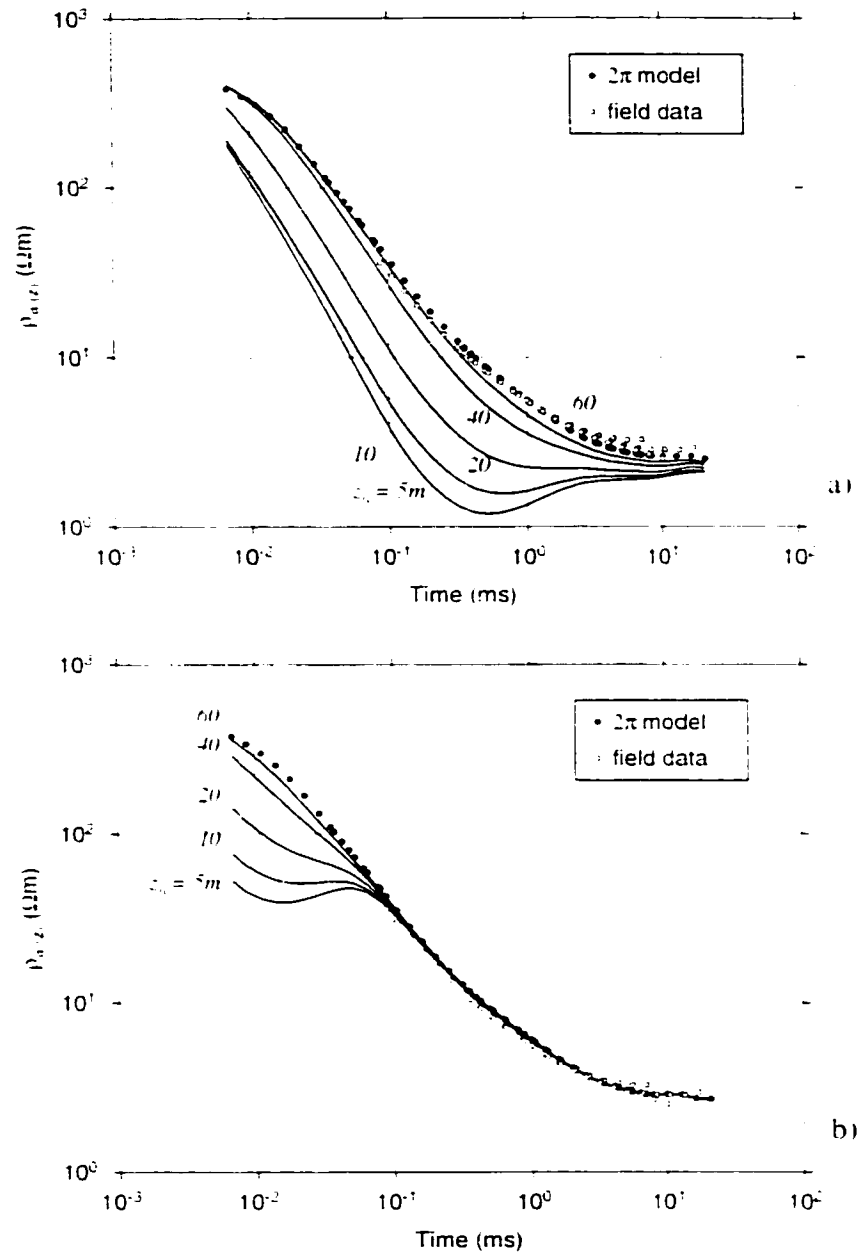


FIG. 6.14: Whole-space TDEM response h_z modeled at the mine level. The model consists of the model shown in Fig. 1.3 with a conductive 5 m layer inserted below the mine at several distances (5-60 m). (a) for a layer resistivity of 0.3 $\Omega.m$ and, (b) for layer resistivity of 10 $\Omega.m$. The measured field data are also drawn (white circles).

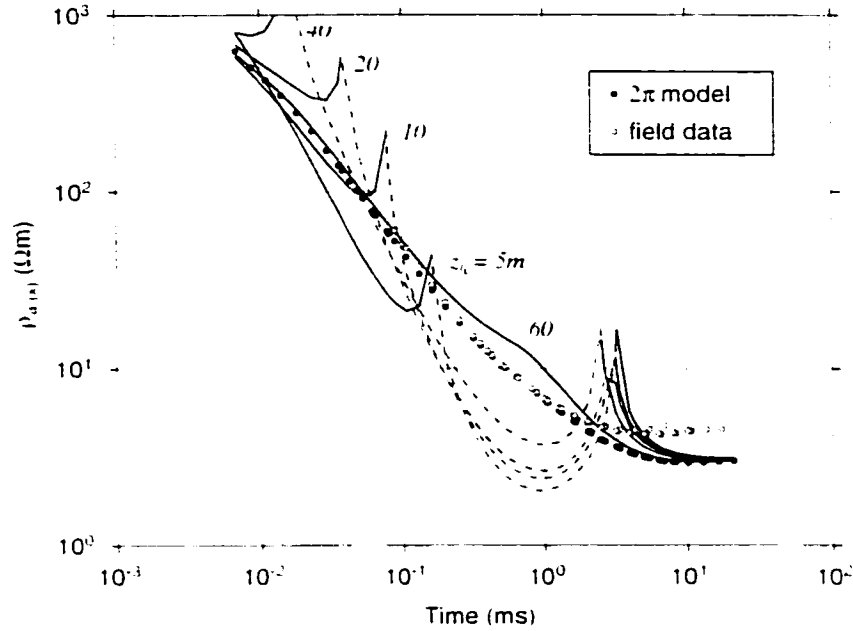


FIG. 6.15: Whole-space TDEM response ρ_a^x modeled at the mine level. The model consists of the model shown in Fig. 13 with a conductive 5 m layer inserted below the mine at several distances (5-60 m), for a layer resistivity of 0.3 $\Omega\cdot\text{m}$. The measured field data are also drawn (white circles).

the resulting model would appreciably underestimate the distance to the aquifer and overestimate its conductivity. For a resistivity of 10 $\Omega\cdot\text{m}$ (Fig. 6.14b) which is more likely to represent the actual case, the response is only different at very early times for distances less than 10 m. For large distances, the differences from the basic response is minimal. The curve at mid and late times is never affected and therefore, 1D 2π interpretation of the sounding curves recovers the layering above the mine level even in the presence of a conductive layer below.

Figure 6.15 shows the measured ρ_a^x curve (white circles), the calculated ρ_a^x response for the model in Fig. 6.13 (black circles) and the modeled curves for several values of z_0 . When the lower conductive layer is absent or at distances larger than 80

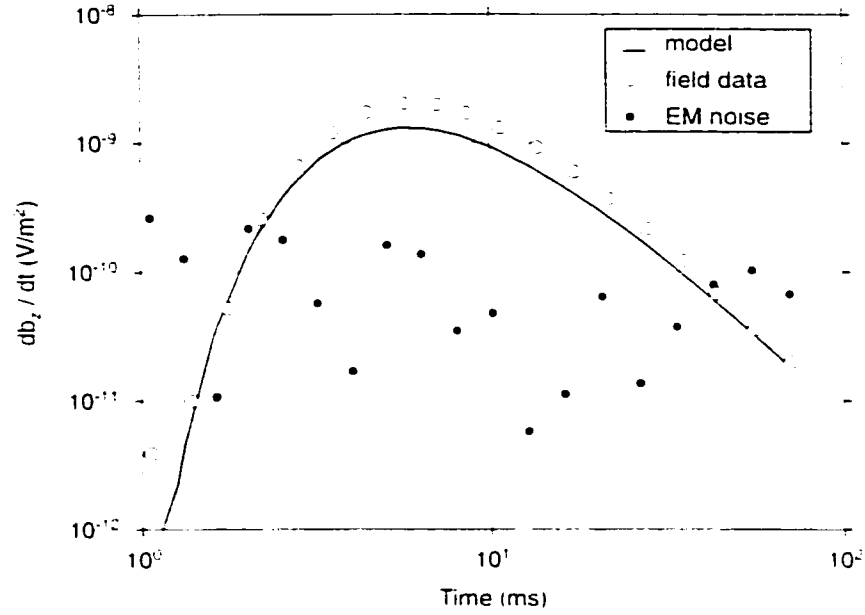


FIG. 6.16: *Time derivative of b_z measured and calculated in transmission mode at Taquari-Vassouras potash mine. Field TDEM data are drawn with circles and the measured EM noise - in black circles. The calculated curve is presented as a solid line.*

m, the sounding curves are identical to the 2π model curve. Introducing the 0.3 Ω m layer produces two polarity reversals. The first one (at early times) is from positive to negative and appears when the influence of the conductive layer is felt. It is shifted to earlier times as depth increases. For depths $z_{lc} > 40$ m it is not observed because it occurs before the earliest time gate. The second reversal occurs at similar times regardless of z_{lc} , and indicates the moment when the influence of the upper conductor is sensed.

A transmission test was performed at Taquari-Vassouras mine, with a 100 x 100 m transmitter loop laid on the surface, and the receiver located in a mine panel directly below the center of the Tx loop. To gain insight on the measured data we

computed the TDEM response in transmission mode for a model approximating the known geology. The first 6 layers above the mine gallery are those of the model shown in Fig.6.13. The thickness of each layer is set according to the models obtained from the TDEM sites in the mine which are located in the region below the transmitter. A 300 m thick layer is added between the 7th layer and the ground surface. Its resistivity of 3 Ωm is set according to the resistivity logs. The air at the surface is simulated by a highly resistive (10000 Ωm) half-space. Below the mine level a semi-infinite layer with a resistivity of 1000 Ωm is added. The calculated $\partial b_z / \partial t$ is given in Fig. 6.16, together with the measured data. Despite the highly conductive geological structures and the large distance between Tx and Rx (approximately 400 m), the recorded data are above the local noise level (as measured at the receiver when the transmitter is off). Increasing the thickness of the conductive layer only slightly broadens the model response curve and shifts the maximum towards later times. However, the changes are not significant and from a practical point of view it is impossible to distinguish between a 0.5 m and a 10 m-thick conductive aquiferous layer based on transmission measurements alone. The change in the integrated conductance of the ground up to a 400 m depth is weakly affected by the change of the aquifer thickness.

6.5 Discussion and conclusions

The TDEM response to a whole-space layered earth was examined by modeling in-mine TDEM for a typical potash mine environment. It was shown that when conductive layers are present above and below the measurement site, the secondary magnetic field is strongly affected. The following conclusions can be made :

The vertical component, b_z , of the magnetic induction b is unchanged whether the conductive layers are above or below the measurement site. Therefore b_z cannot be used to distinguish between a 2π and a 4π geometry contribution.

Interpreting $4\pi b_z$ data using 2π techniques overestimates the layer conductivity and underestimates its depth:

The polarity and the shape of the horizontal component of the magnetic induction, b_r , for an offset-loop configuration depends on the vertical position (above or below) of the conductive layers. When the response is measured or calculated in a sufficiently large time range, a double polarity reversal is observed on the curves. The time at which these polarity reversals appear strongly depends on the conductive layer parameters:

In-mine TDEM data may be interpreted with the common 2π technique if one of the two half-spaces is sufficiently resistive:

Modeling in transmission mode shows that even in a very conductive environment the voltage measured at depth is sufficiently strong. The time at which the field maximum occurs and the magnitude of this maximum depend on the conductivities and thicknesses of the layers.

The influence of the layers above and below the TDEM site obviously demonstrates the necessity of general knowledge about the vertical location of the conductive layers. If there is no *a priori* information, the horizontal component of b recorded outside the transmitter loop can be used as an indicator of the existence and location of conductive layers. In general, the three components of the magnetic induction should be recorded in central loop configuration and in at least one offset sounding.

Whole-space TDEM modeling was employed to validate the conventional 2π interpretation of the TDEM data recorded in the Taquari-Vassouras potash mine. When a conductive brine layer is present below the mine galleries, large differences appear in the b_z and b_r responses compared with the model without a conductive layer. If the resistivity of this layer is higher (10 Ωm), the response is different only at very early

times. Late times are never affected. Consequently, the in-mine TDEM soundings can be interpreted using the conventional 2π techniques if the conductive layers are located only above or below the sounding location. The presence of 4π geometry could be determined using the horizontal component of the recorded signal and appropriate 4π interpretation of the data should be done.

For the developments and conclusions presented in this paper we assume that there are no heterogenates nor sources of electromagnetic noise. In the sedimentary layered assemblage of the potash mine conductive material of limited extent could cause interference and departure of the response from a 1D model (Chouteau *et al.*, 1999). One can detect the presence of lateral heterogeneities by examining the horizontal components of the received magnetic field. Sources for those heterogeneities include natural geologic features such as collapse zones and faults, and man-made artifacts such as ventilation ducts, conveyors, cables and mining machines. It is absolutely essential to have the receiver coil the further away from any metallic piece of mine equipment. However, in mine drifts that were clear from any metallic pieces, the magnetic field components have demonstrated that no significant geologic structure disrupted the layered model. In our case we have maintain a distance more than 40 m away from any conductive part in panels where abandoned mine pieces of equipment were noticed.

In-mine TDEM surveys are not restricted to potash mining. Applications may be attempted in base metal prospecting (stratiform ore bodies), environmental, geo-technical or engineering problems, which involve some kind of layered geology and measurements done in underground access. The tool developed here may be used to assess the responses to a given problem or to interpret collected data.

6.5.1 Acknowledgments

We would like to express our gratitude to Dr. Niels Christensen for providing us with a copy of his software and to Dr. Umesh Das for constructive communication. We would like also to thank Dr. Afonso Carvalho, geologist of the Taquari-Vassouras potash mine, and the company CVRD for the authorization to publish this paper. The project was financed by CVRD and NSERC (grant RGPIN 848).

6.5.2 Appendix 1 : Computation of TDEM field in stratified media

The propagation of the electromagnetic field from a current carrying loop is discussed by a number of authors (Kaufman et Keller, 1983; Nabighian et Macnae, 1991). We give a short description of the formalism developed by Das (1995), for computing the spectral amplitude coefficients of the TDEM field at any point at depth, caused by a finite loop at an arbitrary level.

We consider the one-dimensional layered earth model, presented in Fig. 5. The electric, E_z , and the magnetic, H_r , field components at a given point $P(r, z)$ at depth z in layer l are :

$$E_z(r, z) = \frac{i\omega\mu}{2\pi} \int_0^\infty \lambda^2 \tilde{E}_z(r, z) J_1(\lambda r) d\lambda, \quad (6.32)$$

$$H_r(r, z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \lambda^2 \tilde{H}_r(r, z) J_1(\lambda r) d\lambda, \quad (6.33)$$

where J_1 is the Bessel function of first kind and first order, r is the transmitter - receiver distance and λ is the Hankel transform variable, $\tilde{E}_z(r, z)$ and $\tilde{H}_r(r, z)$ represent

the reflection coefficients, also called input functions. In a layer i they are given by

$$\tilde{E}_o(i, z) = A_i^+ \exp[-\gamma_i(z - z_i)] + A_i^- \exp[-\gamma_i(z_{i+1} - z)], \quad (6.34)$$

$$\tilde{H}_r(i, z) = \gamma_i [A_i^+ \exp[-\gamma_i(z - z_i)] - A_i^- \exp[-\gamma_i(z_{i+1} - z)]] \quad (6.35)$$

where $\gamma_i = \sqrt{\Lambda^2 - \kappa_i^2}$, with $\kappa_i^2 = -i\omega\mu\sigma_i$.

Consequently, to calculate the E and H fields one must derive expressions for the coefficients A_i^+ and A_i^- . Note that in the formalism of Das, two consecutive interface levels z_i and z_{i+1} are used as references for the amplitudes A_i^+ and A_i^- . The computations are made following three main steps :

1. *Computation of the admittances at the source level (LS)*

Input admittances Y are defined as

$$Y^-(z) = - \frac{\tilde{H}_r(z)}{\tilde{E}_o(z)} \quad \text{for } -\infty < z \leq z(LS), \quad (6.36)$$

$$Y^+(z) = \frac{\tilde{H}_r(z)}{\tilde{E}_o(z)} \quad \text{for } z(LS) \leq z < \infty, \quad (6.37)$$

or

$$Y^\pm(z) = \pm \gamma_i \frac{A_i^+ \exp[-\gamma_i(z - z_i)] - A_i^- \exp[-\gamma_i(z_{i+1} - z)]}{[A_i^+ \exp[-\gamma_i(z - z_i)] + A_i^- \exp[-\gamma_i(z_{i+1} - z)]}. \quad (6.38)$$

After some development and knowing that the admittance at any level above the uppermost interface is

$$Y^-(z) = \gamma(0) \quad \text{for } -\infty < z < z(1), \quad (6.39)$$

and that the vertical admittance at any level $z > z(n)$ is

$$Y^-(z) = \gamma(n) \quad \text{for } z(n) < z < \infty, \quad (6.40)$$

we obtain the following *recurrence* relation for Y^- above the source level :

$$Y^-(z_{i+1}) = \gamma_i \frac{1 - \Gamma_i^- \exp(-2\gamma_i h_i)}{1 + \Gamma_i^- \exp(-2\gamma_i h_i)} \quad (6.41)$$

for $i = 1, \dots, LS - 1$.

Γ^- represents the reflection coefficient of an interface and is given by

$$\Gamma_i^- = \frac{\gamma_i - Y^-(z_i)}{\gamma_i + Y^-(z_i)}. \quad (6.42)$$

The vertical input admittances at two consecutive interfaces below and including the source level are

$$Y^+(z_i) = \gamma_i \frac{1 - \Gamma_i^+ \exp(-2\gamma_i h_i)}{1 + \Gamma_i^+ \exp(-2\gamma_i h_i)} \quad (6.43)$$

for $i = n - 1, \dots, LS$.

Starting with the known initial values of $Y^+(z(1)) = \gamma(0)$ and $Y^+(z(n)) = \gamma(n)$, the recurrence relations are calculated to obtain $Y^+(z(LS))$ and $Y^-(z(LS))$ at the source level.

2. *Computation of the spectral amplitudes at the source level*

For the given type of excitation, the tangential electric field is continuous across the interfaces, while the radial magnetic field makes a non-zero jump at the source interface. Accordingly, we have

$$\lim_{z \rightarrow z_i} \tilde{E}_\phi(i, z) = \lim_{z \rightarrow z_i} \tilde{E}_\phi(i - 1, z), \quad (6.44)$$

$$\lim_{z \rightarrow z_i} \tilde{H}_r(i, z) - \lim_{z \rightarrow z_i} \tilde{H}_r(i - 1, z) = \frac{2MJ_1(\lambda a)}{\lambda a} \delta(i, LS), \quad (6.45)$$

where $\delta(i, LS) = 1$ for $i = LS$ and $\delta(i, LS) = 0$ for $i \neq LS$. In the right-hand side of equation 6.45, $M = I\pi a^2$ is the moment of the source loop of electric

current I . Using these conditions $\tilde{E}_0(z(LS))$ is obtained and $A^-(LS - 1)$ and $A^-(LS)$ at the source level are calculated as :

$$A^-(LS - 1) = \frac{MJ_1(\lambda a)}{\lambda a \gamma(LS - 1)} \frac{\gamma(LS - 1) + Y^-(z(LS))}{Y^-(z(LS)) + Y^-(z(LS))}. \quad (6.46)$$

and

$$A^-(LS) = \frac{MJ_1(\lambda a)}{\lambda a \gamma(LS)} \frac{\gamma(LS) + Y^-(z(LS))}{Y^-(z(LS)) + Y^-(z(LS))}. \quad (6.47)$$

3. *Computation of the spectral amplitudes at other interface levels*

Once the constants $A^-(LS - 1)$ and $A^-(LS)$ at the source level are calculated, the calculation of amplitudes at the other interfaces is straightforward.

Starting with the known $A^-(LS - 1)$ at the source level, we can calculate all the amplitudes on the interfaces above the source level :

$$A_{i-1}^- = \frac{1 + \Gamma_i^-}{1 + \Gamma_{i-1}^- \exp[-2\gamma_{i-1}h_{i-1}]} A_i^- \exp[-\gamma_i h_i], \quad (6.48)$$

for $i = LS - 1, \dots, 1$.

and

$$A_i^- = \Gamma_i^- A_i^- \exp(-\gamma_i h_i), \quad \text{for } i = LS - 1, \dots, 1. \quad (6.49)$$

Now, starting with the known $A^-(LS)$ (cf. equation 6.47) we can calculate all the amplitudes on the interfaces below the source level :

$$A_{i-1}^- = \frac{1 + \Gamma_i^-}{1 + \Gamma_{i-1}^- \exp[-2\gamma_{i-1}h_{i-1}]} A_i^- \exp[-\gamma_i h_i], \quad (6.50)$$

for $i = LS, \dots, n - 1$.

together with

$$A_i^- = \Gamma_i^- A_i^- \exp(-\gamma_i h_i), \quad \text{for } i = LS, \dots, n - 1. \quad (6.51)$$

6.5.3 References

- Chouteau, M., Krivochieva, S. and Carvalho, A., 1999. Application of in-mine time-domain electromagnetic methods for mine planing and safety at Taquari-Vassouras potash mine. In : 101st Annual General Meeting of CIM, Calgary, May 2-5, p. 132.
- Chouteau, M., Phillips, G. and Prugger, A., 1997. Mapping and monitoring softrock mining. In : A. Gubins (Editor), *Proceedings of Exploration 97*, pp. 927-940.
- Christensen, N. and Auken, E., 1992. Simultaneous electromagnetic layered model analysis. In : *Interdisciplinary Inversion Workshop*, Aarhus University, pp. 49-56.
- Das, U., 1995. A reformalism for computing frequency- and time-domain EM responses of a buried, finite-loop. In : *Annual Meeting Abstracts*, SEG, pp. 811-814.
- Habashy, T., Groom, R. and Spies, B., 1993. Beyond the Born and Rytov approximations : A nonlinear approach to electromagnetic scattering. *Journal of geophysical research*, 98.
- Hoversten, G. and Morrison, H., 1982. Transient fields of a current loop source above a layered earth. *Geophysics*, 47 : 1068-1077.
- Kaufman, A. and Keller, G., 1983. *Frequency and transient soundings*. Elsevier.
- McNeil, J., 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies. In : S. Ward (Editor), *Geotechnical and environmental geophysics*, vol. 1, SEG, pp. 191-218.
- Nabighian, M. and Macnae, J., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In : M. Nabighian (Editor), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Applications*, vol. 2, SEG, Tulsa, OK, pp. 427-520.

- Nabighian, M. N., 1979. Quasi-static transient response of a conducting half-space - An approximate representation. *Geophysics*, 44 : 1700-1705.
- Shope, S. M., 1982. Electromagnetic surface fields due to a magnetic dipole buried in a three-layered earth. Tech. rep., US Department of the Interior.
- Spies, B. R. and Frischknecht, F., 1991. Electromagnetic soundings. In : M. Nabighian (Editor), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 2, chap. 5, SEG, pp. 285-425.
- Ward, S. H. and Hohmann, G., 1987. Electromagnetic theory for geophysical applications. In : M. Nabighian (Editor), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 1, SEG, pp. 131-310.

Chapitre 7

Étude de l'aquifère de Santa Catarina (Sous-bassin de Chalco)

7.1 Introduction

Ce chapitre présente l'application des méthodes TDEM et MT lors de l'étude de l'aquifère de Santa Catarina, ainsi que les résultats de cette prospection. Les données des sondages TDEM ont été utilisées pour valider la technique d'inversion conjointe, que nous avons présenté dans le Chapitre 5. Cette campagne de mesure, les résultats et l'interprétation hydrogéologique sont exposés sous la forme d'article, intitulé "*Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco sub-basin, Mexico)*", soumis pour publication au Journal of Applied Geophysics.

7.2 Résumé de l'article

La vallée de la ville de Mexico représente un des écosystèmes les plus complexes du monde Latino-américain. Le mégapôle qui compte plus de 20 millions d'habitants occupe seulement 0.03% de la surface du pays et au cours des années le problème

d'approvisionnement en eau douce s'est rapidement aggravé.

Le sous-bassin de Chalco se trouve dans la partie sud-est du grand bassin sédimentaire de Mexico, à la limite du District Fédéral de la ville de Mexico. Situé entre 98°55' et 99°00' longitude ouest et entre 19°12' et 19°19' latitude nord, le sous-bassin de Chalco occupe environs 1124 km², à une altitude moyenne de 2240 m au dessus du niveau de la mer. L'expansion de la population de la ville de Mexico touche fortement la région de Chalco et le sous-bassin subit une des plus importantes dégradations écologiques de la région. Ce n'est que pendant les années 80 que la région commence à se développer avec une infrastructure organisée. Le manque de planification dans les constructions civiles et l'explosion incontrôlée de la demande d'eau affecte fortement l'environnement et l'équilibre hydrologique naturel. Les quartiers résidentiels dispersés sur les collines, les routes qui les relient, ainsi que les travaux agricoles chaotiques diminuent la surface des zones de recharge et en même temps contribuent à la contamination progressive de la nappe superficielle.

Le besoin croissant d'eau potable intensifie le régime de pompage et provoque une subsidence visible dans la plaine lacustre. De même, la présence d'un des plus grands dépotoirs du pays représente une source réelle de contamination de la nappe aquifère. Dans le but de décrire plus précisément la géométrie profonde du système aquifère de Santa Catarina (bassin sédimentaire), ainsi que de vérifier la possibilité de contamination de l'aquifère par le dépotoir voisin, une campagne complémentaire de sondages magnétotelluriques (MT) a été réalisée en 1992 (phase I) et en 1994 (phase II). Les problèmes non résolus lors de la campagne MT nous ont conduit à proposer une deuxième mission dans la région de Chalco en 1994, avec l'emploi des sondages TDEM. Les campagnes de terrain, réalisées dans le cadre d'une coopération bilatérale

entre l'école Polytechnique de Montréal et l'Université Nationale de Mexico (UNAM), associent le travail de nos deux laboratoires de recherche.

Les objectifs de la mission MT étaient les suivants :

1. Établir la stratification du système hydrogéologique de Santa Catarina :
2. Estimer l'épaisseur de l'aquifère profond (zone 3) et obtenir de l'information sur la topographie du socle :
3. Vérifier la continuité des basaltes fracturés entre la chaîne de Santa Catarina et puit 3.

Les résultats acquis ont permis de dresser une image hydro-géologique de la plaine sédimentaire. La profondeur à laquelle se trouve le socle basaltique a été estimée à plus de 800 m. Trois couches ont été identifiées au-dessus de ces basaltes. La première couche à partir de la surface a une épaisseur de 20 à 40 m et représente un mélange de sables, de cendres et d'argiles. La deuxième couche est très conductrice et les sables dont elle est constituée sont saturés d'une eau extrêmement minéralisée. L'épaisseur de cette couche est d'environ 200 m. La troisième couche correspond à l'aquifère d'eau douce et présente des résistivités augmentant graduellement avec la profondeur. Les données indiquent également la présence d'une zone résistante, située à faible profondeur et qui s'enfonce sous les sédiments en provenance des chaînes volcaniques du nord-ouest.

Dans le but de déterminer la possibilité de contamination de l'aquifère par le dépotoir de Santa Catarina une seconde mission a été réalisée, avec l'emploi de la TDEM sur les flancs des volcans La Guadalupe et La Caldera. Les objectifs principaux de la mission TDEM se situent au niveau de l'étude de la stratigraphie en profondeur, ainsi qu'au niveau des relations liant les structures géologiques entre

elles. Ces objectifs visaient à :

1. Mieux connaître les variations de l'épaisseur des séries sédimentaires ;
2. Confirmer la présence dans le bassin d'une zone résistante entre 70 et 100 m de profondeur, telle qu'elle est mise en évidence par la MT ;
3. Repérer ou non la présence d'une zone continue de fracturation majeure dans les coulées de lave, pouvant servir de conduit naturel des eaux souterraines.

Les modèles 1D obtenus à partir des sondages TDEM ont permis de délimiter une zone excessivement conductrice (1 to 10 $\Omega.m$) sous les basaltes des volcans. Cette zone semble continue sur toute l'étendue des profils TDEM. Deux hypothèses ont été envisagées et cette zone a été interprétée comme des basaltes altérés transformés en argile ou comme une couche de basaltes fracturés. Si la deuxième hypothèse se confirme, cette zone peut représenter un cheminement possible à travers lequel les eaux contaminées du dépotoir de Santa Catarina pourront s'infiltrer dans le bassin sédimentaire.

7.3 Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico)

7.3.1 Abstract

Magnetotelluric (MT) and Time Domain Electromagnetic (TDEM) surveys were undertaken in the region of Santa Catarina, located in the Chalco Sub-Basin of the Mexico Basin. The objective was to constrain the geometry of the fresh water aquifer, and confirm the continuity of the basaltic flows between the volcano and the sedimentary basin. In order to define the stratification at depth with an emphasis on the geometry of the main aquifer, eleven MT and five TDEM soundings were recorded along a north-south profile. Interpretation of MT soundings show that the bedrock is located at a depth of at least 800 to 1000 m. Using TDEM apparent resistivity curves to constrain the high frequency MT data, three main layers were defined overlying the bedrock. These layers are, from the surface to bottom, a 20 to 40 m thick layer of sands, ash and clay, followed by a very conductive 200 m thick layer of sand and ash, saturated with highly mineralized water and, finally, a zone with gradually increasing resistivities, corresponding to the main aquifer. The TDEM data, the magnetic transfer functions and the 2D MT model also indicate that a shallow resistive structure is dipping, from the northwest, into the lacustrine deposits of the basin. This feature is likely to be highly permeable fractured basaltic flows, evidenced also in one of the water wells. To verify the presence of fractured basalts below the volcano ranges, thirty-eight TDEM soundings were collected on the flanks of Santa Catarina range. Layered models obtained from the TDEM soundings enabled an assessment of a major conductive zone (1 to 10 $\Omega\cdot\text{m}$) at depth. Two hypothesis are envisaged and the nature of this zone is attributed either to a clayly layer or to fractured basaltic flows.

If the latter possibility is confirmed, this continuous zone could provide a channel by which the water contaminated by the Santa Catarina landfill may leak into the basin.

7.3.2 Introduction

Located in the northern part of the Chalco Sub - Basin (Basin of Mexico), the Santa Catarina ecological reserve is the main water catchment point for more than 2 million people living in the southern suburbs of Mexico city. The steady increase in water consumption has severely depleted the shallow aquifer, from which water was pumped until 1981. Fourteen wells were then drilled to a 400 m depth to allow extraction of fresh water from a second, deeper aquifer. Recent water analyses show that the quality of this reservoir is also deteriorating (Rodriguez *et al.*, in press). The reduction in quality is mainly due to salts present in the geological layers. However, it is possible that another (continuous) source of contamination may exist - the large Santa Catarina landfill, located to the north of the basin.

The understanding of the deep aquifer geometry and the evaluation of its vulnerability were the major objectives of a large research program, conducted in the Chalco Sub - Basin by the Institute of Geophysics at the National University of Mexico (UNAM). Numerous vertical electric soundings (VES) were carried out since 1983 to determine the thickness of the aquifer (Rodriguez et Lara, 1988). These soundings could not provide information beyond a 300 m depth due to the limited Schlumberger spread. A controlled source audio - magnetotelluric survey conducted in 1990 showed that only the first 200 to 300 m were being investigated by the technique (Gonzales-Moran, 1992). Chouteau *et al.* (1995), hereafter referred as paper 1, presented preliminary results of a tensor MT sounding survey carried out in the Chalco Sub - Basin. An interpretation based on the synthesis of different geophysical surveys

was presented by Campos *et al.* (1997b). While these previous studies yielded some information about the bedrock geometry and the general stratigraphy of the basin, contamination of the aquifer by the Santa Catarina landfill was not addressed.

This paper describes an integrated use of inductive resistivity soundings to characterize the Santa Catarina deep aquifer and to determine the possibility of its contamination by the landfill. Magnetotelluric (MT) and time domain electromagnetic (TDEM) sounding methods were adopted in our study. The main objectives were to : (1) establish the general geo-electrical stratigraphy of the basin ; (2) determine the geometry of the main aquifer ; (3) provide information about the attitude of the underlying bedrock ; (4) verify the continuity of the basaltic flows between the volcano ranges and the line of water wells ; and (5) detect the presence of fractured basalts that can act as a pathway for the groundwater between the landfill and the Santa Catarina aquifer system.

7.3.3 Geological and hydrogeological systems

The Chalco Sub - Basin is located to the south-east of Mexico city, at 2250 m above mean sea level within the Trans - Mexican Volcanic Belt (Fig. 7.1). It is bounded to the north by the Santa Catarina range and to the south by Chichinautzin range. These volcanic ranges consist of Pliocene basaltic lavas and tuffs, and of Quaternary volcanic flows of mafic to felsic composition. Most of the volcanoes are monogenetic and include more than one cinder cone and associated lava flows. A deep oil-exploration well drilled by PEMEX in Tulyehualco indicates that the basin is filled with Holocene - Pleistocene lacustrine sediments, including bentonitic clay, fine sands, silts and volcanic ashes (Campos *et al.*, 1997b). The base of the sedimentary sequence consists of pyroclastic material and fractured basalts. The local basement

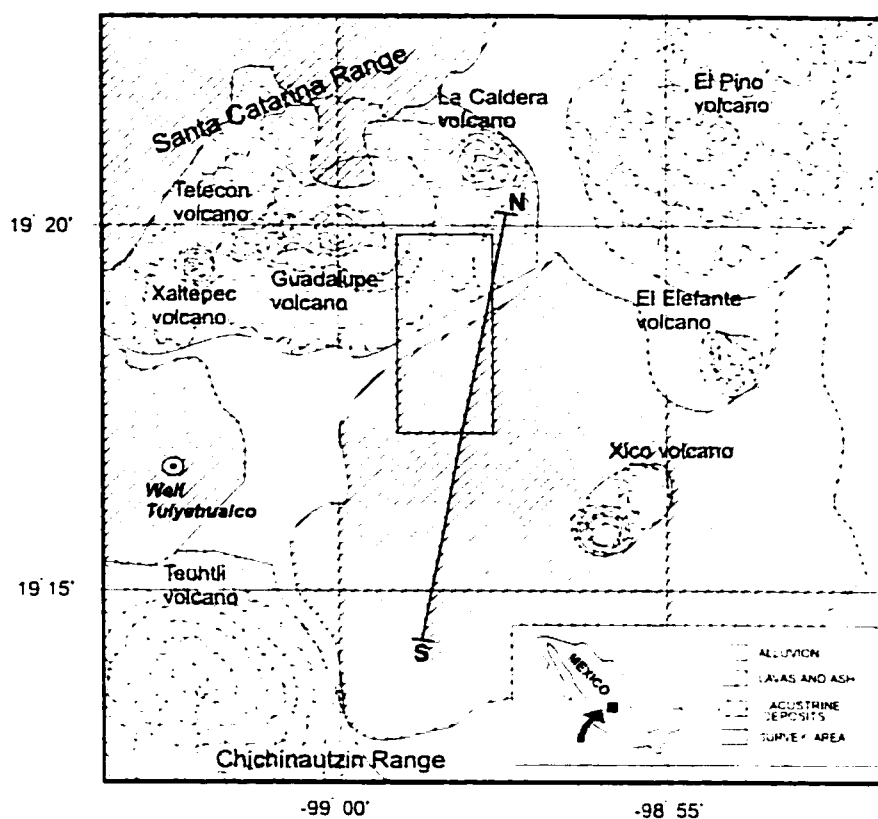


FIG. 7.1: Simplified geology map of Chalco Sub - Basin and location of the survey area. The location of the deep oil-exploration well drilled by PEMEX is also plotted. The North-South profile corresponds to the N-S geological section shown in figure 7.2.

of the Chalco Sub-basin consists of two volcanic units intercepted at a depth of 945 m.

Figure 7.2 shows the geological section across the basin established using existing geological and geophysical information. In terms of hydrogeology, the Santa Catarina aquifer system consists of a very low permeability unit (Zone 1), a granular aquifer (Zone 2) and a deep permeable unit composed of fractured volcanic rocks (Zone 3). Water recharge of Zone 3 is by infiltration of rain water in the Santa Catarina and Chichinautzin ranges. Permeability increases from the center to the limits of the

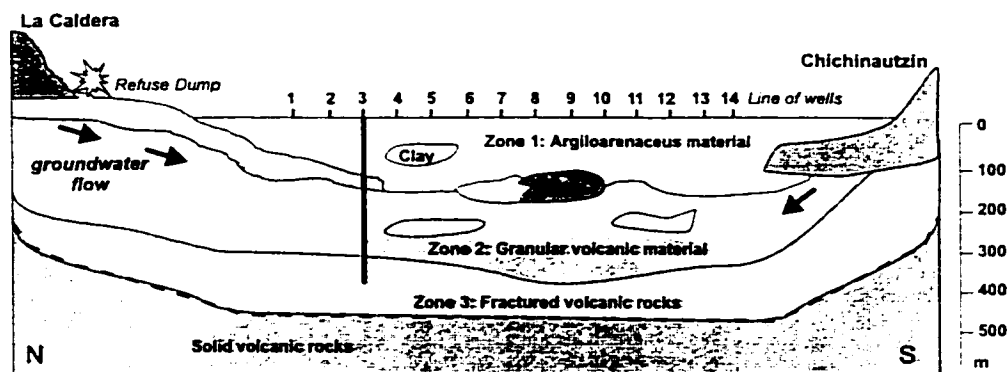


FIG. 7.2: Geologic section along the line N-S of figure 7.1, from integration of existing geophysical data and logging of Santa Catarina water wells.

basin. In the northern part of the basin, the regional flow is oriented in a north - south direction. The three main hydrogeological zones are shown in Fig. 7.3. From the surface to the bottom we have :

Zone 1 : Unsaturated layer of sand, volcanic ash and clay about 10 m thick, followed by a very conductive ($1.5 \Omega.m$) 200 m - thick layer of sands and ashes saturated with highly mineralized water (1000 – 1600 ppm) :

Zone 2 : Intermediate layer of fine sand, coarse sand and gravel, saturated with mixed water (400 – 1000 ppm) :

Zone 3 : Unit of fractured basalts and pyroclastic material, starting at a 280 m depth and forming the fresh water aquifer (< 300 ppm).

In 1981 fourteen wells were drilled to a depth of 400 m to allow extraction of water of good quality from the deeper aquifer (Zone 3). The location of the well battery is displayed in Fig. 7.4. In 1987 - 1988 water analyses showed progressive degradation of the water quality (Rodriguez et Lara, 1988), attributed mainly to salts present in the surface layers. However, the presence of organic material, nitrates and nitrites in the water, suggested contamination from the Santa Catarina landfill located on

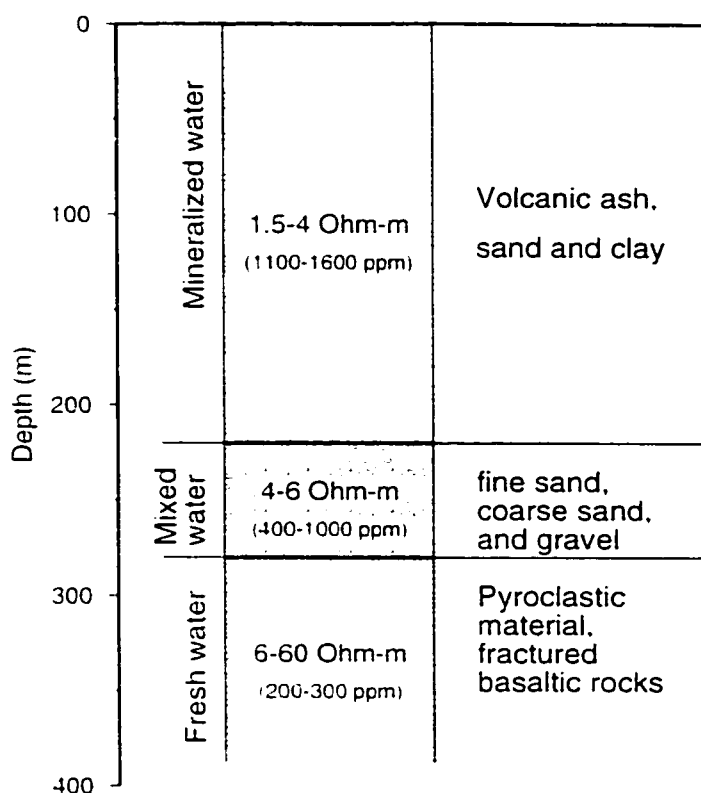


FIG. 7.3: Hydrogeological zoning obtained from resistivity logging in the Santa Catarina wells.

the flank of La Caldera volcano. This possibility was first raised when a fractured basaltic flow, saturated with contaminated groundwater, was encountered at depth of 75 m in Well 3. Also, gases originating from organic biodegradation were monitored in an abandoned water well, located west of profile CC1, as shown in Fig. 7.4 . The water level in this well was estimated to be approximatively at 70 m below the ground surface. It is assumed that basaltic flow is continuous between the Guadalupe volcano and the sedimentary basin, and that the contaminated water leaks from the landfill, follows the regional groundwater flow through the fractured basalts and reaches the main aquifer.

7.3.4 MT/TDEM field survey

Among geophysical methods, electromagnetic methods are ideally suited for hydrogeological investigations (McNeill, 1990). Excellent resolution of the conductive targets make them a very attractive geophysical tool, with large depth of investigation, rapid deployment at the sounding sites while yielding a complete set of parameters useful in determining the electrical resistivity distribution in the ground. Case histories on the application of electromagnetic methods to delineate aquifer systems show that they represent a very attractive tool in solving this class of problems (Fitterman, 1987; Hookstra et Bloom, 1986; Giroux *et al.*, 1997; Desclôitres *et al.*, 1997; Meju *et al.*, 1999). For the survey in the Chalco Sub - Basin, selection of the MT and the TDEM methods was mainly motivated by practical considerations. The low frequencies of the MT soundings were performed in the very conductive sedimentary basin, in order to define the stratification at depth and to delineate the deep aquifer. TDEM soundings were recorded on the volcano flanks, in order to verify the presence of pathways for migration of contaminated groundwater. There, the use of MT method was impractical due to the solid lavas flows outcropping in the survey area.

7.3.4.1 MT method

The MT method allows the determination of the subsurface geoelectrical model from the measurement on the ground surface of the naturally occurring electric ($\mathbf{E}$) and magnetic ($\mathbf{H}$) fields variations (Vozoff, 1991). Both fields are related by a 2×2 impedance tensor $\mathbf{Z}$. When the conductivity of the Earth is a function of z only (one-dimensional Earth), the diagonal elements of $\mathbf{Z}$ are equal to zero and the off-diagonal elements are equal in amplitude and opposite in sign. When the conductivity varies along one lateral direction, the earth is said to be 2D, and the tensor $\mathbf{Z}$ can be rotated until diagonal elements are zero. This occurs whenever the x axis or the y axis lie

parallel to the direction of conductivity changes. The total electromagnetic field then splits into TE and TM modes. The TE mode is defined when the E field is parallel and the H field is orthogonal to the strike of the conductive heterogeneity. The TM mode is defined when the E field is orthogonal and H field is parallel to the strike direction. When the Earth is three - dimensional, all components of $\mathbf{Z}$ are usually non - zero. If the 3D near surface heterogeneities are small compared to the skin depth, the current is diverted when heterogeneities are resistive and channeled when they are conductive. Tensor impedance analysis (Bahr, 1991) and decomposition (Groom et Bailey, 1991; Smith, 1995) allow the appraisal of 2D or 3D galvanic distortion affecting the MT measurements and the recovery of the regional impedances corrected from any galvanic effects.

7.3.4.2 TDEM method

The TDEM method is a controlled - source EM method. An excellent overview of TDEM is given by Nabighian et Macnae (1991). In TDEM, the primary field is created by a current flowing in a transmitter loop cable laid on the ground surface. The Earth is energized by abruptly shutting off the current in the transmitter. In response, currents are induced in the ground according to Faraday's law. These currents diffuse at depth within the Earth and decay with time creating a secondary magnetic field. This field also decays with time and induces a voltage in the receiver coil. The distribution and the intensity of the induced currents depends on the resistivity of the Earth. Thus, the measured voltage provides information about the geoelectrical structures at depth. The measured voltages are usually converted to apparent resistivities, ρ_a , which are easier to interpret (Fitterman et Steward, 1986). The late time ρ_a is related to the induced voltage by the expression :

$$\rho_a = \frac{\mu_0}{4\pi t} \left[\frac{2\pi\mu_0 a^2 S_r I}{5tV} \right]^{2/3} \quad (7.1)$$

where μ_0 is the magnetic permeability, a is the transmitter loop radius, S_r is the receiver coil area, I is the transmitter current, t is the time after the current is turned off and V is the voltage induced in the receiver coil.

7.3.4.3 Data acquisition

Eleven MT and 44 TDEM soundings were recorded in the Chalco Sub - Basin (Fig. 7.4). The MT survey yielded a north - south profile, with stations 01 to 06 located in

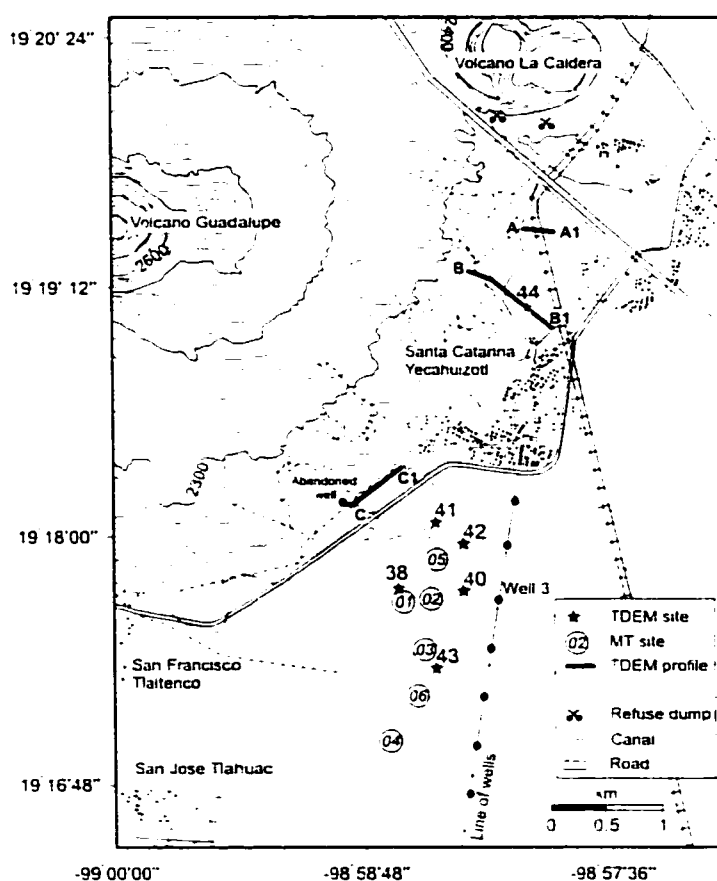


FIG. 7.4: Location of the TDEM profiles on the Santa Catarina volcano flanks and of the MT and TDEM stations in the sedimentary basin. The line of water wells is also displayed.

the northern part of the area. Stations 07 to 11 (not shown on the map) are located

to the south of station 04. At each site location, seven fields (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z at the base station and H_x and H_y at the remote site) were recorded in the frequency range from 300 to 0.002 Hz using the V5 system (Phoenix Geophysics Ltd., Canada). Typical distances between base and reference sites ranged from 100 to 150 m. The use of a remote reference site results in an effective cancellation of the uncorrelated noise (Gamble *et al.*, 1979). Impedances and vertical magnetic transfer functions were computed as a function of frequency, from the fields measured in $N07^\circ E$ (x) and $N97^\circ E$ (y) directions, respectively.

A shallow TDEM survey was performed in the areas of highly resistive surface layers along the Santa Catarina volcano range using the TEM47 transmitter and the Digital Protem receiver of Geonics Ltd.. Data were recorded at 37 TDEM stations along 3 profiles, marked as AA1, BB1 and CC1 in Fig. 7.1. The orientation of the profiles was set up to be perpendicular to the expected regional groundwater flow. One deep TDEM sounding (station 44) was recorded on profile BB1 and five other stations were collected over the sedimentary basin close to the MT sounding locations. For these soundings, EM37 and EM47 transmitters (Geonics Ltd., Canada) were used. The EM47 system was used with a 1D high - frequency receiver coil. The time derivative of the vertical magnetic field was recorded for time windows from 6.8 μsec to 7 ms, using three base frequencies (285 Hz, 75 Hz and 30 Hz). It was determined that 40 x 40 m loops transmitting currents of 0.5 to 3 A were appropriate for shallow exploration on the volcanic flanks. The EM37 system was used with a 3D low - frequency receiver coil. Three repetition frequencies were used, 30 Hz, 7.5 Hz and 3 Hz, to record voltage for a time range from 88 μsec to 70 ms. A 100 x 100 m loop was found to be optimum for the deep investigations into the basin. Transmitter currents of 8 to 13 A were used. The transmitter - receiver configuration was basically

the central loop array. However, at some sites, offset soundings were also recorded to estimate lateral conductivity changes.

7.3.5 MT data processing and distortion analysis

The MT impedance tensor, $\mathbf{Z}$, was computed from the horizontal telluric (E_x and E_y) and magnetic (H_x and H_y) field components, as a function of frequency, f :

$$\begin{bmatrix} E_x(f) \\ E_y(f) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(f) \\ H_y(f) \end{bmatrix} \quad (7.2)$$

According to Cagnard (1953), apparent resistivity, ρ_a , and phase, ϕ , derived from $\mathbf{Z}$ are given by :

$$\rho_a = \frac{1}{2\pi f \mu} |\mathbf{Z}|^2 \quad \text{and} \quad \phi = \tan^{-1} \mathbf{Z} \quad (7.3)$$

High quality data with high field coherences ($c > 0.9$) were obtained for stations 01 to 06. Data recorded at stations 07 to 11 were of poor quality and appeared to be contaminated by strong man - made noise. Actually they were rejected from further consideration.

Figure 7.5 shows the two orthogonal apparent resistivity and phase curves, after rotation to $N17^\circ E$, for the selected 6 MT stations. Based on the high frequency behavior of the curves the soundings can be classified in two groups. Group 1 consists of stations 02, 03, 04 and 06. Stations 01 and 05 are referred to as Group 2. The soundings of Group 1 displays primarily 1D behaviour at high frequencies. The two resistivity curves overlap up to period $T = 0.3$ s. The phases are 45° . The apparent resistivity curves of Group 2 show a characteristic bump around 0.02 s. A split of the two resistivity curves at high frequency is observed at station 5. Above 0.3 s the sounding curves from Group 1 and Group 2 are very similar. The value of ρ_{xy} increases

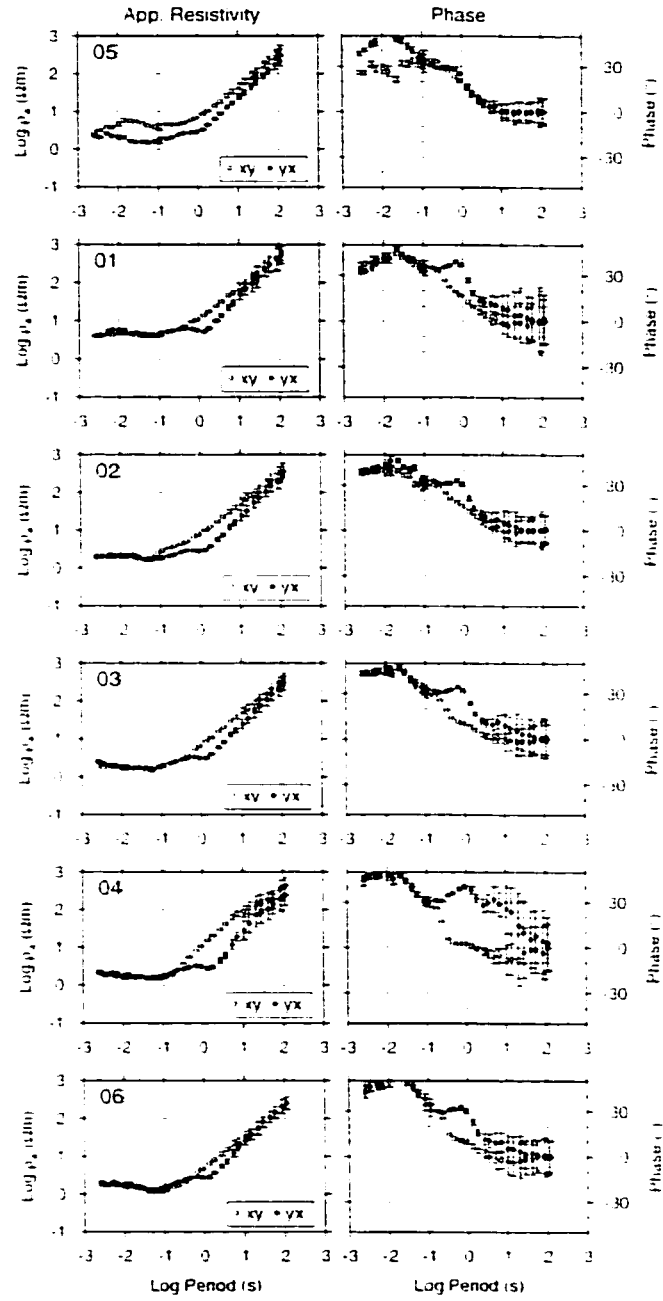


FIG. 7.5: Apparent resistivity and phase curves of MT soundings (01 to 06), from North to South along the profile, after rotation to $N17^\circ$.

with a slope approximatively equal to 1 on a log - log scale, while ρ_{yx} first decreases and then increases to join ρ_{xy} at 50 s. At long periods the phase is asymptotic to 0° for all stations. The steep slope and the zero phase observed at long periods suggest the presence of a highly resistive medium at depth, below the conductive sediments. It is noted that the apparent resistivity curves of Group 2 are above all others, at least at high frequency.

Similar to Meju (1996), data from the corresponding TDEM sites were used to provide information about the true level of the ρ_a MT curves. The TDEM sounding curve versus period, T , is obtained first by inverting the field response for a 1D model and then computing the MT response for that model. Figure 7.6 shows the comparison between four colocated MT and TDEM soundings. The good match between the overlapping segments of the ρ_a curves demonstrates that the ρ_a curves at those sites are not shifted up by a galvanic distortion. The curves seem to be affected by a resistive layer at shallow depth. Furthermore, the differing shapes of the ρ_{xy} and ρ_{yx} curve at station 5 suggests that it may be located on a contact between conductive and resistive structures, as both curves are affected differently.

Distortion analyses of Bahr (1991) and Smith (1995) have been used to characterize the type of distortion and determine the geometry of the regional structure. First, an analysis of the impedance tensor at different periods is done according to Bahr's decomposition technique. The parameters μ , Σ , skew angles, β_1 and β_2 , and the "phase sensitive" skew, η , (see the meaning of these parameters in Bahr (1991)), were estimated. Then, a regional strike, θ , was computed. Table 7.1 provides a summary of some of these parameters at selected periods. Results indicate that the Earth beneath most stations can be classified as regionally 2D overlain by a 1D subsurface. All the

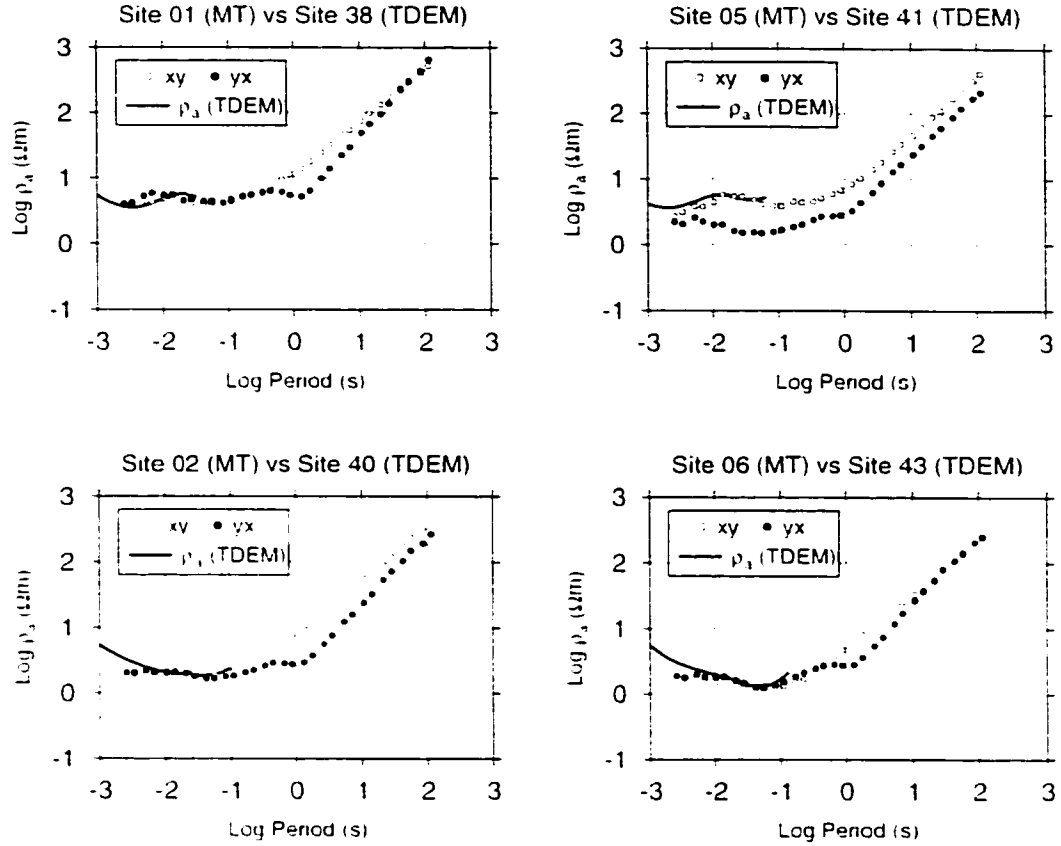


FIG. 7.6: Comparison of MT and central loop TDEM apparent resistivity sounding curves for a few selected stations in the sedimentary basin.

soundings of Group 1 are 1D at high frequencies ($\kappa < 0.1$, $\eta < 0.3$ and $\Sigma < 0.1$). Results for Group 2 indicate in addition a local 2D structure beneath stations 1 and 5 at high frequency ($\kappa < 0.1$ and $\eta < 0.3$). From approximately 0.3 s, the soundings of both groups become 2D ($\kappa < 0.1$ and $\eta < 0.3$ and $\Sigma > 0.1$).

The results of the decomposition analysis show that the subsurface is probably 2D for periods above 0.3 s. The strike direction of the 2D structure is obtained by rotating the impedance matrix over the recorded frequency range. The regional strike angle is selected for the strike that produces the smallest frequency independent misfit.

TAB. 7.1: *Parameters obtained from the distortion analyses.*

Sites	Parameters	Periods (s)					
		6.94×10^{-3}	4.16×10^{-2}	3.33×10^{-1}	8.88×10^{-1}	0.71×10	2.27×10^2
05	η	32	16	12	09	15	15
	κ	18	11	05	02	06	13
	μ	36	12	11	2	19	18
01	η	18	21	25	29	27	21
	κ	04	09	15	28	26	12
	μ	2	22	29	39	32	24
02	η	04	13	15	27	23	21
	κ	02	02	05	19	16	07
	μ	06	14	19	39	31	26
03	η	04	13	22	33	34	29
	κ	04	04	07	21	22	03
	μ	05	12	27	43	38	29
06	η	03	05	33	38	37	35
	κ	04	04	12	19	16	23
	μ	07	04	35	42	39	47
04	η	06	05	42	48	47	34
	κ	03	03	21	34	40	19
	μ	06	04	49	62	63	53

Table 7.2 illustrates the regional strikes obtained from the Bahr and Smith distortion analyses.

TAB. 7.2: *Strike directions obtained from the distortion analyses.*

Methods	05	01	03	06	04	Best Strike
Bahr	25°	58°	19°	14°	28°	20°
Smith	26°	69°	11°	10°	23°	17°

For the sites of Group 1 the strike is unstable below 0.3 s, as the structure is one-dimensional. The strike found at high frequency for sites of Group 2 is around 60° at station 1 and 25° at station 5. Stable strike directions can be found for all sites at long periods, and the directions vary between 13° and 28°. An average strike of 17°

is selected to constrain the interpretation. All data were recomputed at 17° , with the rotated x - axis then defined as the TM mode, and the y - axis as the TE mode. For the purposes of 2D inversion (discussed below), all the sites were projected to profile oriented $N17^\circ E$. This direction is also consistent with the known orientation of the contact between the lava flows from the Santa Catarina volcano range and the basin sediments.

7.3.6 Vertical magnetic field

The vertical magnetic field, H_z , at a particular site is related to the horizontal components of the magnetic field, H_x and H_y , by (Schmucker, 1970) :

$$H_z = AH_x + BH_y, \quad (7.4)$$

where H_x and H_y are the north - south and east - west components of the magnetic field, respectively. The information contained in the magnetic transfer functions can be displayed as in - phase (P) and quadrature (Q) induction vectors, which have amplitudes defined by

$$P = (A_r^2 + B_r^2)^{1/2} \quad (7.5)$$

$$Q = (A_i^2 + B_i^2)^{1/2} \quad (7.6)$$

where (A_r, B_r) and (A_i, B_i) are the real and imaginary parts of the transfer functions (A, B) . The in - phase induction vector, if reversed, points toward current concentrations in the Earth caused by conductive structures. Its magnitude gives indications as to the strength of current concentrations. The analysis of Zhang *et al.* (1993) can be used to determine whenever the vertical field is preferably caused by induction and/or current channeling. Therefore, the magnetic transfer functions can help to constrain the geoelectrical models derived from the apparent resistivities and phases.

Figure 7.7 presents the transfer functions for two typical sites (01 and 03). At site

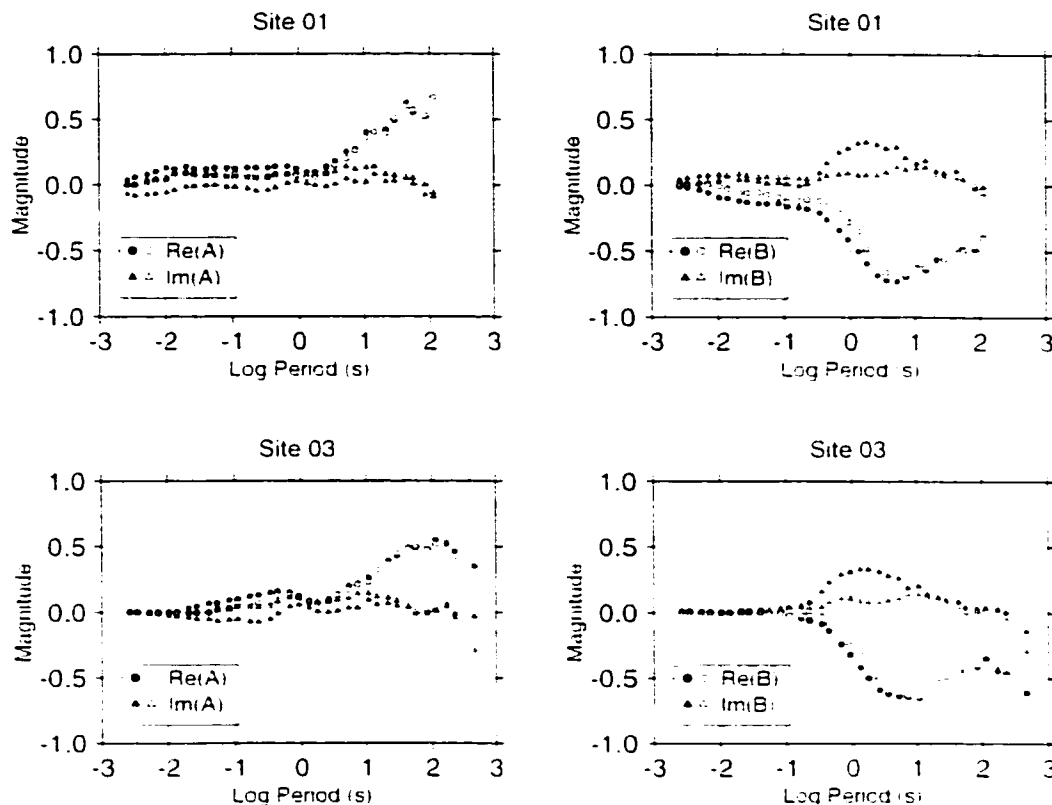


FIG. 7.7: Observed and predicted transfer functions A and B from stations 01 and 03. The observed and predicted data are plotted with black and white symbols, respectively.

03, for periods below 0.1 s, the vertical field is very small and the subsurface is 1D. For the same periods, much higher amplitudes characterize site 01. For all sites both A and B transfer functions tend to peak at around 0.3 s and at long periods large magnitudes are observed. The change in magnitude occurs at periods where the two resistivity curves separate. Results from Zang's analysis show that in the period range 0.3 – 200 s all sites display the real magnetic transfer functions predicted from current channeling. The misfit error is small, except for the quadrature part of B between

0.35 and 10 s. This indicates that some induction mechanism may also occur in this period range. A discussion on the origin of the vertical magnetic field correlating with the impedance tensor is given in the section Discussion.

Figure 7.8 shows the map of the in - phase induction vectors for periods of 0.04 s and 2.7 s. The short period, 0.04 s, was selected as representative of the local inductive

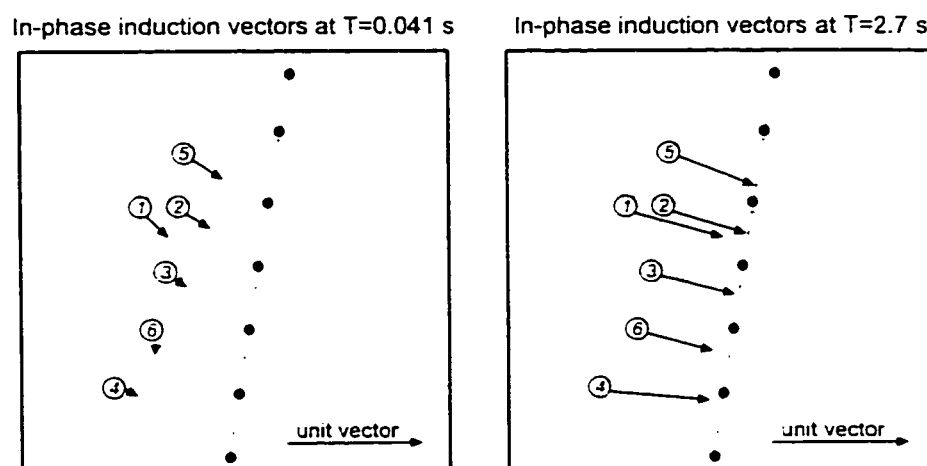


FIG. 7.8: Maps of in-phase induction vectors at periods $T=0.041$ s and $T=2.7$ s.

response to shallow heterogeneities. The long period, 2.7 s, corresponds to the peak of the in-phase B response and was chosen as indicative of the large response observed. At 0.04 s only sites 01 and 05 show non - negligible values of the vertical magnetic transfer function. Their direction suggests the presence of resistive structure to the north - west in the immediate vicinity of these sites. At 2.7 s, a large magnitude of the vertical magnetic field transfer function is observed at all stations. These vectors point in the east to south - east direction where a major conductor may be located.

Whatever the source of the large vertical magnetic field, no distortion can be noted

on the xy sounding curves. On the other hand, the yx curves seems to be affected around $T = 1$ s which points to a common cause as for the vertical magnetic field. Consequently, the results in this direction should be interpreted with caution.

7.3.7 Interpretation

The surveys on the sedimentary basin and the volcano flanks were done over zones of different geological context, using different methods and acquisition parameters. In the following, interpretation of the two survey zones is carried out separately. An integrated interpretation will be discussed Paragraph 7.3.8.

7.3.7.1 Sedimentary basin

1D interpretation results

Interpretation in terms of layered models was first carried out at each TDEM and MT site, using a large number of layers and assuming that the change in resistivity with depth is progressive. This technique is known as 1D Occam inversion (Constable *et al.*, 1987) and allows to determine the “minimum structure” of the model. Then, based on the Occam models, inversion was performed using a model with a minimum number of layers with sharp horizontal conductivity boundaries using a damped least-square technique (Marquardt, 1963). This technique allows better estimation of the different lithological boundaries and also yields parameter resolution of the model. Inversion of the TDEM data was performed using the Temixgl software from Interpex Ltd. The Geotools MT interpretation package was used to interpret the magnetotelluric data.

Goelectrical models from the inversion of central loop ρ_a curves at the five TDEM stations are presented in Fig. 7.9. The data fit is excellent and error varies between 2

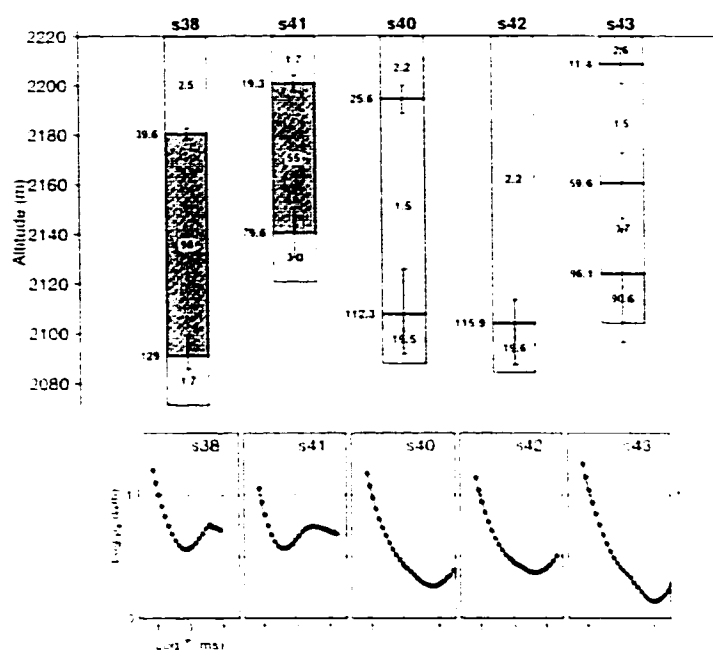


FIG. 7.9: *Sedimentary basin : TDEM curves and 1D interpretation of central loop soundings.*

and 4%. Stations 40, 42 and 43 (corresponding to MT sites of Group 1) show a very conductive sub - surface down to about 100 to 115 m. One or two layers are evidenced. The resistivities are very well resolved by the inversion and vary between 1.5 and 2.2 $\Omega.m$. The zone is interpreted as sands and gravels, saturated with mineralized water and corresponds to Zone 1 in Fig. 2. Resistivity increases with depth and the last layer appears to be more resistive, with values larger than 10 $\Omega.m$. Stations 38 and 41 (close to the MT sites of Group 2), show the same conductive sub - surface as those of Group 1 but, in addition, a shallow resistive layer is evidenced. It is located between 40 and 129 m at station 38 and between 19 and 80 m at station 41. The top and the bottom of this layer are very well defined. Its resistivity varies considerably, and it is not well resolved. However it remains above 55 $\Omega.m$. The nature of this zone is discussed in a later section.

Marquardt 1D inversion was carried out on ρ_a and ϕ MT data derived from the determinant impedance (Berdichevski et Dimitriev, 1976). The good match between the late time TDEM and high frequency MT curves suggests that the shallow layer parameters of the MT initial models could be fixed using the TDEM interpretation. A minimum of five layers were included in the model as required by the data at sites of Group 1. Six layers were necessary for the sites of Group 2. Figures 7.10 and 7.11 illustrate the 1D inversion models at sites 03 and 01, respectively. From surface to bottom the model consists of :

1. A first layer of about 26 to 40 m, with resistivity from 1.7 to 2.6 $\Omega.m$, associated with the shallow zone of ash, sand and clay :
2. A distinct resistive layer with a thickness of 40 – 50 m, located at a depth of 38 m below the stations of Group 1. This layer corresponds to fractured basaltic flow, observed also on the resistivity log from well 3 (plotted with a thin line in Fig 7.11) :
3. A thick, very conductive (1.4 – 2.0 $\Omega.m$) layer extending to a depth of 150 to 200 m. This layer corresponds to the ash, sand and clay sequence, saturated with strongly mineralized water :
4. A more resistive layer, with gradually increasing resistivity from 6 to 30 $\Omega.m$ at depths down to 400 to 600 m. This zone is associated with the upper part of the aquifer, consisting of sand, coarse sand, gravel, pyroclastic material and fractured basalts :
5. A zone of high resistivity (60 to 120 $\Omega.m$) is associated with the fresh water aquifer in the fractured basalts. The thickness of this layer appears to be too large and could include the low - permeability basement :

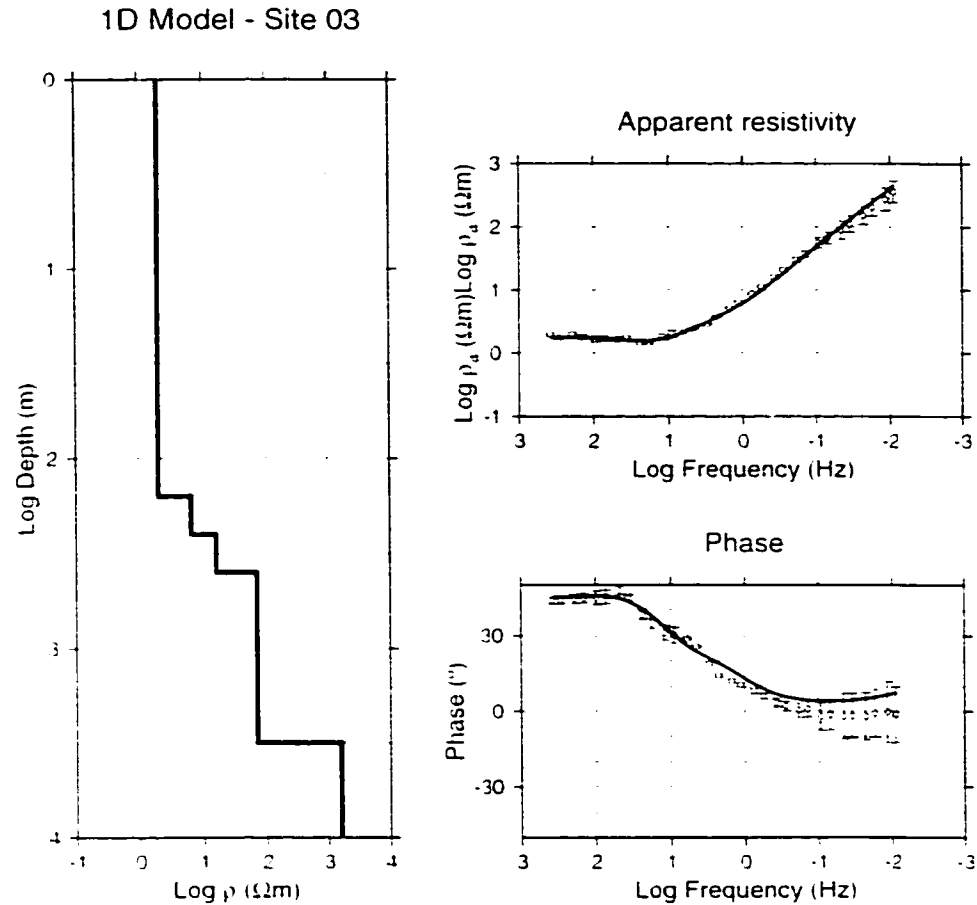


FIG. 7.10: 1D layered inversion of sounding curves ρ_{det} and ϕ_{det} from MT site 03. The observed data are plotted with symbols and the computed response from the 1D model (left panel) is plotted with solid line.

6. Finally, the highly resistive basement ($>1000 \Omega.m$) is associated with solid basalts, overlying Tertiary limestones as was evidenced also by the Tulvehualco deep oil well drilled by PEMEX (see location on Fig. 7.1).

2D interpretation results

The 2D RLM inversion code (Mackie *et al.*, 1997) was applied to three different data sets : the TE mode, the TM mode, and the two modes combined. Both apparent

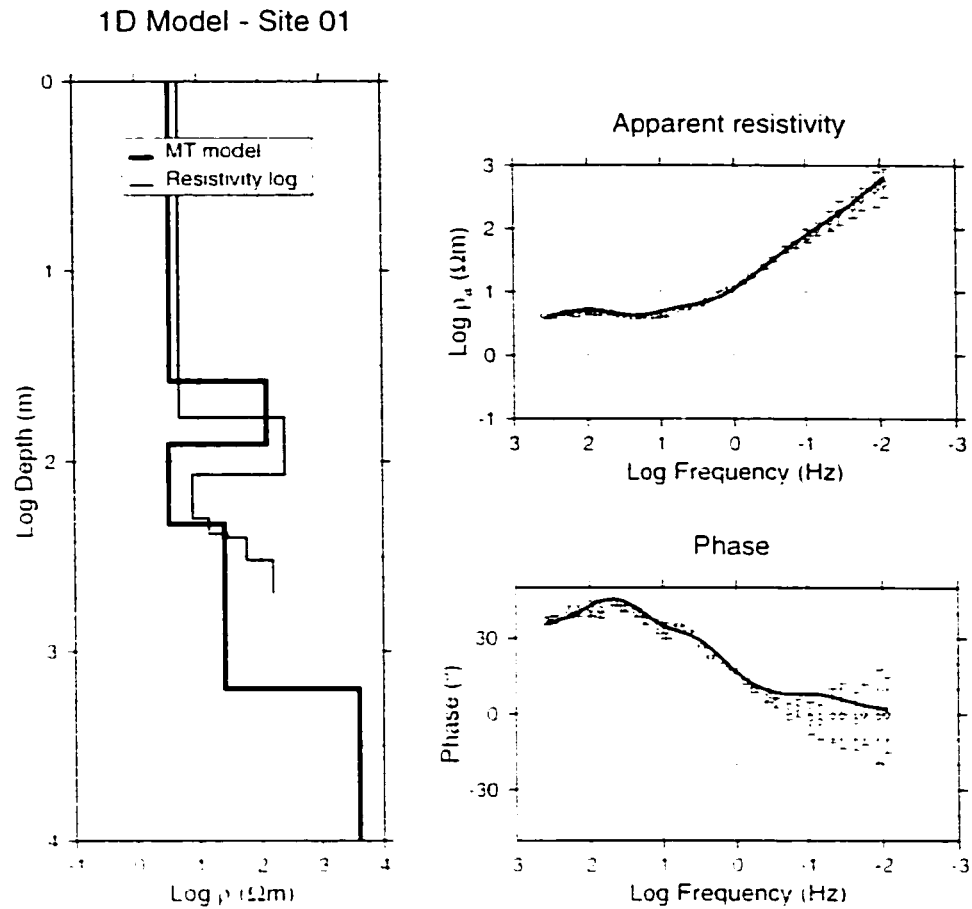


FIG. 7.11: 1D layered inversion of sounding curves ρ_{alt} and ϕ_{alt} from MT site 01. The observed data are plotted with symbols and the computed response from the 1D model (left panel) is plotted with solid line.

resistivity and phase data were used. Since TE mode seems to be more affected by distortion, despite the good fit obtained with the 2D inversion, only the model defined by the TM mode is presented and interpreted here.

Inversions with different starting models (half - space or layered Earth) yield basically the same resistivity structures, except for the shallow sub - horizontal resistive layer under the sites 01 and 05. It cannot be well displayed if not included in the

starting model. Using an initial half-space model the resistive structure is barely discernible due to the smoothing process within the inversion program. For the results presented here, 1D stitched models derived with 1D Occam inversion are used as starting models. The 2D model (Fig. 7.12) confirms all the features observed in the 1D models individually. It shows a very conductive zone down to 250 m. It is associated

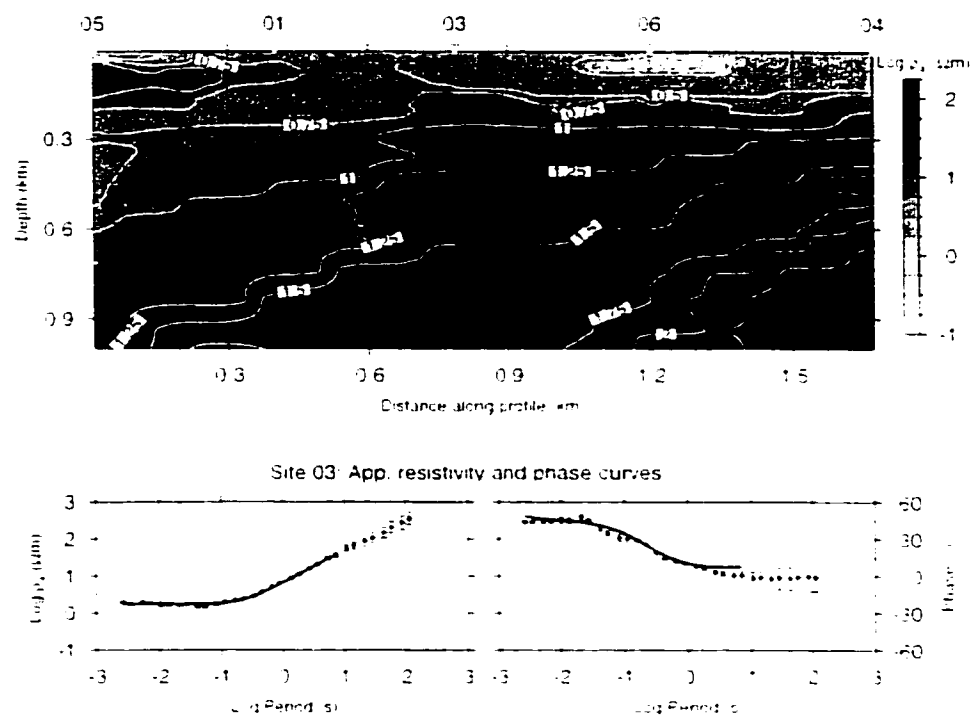


FIG. 7.12: Resistivity model obtained from TM 2D inversion for depth 0-1 km. This figure also shows the observed (black circles) and computed (solid lines) apparent resistivity and phase curves from the 2D model for site 03.

with the sand, ash and clay saturated with mineralized water. This zone correlates very well with the Zone 1 in Fig. 2. The increase in resistivity with depth is interpreted as fractured basalt with high permeability (resistivity of 60 $\Omega.m$). The resistive substratum is reached at depth of about 800 m to the south of the profile and at depth of 1300 m to the north. This variation could be interpreted as a thickening of the pyroclastic sequence in the northern part of the basin. However, it is also possible

that a reduction in mineral content of the water along N - S flow path causes an increase in the resistivity.

7.3.7.2 Volcano flank

The observed and calculated apparent resistivity curves at some typical TDEM sites are presented in Fig. 7.13. The fit is excellent and the error varies between 0.7 and 1%. The 1D models obtained at each site are displayed in Figs. 7.14 (profile

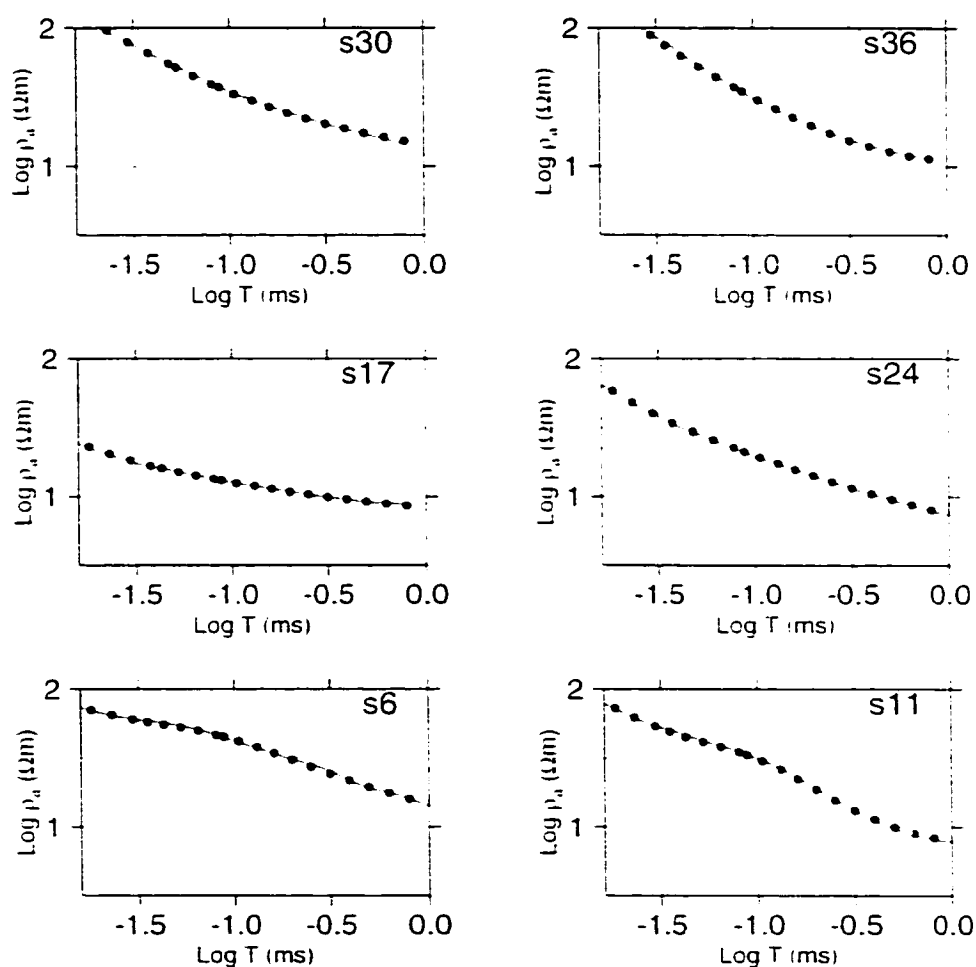


FIG. 7.13: Sample measured and calculated TDEM central loop apparent resistivity sounding curves from AA1, BB1 and CC1 profiles.

AA1), 7.15 (profile BB1) and 7.16 (profile CC1). Profile AA1 shows the following

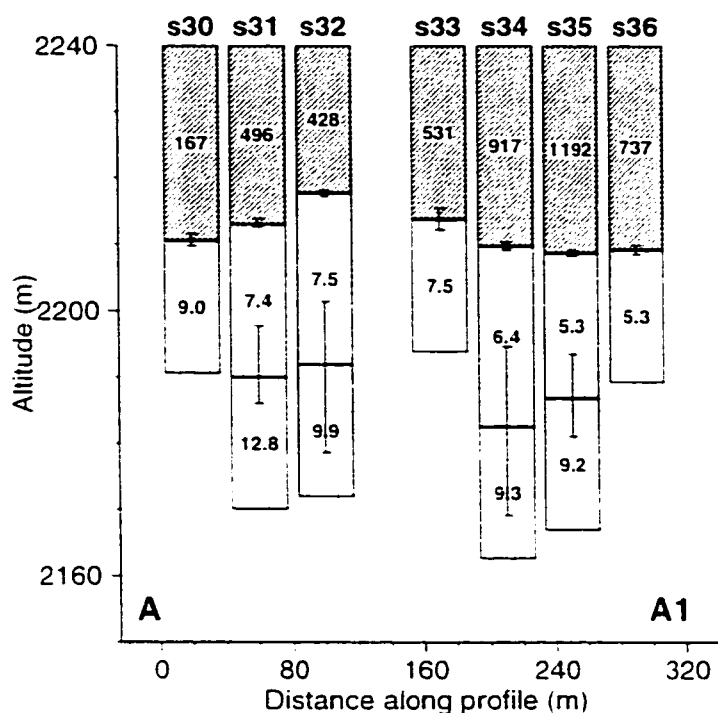


FIG. 7.14: 1D interpretation of central loop TDEM sounding curves from AA1 profile (stations s30 to s36).

2 - or 3 - layer structure : (1) A resistive surface layer (160 to $> 1000 \Omega.m$) with a very well defined thickness of 21 to 30 m. The resistivity is not well defined because the method is inefficient in resolving resistive structures : (2) A conductive layer with resistivity between 5 and 9 $\Omega.m$ which is well resolved by the inversion. The thickness of this layer is 21 to 25 m : (3) A third layer is necessary to fit the data at stations 31, 32, 34 and 35. Its resistivity varies between 9 and 12 $\Omega.m$.

Along profile BB1 the following aspects are displayed : (1) A near - surface resistive layer with increasing resistivities (from 60 to 600 $\Omega.m$) and thicknesses (from 4 to 40 m) when moving up the flanks : (2) A conductive second layer with very well defined

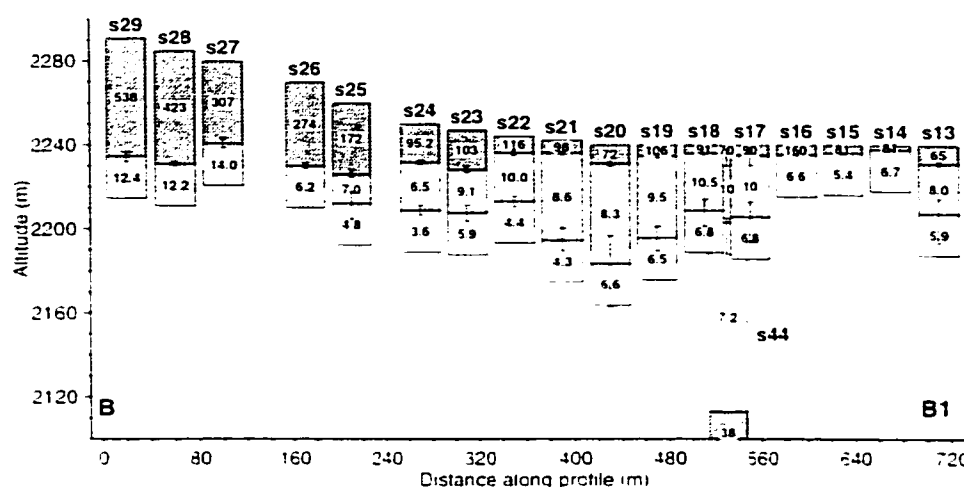


FIG. 7.15: 1D interpretation of central loop TDEM sounding curves from BB1 profile (stations s13 to s29). The 1D model derived from the deep TDEM sounding (station 44) is also shown in this figure.

resistivities ranging between 5 and 14 $\Omega.m$; (3) The third layer is more conductive, with resistivities between 4 and 6 $\Omega.m$ and a thickness of 90 m constrained by the model at station 14. This layer is not evidenced under stations 26 to 29; (4) The model obtained under station 44 shows, in addition, a resistive layer at depth, with resistivities between 30 and 80 $\Omega.m$.

Figure 7.16 presents the section along the profile CC1. From the surface downward, the model consists of : (1) A near - surface layer with resistivity between 50 and 85 $\Omega.m$. Its thickness is between 38 and 50 m at stations 7 and 9, and about 20 m at all other stations; (2) The second layer is more conductive (10 – 35 $\Omega.m$). Its thickness is well defined and varies between 15 and 30 m, except at station 5 where it appears to be about 68 m. This layer is present only below the south western part of the profile (stations 9 to 1). The later seems to disappear below the other stations; (3) The third layer is very conductive, with resistivity between 0.9 and 7 $\Omega.m$.

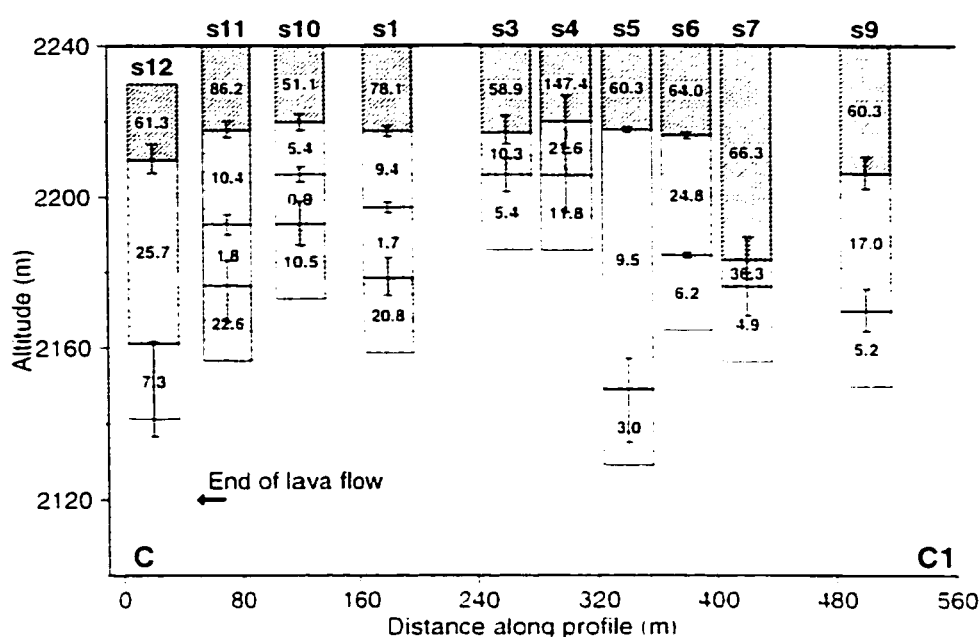


FIG. 7.16: 1D interpretation of central loop TDEM sounding curves from CC1 profile (stations s1 to s12).

The integrated interpretation of TDEM data along the three profiles allows the determination of a geoelectrical model below the volcano flanks. The resistive near-surface layer is interpreted as weathered dry basaltic flows. These lavas, sometimes visible at the surface, extend to depths of 20 to 40 m. The second layer with gradually decreasing resistivities forms a very conductive zone located approximatively at a constant depth under each TDEM profile. This feature may be related to a high clay content and/or a permeable layer of fractured basalts saturated with mineralized water. The latter possibility is also suggested by the presence of organic gases in the well west of profile CC1. The nature of the very low resistivity zone will be discussed in the following section.

7.3.8 Discussion

From the MT/TDEM survey, the hydrogeologists would like to know how well the geometry of the aquifer is resolved, and is the Santa Catarina landfill the source of its contamination? To answer these questions a hydrogeological model is derived from the MT and TDEM conductivity models and hydrogeological data available. However, prior to proposing the final model, three questions should be answered : 1) What causes the distortion of the apparent resistivity curves and the related large anomalous vertical magnetic field? 2) How could the interpreted irregular thickness of the shallow resistive layer detected at a depth of 40 to 60 m in the sedimentary basin be explained? and 3) What is the nature of the highly conductive layer observed under the basalts of the Santa Catarina range? Discussion on those three points are proposed in this section, followed by conclusions about the hydrogeological characteristics of the survey area.

7.3.8.1 Distortion of the MT sounding curves

The results obtained for the sedimentary basin show two features in the MT soundings that have not been explained : the distortion of YX impedance observed between 0.3 and 3 s, and the correlated large magnitude of the vertical magnetic field. We cannot definitely provide an answer on the origin of the observed distortion. However, some mechanisms are nevertheless considered. To explain the split in the apparent resistivity curves, electrical anisotropy at depth was investigated. A sequence of vertical dikes of high and low (1 :100) resistivities is introduced at depths of 500 to 700 m in a direction orthogonal to the MT profile to account for anisotropy. This anisotropic structure causes a decrease of the E_y field and thus, a decrease in the ρ_{yx} curves. However, anisotropy was rejected as possible source of distortion as no vertical magnetic field could be associated with such a structure.

The large magnetic field observed at periods above 0.3 s indicate a conductive heterogeneity as the source of distortion. It appears to be caused by a major conductor located to the east of the survey area. There are three possible sources of the large magnetic transfer function :

Current channeling of electric currents flowing around resistive structures and concentrated in conductive bodies at intermediate depths. However, the analysis carried out on the impedance tensor shows that there is no simple galvanic distortion associated with the vertical field. The behavior of the curves at long periods (> 1 s) indicate a possible induction process taking place.

Channeling of the regionally induced telluric currents by the metallic pipeline located 1 m below the ground along the line of wells. Some inductive response could also be generated in the metallic casing of the wells, connected at the surface by the pipeline and at depth by conductive strata.

Coherent cultural low-frequency electromagnetic noise, acting as a primary field.

It is important to note that with the existing MT data it is impossible to give a definitive explanation about the source of the observed anomaly. The MT stations have a very narrow EW spatial distribution, being aligned along NS. It would be necessary to record some additional MT soundings to the east of the actual profile and the line of wells, to test the previous assumptions.

7.3.8.2 Shallow resistive layer in the basin

A fractured basaltic lava flow was intercepted at an 80 m depth in the well No 3 of the Santa Catarina pumping line. This resistive layer, gently dipping from the northwest to the southeast into the basin, is likely to be related to the Santa Catarina range. The 1D TDEM and MT models under sites of Group 2 show the presence of a resistive layer located at depths of 35 to 120 m. The shallow resistive layer was not

detected at the stations of Group 1. Assuming that the basalts are continuous between the caldera and the sedimentary basin, how could one explain why the structure is not always evidenced? First of all, it is possible that the basalts have an irregular geometry and are present only below a part of the MT/TDEM stations. Another possibility is that the lavas exist everywhere, but at some places it becomes too thin to be detected by the MT or the EM37 systems used. Finally, the lack of response could be interpreted as an increase in the mineral content of the groundwater flowing through the basalts. The increased conductance of the basalts would make them appear thinner or impossible to detect within the conductive sedimentary infill.

7.3.8.3 Conductive layer on the flank zone

A major noteworthy feature of the geoelectrical sections along the Santa Catarina flanks is the unusually low resistivity (1.9 – 14 $\Omega\cdot\text{m}$) of the second and third layers. Such resistivities are obviously too low for dry or fresh - water saturated basaltic rocks. Palacký (1987) present a detailed discussion about the nature of conductive, water - saturated clays occurring in weathered basaltic rocks. He relates the low - resistivity layers with the presence of deep weathered volcanic rocks. When weathering begins, a saprolite layer develops immediately below the water table. Saprolite is material with preserved original rock texture and newly formed secondary clays. With time, mottled and ferruginous zones form on the top of saprolite. The upper part of the weathered sequence is more resistive than the lower one. Saprolite, the most conductive component of the weathered layer, is generally thick and conductive, with resistivities ranging between 2 and 200 $\Omega\cdot\text{m}$. Very conductive layers in a resistive volcanic complex were observed and discussed by Descloitres *et al.* (2000) in the case of the Fogo volcano (Cape Verde Islands) and by Descloitres *et al.* (1997) in the case of the La Fournaise volcano (Reunion Island). These low - resistivity layers at depth are detected using TDEM and MT methods. They are interpreted by the authors as clay

zones, high groundwater salinity, or both. The resistivities observed under TDEM profiles A, B and C agree well with the examples shown by Palacky and Descloitres. If the hypothesis of weathering is accepted to explain the observed TDEM response, the highly conductive layer at depth should be related to the presence of secondary clay.

Another hypothesis could be that the conductive layer represents porous or highly fractured basalts, saturated with conductive fluids. One of the characteristics of the basaltic lavas is that they are often riddled with holes. The vesicles caused by gas involved in eruption are large only on the top of the lava flow. In the lower parts, the vesicles are much smaller, scattered or absent. Consequently, it is likely improbable to find porous saturated lavas down to 80 to 100 m. The fracture of lava flows at such depths seems to be more realistic. Highly fractured basalts were observed in the deep wells drilled by PEMEX, and also in water well 3 of the Santa Catarina pumping line. According to Archie's law and assuming the saline pore water resistivity to be $1.3 \Omega \cdot m$ (Gonzales-Moran, 1992), the effective porosity of the basalts under the TDEM profiles is estimated to be between 20 and 30%. This porosity is sufficiently high to permit free circulation of groundwater flow. In this case, the lavas of Santa Catarina and La Guadalupe volcanos, be they fractured or porous, could represent a natural pathway for the propagation of contaminated groundwater from the landfill into the basin, following the preferential groundwater flow. This possibility was also suggested by the gases originating from organic decomposition monitored in the abandoned water well.

7.3.9 Conclusions

The combined use of MT and TDEM soundings allowed to obtain information in the Chalco Sub - Basin area useful in the development of an hydrogeological model for the region. The survey has shown that high - quality MT data could be recorded near dense urban zones, when the subsurface is conductive. The MT method was successfully used to determine the deep aquifer geometry and to delimit the bedrock consisting of solid basalts. In order to prospect for the deep aquifer units, the method is a practical cost - effective technique. The TDEM soundings were very effective for mapping the conductive zone below the volcano basalts. Furthermore, the joint use of MT - TDEM data permitted calibrating the MT resistivity curves and better resolving the shallow layers of the basin.

The proposed hydrogeological model shows that the conductive layer observed below the Santa Catarina flanks is continuous along all TDEM profiles. The geoelectrical models derived from the TDEM and the MT soundings in the basin show the presence of fractured lava flows under the sediments. The basaltic lava flows seem to be present and continuous from the Santa Catarina landfill down to the sedimentary basin. Thus, the discrimination between the causes of the conductive zone under the volcano flanks becomes extremely important in determining the possibility of groundwater contamination by the Santa Catarina landfill. This discrimination can only be done using additional geological or drill - hole information.

7.3.10 Acknowledgments

The authors wish to express their profound thanks to Dr Ramiro Rodriguez - Castillo and Dr Tomás Moran of Instituto de Geofísica of UNAM for making possible the EM surveys in Mexico. They provided logistic support and help in the field. The

project was supported by the National Science and Engineering Research Council of Canada (NSERC grant OGP000848).

7.3.11 References

- Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data : A classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* : 24-38.
- Berdichevski, M. N. and Dimitriev, V. L., 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves. In : A. Adam (Editor), *Geoelectric and Geothermal Studies*, Akad. Kiado, Budapest, pp. 165-221.
- Cagnard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18 : 605-635.
- Campos, J., Rodriguez, O., Chavez, R., Gomez, P., Flores, E. and Birch, F., 1997. The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data. *Geophysics*, 62 : 23-35.
- Chouteau, M., Krivochieva, S., Rodriguez, R., Gonzalez, F. and Jouanne, V., 1995. Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico basin) using magnetotelluric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, 31 : 85-106.
- Constable, S., Parker, R. and Constable, C., 1987. Occam's inversion : A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52 : 289-300.
- Descloîtres, M., Guérin, R., Albouy, Y., Tabbagh, A. and Ritz, M., 2000. Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands. *Journal of Applied Geophysics*, 45 : 1-18.
- Descloîtres, M., Ritz, M., Robineau, B. and Courteaud, M., 1997. Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion

- Island : Implications for the quest for groundwater. *Water Resources Research*, 33 : 13-19.
- Fitterman, D. V., 1987. Examples of transient sounding for ground-water exploration in sedimentary aquifers. *Ground Water*, 25 : 685-692.
- Fitterman, D. V. and Steward, M. T., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51 : 995-1005.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J., 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44 : 53-68.
- Giroux, B., Chouteau, M., Descloitres, M. and Ritz, M., 1997. Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. *Journal of Applied Geophysics*, 38 : 77-96.
- Gonzales-Moran, E., 1992. Estudio hidrogeofísico de la subcuenca de Chalco : evaluación de impacto ambiental del basuro de Santa Catarina. Ph.D. thesis, UNAM, Mexico.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C., 1991. Analytic investigations of the effects of near surface three-dimensional galvanic scatters on MT tensor decompositions. *Geophysics*, 56 : 496-518.
- Hoekstra, P. and Bloom, M., 1986. Case histories of time domain electromagnetic soundings in environmental geophysics. In : S. Ward (Editor), *Geotechnical and Environmental Geophysics*, vol. 2, SEG, Tulsa, OK, pp. 1-15.
- Mackie, R. L., Rieven, S. and Rodi, W., 1997. Users manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data. Tech. rep., MIT Earth Resources Lab.
- Marquardt, D. W., 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Ind. Appl. Math.* : 431-441.

- McNeil, J., 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies. In : Geotechnical and environmental geophysics, vol. 1. SEG, pp. 191-218.
- Meju, M. A., 1996. Joint inversion of TEM and distorted MT soundings : Some effective practical considerations. *Geophysics*, 61 : 56-65.
- Meju, M. A., Fontes, S. L., Oliveira, M. F., Lima, J. P., Ulugergerli, E. and Carrasquilla, A., 1999. Regional aquifer mapping using combined VES-TEM-AMT/-EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaiba Basin, Brazil. *Geophysics*, 64 : 337-356.
- Nabighian, M. and Macnae, J., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In : M. Nabighian (Editor), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Applications*, vol. 2. SEG, Tulsa, OK, pp. 427-520.
- Palacky, G. J., 1987. Clay mapping using electromagnetic methods. *First Break*, 5 : 296-306.
- Rodríguez, R., Herrera, I. and Cortinas, C., in press. El suministro de agua en la Cuenca de México : Situación actual. In : M. de la Cd. de México (Editor), *El agua en la Cuenca de México*.
- Rodríguez, R. and Lara, F., 1988. Proposal on the hydrodynamical behavior of the Sta. Catarina aquifer system D.F. Mexico : geoelectrical-hydrogeological analysis. *Revista Geofísica*, 28 : 193-202.
- Schmuker, U., 1970. Anomalies of geomagnetic variation in the south-western united states. In : *Bull. Scripps. Inst. Oceanogr.*, vol. 13, pp. 1-165.
- Smith, J. T., 1995. Understanding telluric distortion matrices. *Geophys. J.Int.*, 122 : 219-226.
- Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method. In : M. Nabighian (Editor), *Electromagnetic methods in geophysics*, vol. 2. SEG, pp. 641-711.

Zhang, P., Pedersen, L., Mareschal, M. and Chouteau, M., 1993. Channelling contribution to tipper vectors : a magnetic equivalent to electrical distortion. *Geophys. J. Int.* 113 : 693-700.

Chapitre 8

Application de la TDEM dans la mine de potasse Taquari-Vassouras (Brésil)

8.1 Introduction

L'objet de ce chapitre est de présenter l'application de la TDEM dans les conditions prévalant à la mine de potasse Taquari-Vassouras (Brésil). Les sondages électromagnétiques transitoires effectués dans la mine constituent une application nouvelle de la méthode. D'un côté, cette expérience nous a permis de développer une nouvelle technique d'interprétation des données TDEM (présentée au Chapitre 6). D'un autre côté, elle nous a donné l'occasion d'évaluer les avantages et les limites de la méthode, lorsqu'on l'applique dans un milieu minier. Finalement, l'interprétation des sondages TDEM que nous avons effectués a donné une image de la distribution et de la géométrie des couches dans la région de la mine, information de haut intérêt pour l'exploitation à Taquari-Vassouras.

Dans ce chapitre nous allons présenter en détails les différentes étapes de modélisa-

tion, inversion et interprétation des données TDEM. Certains résultats et modèles géologiques et/ou hydrogéologiques ont déjà fait l'objet de l'article intitulé "Application of in-mine Time Domain Electromagnetic method for mine planning and safety at Taquari-Vassouras potash mine (Brazil)" (Chouteau *et al.* (1999)).

8.2 Le contexte géologique

La mine Taquari-Vassouras, propriété de Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) est située dans l'Etat de Sergipe, sur la côte nord-est du Brésil. La région recèle d'importants dépôts d'évaporites qui se situent sur une bande large de quelques dizaines de kilomètres et longue de plusieurs centaines. Situé entre les zones surélevées Carmópolis et Siririzinho, le bassin de Taquari est séparé par cette dernière du bassin de Santa Rosa de Lima (figure 8.1).

Dans la région de Taquari les évaporites sont constituées, en allant du bas vers le haut, des unités majeures suivantes : carnallite, tachydrite, halite avec des intercalations de sylvinite, calcilutite et schistes (Carvalho *et al.*, 1995). La sylvinite - roche correspondante à un mélange de halite (NaCl) et de sylvite (KCl), est située à une profondeur de 450 – 600 m dans les évaporites d'Ilbura et l'exploitation s'effectue suivant la méthode des chambres et piliers abandonnés, associant le creusement continu et l'abattage à l'explosif. Vingt-six forages pétroliers (GTP) ont été effectués dans la région au cours des années 60 et 70. Des diagraphies de conductivité, densité et gamma γ ont été enregistrés par la compagnie Schumberger Inc. La mise en commun de toutes ces données a permis la construction des modèles litho-stratigraphiques (diagraphies composites) pour plusieurs GTP. Nous avons utilisé toute cette information pour établir un modèle géo-électrique moyen au-dessus du niveau de la mine. Ce modèle est constitué de 8 couches, tel que montré dans le Tableau 8.1 et sur la figure 8.2. Sous les galeries, sur plus de 150 mètres, les couches sont constituées princi-

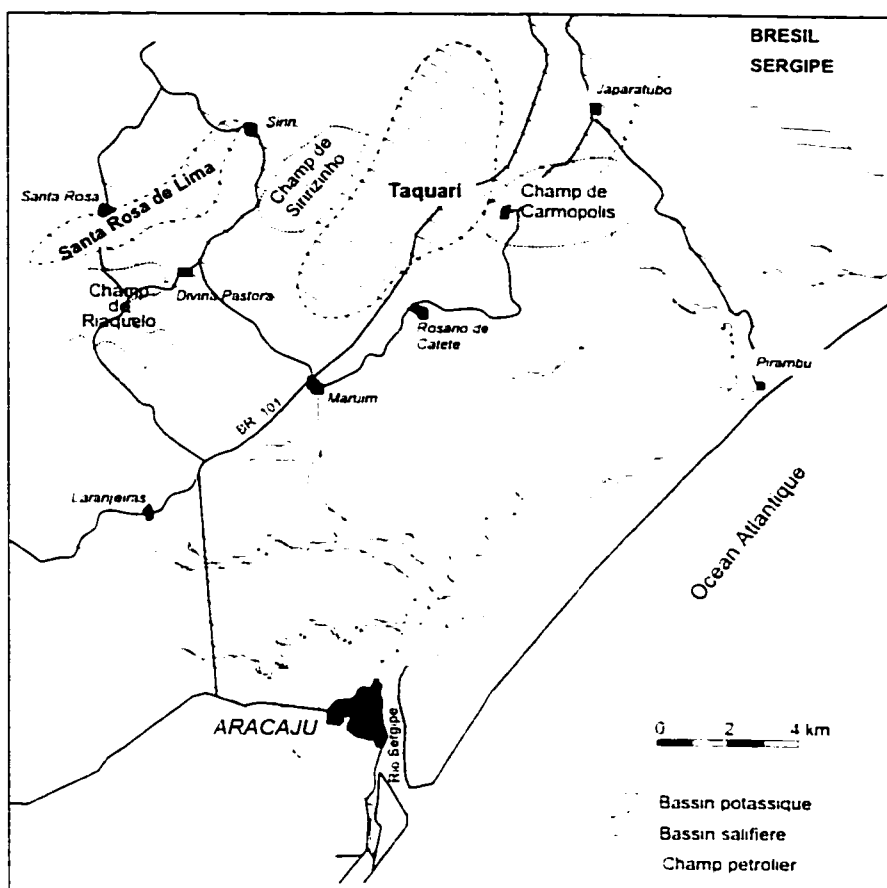


FIG. 3.1: *Bassin sédimentaire du Sergipe.*

pablement de carnallite et de tachydrile, électriquement très résistantes ($> 1000 \Omega.m.$).

Les diagraphies de conductivité électromagnétique n'étant pas sensibles aux résistivités électriques plus fortes que $500 - 1000 \Omega.m.$, la vraie résistivité du sel (halite et sylvinite), de la tachydrile, de la carnallite et de l'anhydrite n'est pas connue. Nous avons fixé ces valeurs à $1000 \Omega.m.$ La résistivité de la brèche dépend de sa composition. Lorsqu'elle est composée essentiellement d'anhydrite sa résistivité varie entre 15 et $20 \Omega.m.$ Lorsque c'est la calcilutite qui prédomine, la brèche est plus conductrice, avec des résistivités entre 5 et $7 \Omega.m.$ Afin de maximiser l'épaisseur de cette couche nous

TAB. 8.1: *Modèle moyen au-dessus des galeries de la mine Taquari-Vassourass*

Couche	Roche	épaisseur (m)	Résistivité (Ω m)
1	Halite	30	1000
2	Brèche	5	20
3	Calcilutite	20	1.35
4	Anhydrite	10	1000
5	Calcilutite	15	1.2
6	Grès	5	0.3
7	Calcilutite	10	1
8	Schistes	-	4

avons fixé sa résistivité à 20 Ω .m. La résistivité de la calcilutite est remarquablement constante sur toute la zone de la mine, avec des variations de moins de 15%. Nous avons retenu des résistivités de 1, 1.2 et 1.35 Ω .m pour les trois couches de calcilutite. La résistivité des grès aquifères a été estimée à partir des diagraphies de conductivité EM et une valeur moyenne de 0.3 Ω .m a été retenue. Cette résistivité est comparable avec les résultats des analyses sur des échantillons d'eau (Girout Echl, 1997).

La couche de grès aquifères se situe à une distance moyenne de 80 m au-dessus du gisement de potasse et son épaisseur varie entre 6 et 8 m. Les grès sont présents sur toute la zone de la mine, mais leur perméabilité est très variable et l'aquifère qu'ils constituent n'est pas continu. Les fortes variations latérales de cette couche ne permettent pas de la cartographier en utilisant uniquement les données des forages existants. Le géo-radar, le sonar et la sismique ont été appliqués dans les galeries de la mine pour détecter les grès aquifères et déterminer l'épaisseur de la halite au-dessus de la zone minéralisée (Ramos, 1998). La grande distance entre la mine et le grès, ainsi que la forte conductivité électrique des formations au-dessus du sel, n'ont jamais permis de localiser l'aquifère. Uniquement l'épaisseur de la halite et la distance au toit de la brèche ont été déterminées. Ces difficultés ont conduit CVRD à chercher d'autres méthodes géophysiques qui pourraient être appliquées pour cartographier les

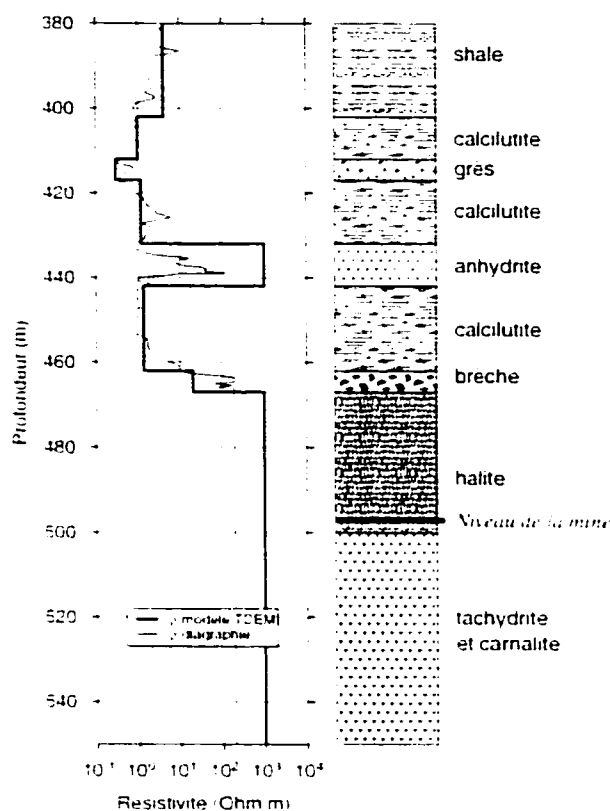


FIG. 8.2: *Modèle geo-électrique moyen des terrains au niveau de la mine Faquari-Vassouras.*

grès aquifères.

8.3 Objectifs de la campagne TDEM

Nous avons réalisé en 1995 une première prospection TDEM, dont l'objectif principal était de valider l'emploi de la méthode à l'intérieur de la mine. Nous avons proposé l'emploi des sondages TDEM pour les raisons suivantes : (1) La TDEM a une excellente résolution pour des terrains conducteurs ; (2) Les stations sont faciles à mettre en oeuvre et n'exigent pas de modifications particulières des l'équipement ; (3) La fréquence de répétition basse (30 Hz - 3 Hz) permet l'investigation des terrains

profonds et la détection des grès aquifères (> 80 m au-dessus des galeries) ; (4) La fréquence de répétition haute (285 Hz - 30 Hz) permet de déterminer l'épaisseur de la halite et de la brèche au-dessus du plafond de la mine.

La modélisation TDEM et les premiers résultats que nous avons obtenus dans la mine, ainsi que les problèmes que nous avons rencontrés, nous ont conduit à mener en 1997 et en 1999 deux autres campagnes de mesure, ayant les objectifs suivants :

- Identifier les aquifères au-dessus des galeries de la mine ;
- Étudier l'état de la calcilutite couvrant le sel et la brèche et vérifier la présence d'eau dans cette couche ;
- Évaluer la stratigraphie générale au-dessus du niveau de la mine ;
- Présenter des modèles hydro-géophysiques des zones étudiées qui seront utiles pour la suite des travaux miniers.

8.4 Étude de faisabilité

Avant de commencer les campagnes de terrain, nous avons jugé nécessaire de vérifier la faisabilité des mesures et d'évaluer les limites de la méthode TDEM dans le contexte spécifique de la mine Taquari-Vassouras. Dans un premier temps nous avons testé différents modèles géologiques et divers dispositifs de mesure. Ainsi, nous avons étudié : (1) l'influence de l'épaisseur des grès sur les données TDEM ; (2) l'effet de la distance entre le niveau de la mine et la base des grès ; (3) l'importance des dimensions de la boucle émettrice et (4) l'influence de l'épaisseur de la couche de sel et de la résistivité de la brèche. La section 8.4.1 présente les résultats de cette étape de modélisation.

Dans un deuxième temps nous avons procédé à quelques séries d'inversions sur

les réponses de quelques modèles synthétiques. Le but était de tester les limites de l'inversion pour résoudre les épaisseurs de la halite et de la brèche, ainsi que pour déterminer la résistivité, l'épaisseur et la distance au grès. Les résultats de ces tests sont présentés dans la section 8.4.2.

8.4.1 Modélisation et données synthétiques

8.4.1.1 Épaisseur de l'aquifère

Les courbes de résistivité apparente, présentées sur la figure 8.3, sont calculées à partir du modèle moyen, avec une couche aquifère de 0.3 $\Omega \cdot m$, ayant des épaisseurs de 0, 1, 2.5, 5 et 15 m.

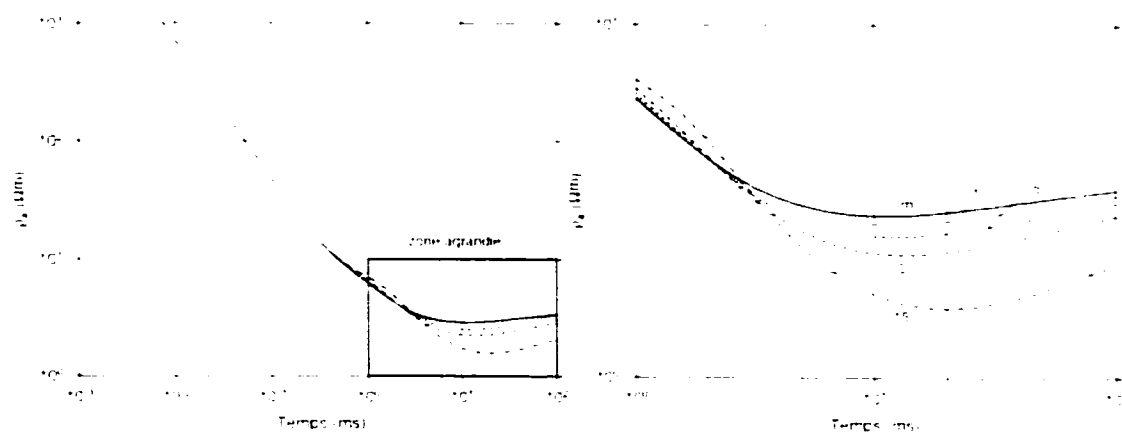


FIG. 8.3: Influence de l'épaisseur de l'aquifère.

La figure de gauche illustre les courbes calculées dans toute l'intervalle de temps et la figure de droite donne un élargissement de la fenêtre 1 – 100 ms. Le modèle avec une couche conductrice de 0 m d'épaisseur est équivalent au cas où l'aquifère n'existe pas. Au début des courbes la résistivité décroît rapidement suite au contraste électrique marqué entre la halite et la calcilutite. L'anhydrite provoque un changement doux de la pente de la courbe à 1×10^{-3} s. À 1×10^{-2} s la résistivité marque une baisse, correspondant à la présence des grès aquifères. Finalement la courbe remonte sous

l'effet des schistes, plus résistants que la dernière couche de calcilutite. Si l'aquifère est mince (< 2.5 m), il ne peut pas être détecté, car les courbes sont très proches les unes des autres. Par contre, pour des épaisseurs supérieures à 2.5 m, sa présence est marquée par une séparation considérable des différentes courbes.

8.4.1.2 Distance de l'aquifère par rapport au niveau des galeries de la mine

La figure 8.4 présente la réponse d'une couche conductrice de résistivité $0.3 \Omega.m$ et d'épaisseur 5 m, située successivement à 50, 80 et 150 m au-dessus du point de mesure. On observe un déplacement de la partie basse de la courbe (effet de l'aquifère)

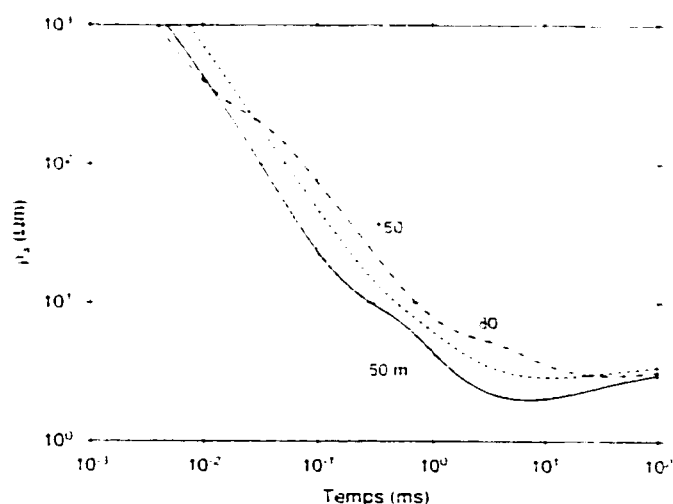


FIG. 8.4: Influence de la distance de l'aquifère par rapport au niveau des galeries de la mine.

vers les temps longs. Avec le système utilisé (EM37 de Geonics), dont le temps de mesure le plus bas est de 70 msec, il est évident que les couches conductrices situées à plus de 130 - 150 m de distance ne peuvent pas être détectées.

8.4.1.3 Influence des dimensions de la boucle d'émission

Le choix de la taille de la boucle Tx doit être fait en optimisant le rapport résolution-profondeur de pénétration. Trois courbes, calculées pour des boucles d'émission Tx de 10×10 m, 40×40 m et 100×100 m sont présentées sur la figure 8.5. On remarque que dans les temps courts, les deux premières courbes montrent des

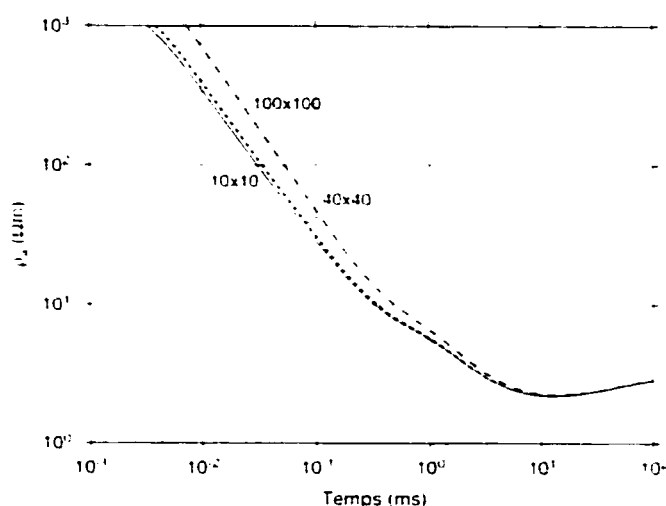


FIG. 8.5: Influence des dimensions de la boucle d'émission.

résistivités plus basses que la courbe calculée pour la boucle de 100 m. De même, sur ces deux courbes on observe des variations plus importantes à 1×10^{-3} s. Par conséquent, une petite boucle donnerait une meilleure estimation des résistivités pour des temps courts ($\approx 3 \times 10^{-3}$ sec). Cependant, aux temps longs le signal sera probablement trop faible à cause du petit moment magnétique et il sera impossible de séparer les données du bruit EM ambiant.

8.4.1.4 Résistivité et épaisseur de la halite et de la brèche

Les résistivités de la brèche et de la halite ont été successivement changées des valeurs de départ, de 1000 à 10 $\Omega.m$ pour la brèche et de 1000 à 10000 $\Omega.m$ pour la halite.

Les calculs ont été faits en considérant une boucle de 10×10 m. Les résultats (figures non incluses) montrent l'insensibilité de la méthode aux variations de la résistivité de ces couches.

Afin d'estimer la sensibilité de la technique à l'épaisseur de la couche de sel, des modèles avec 20 m et 30 m de halite ont été comparés. Des boucles d'émission de 10×10 et de 100×100 m ont été considérés. Les résultats présentés sur la figure 8.6 montrent que les mesures sont sensibles à l'épaisseur de la couche de halite, mais que les variations sont plus marquées lorsque le petit cadre est utilisé.

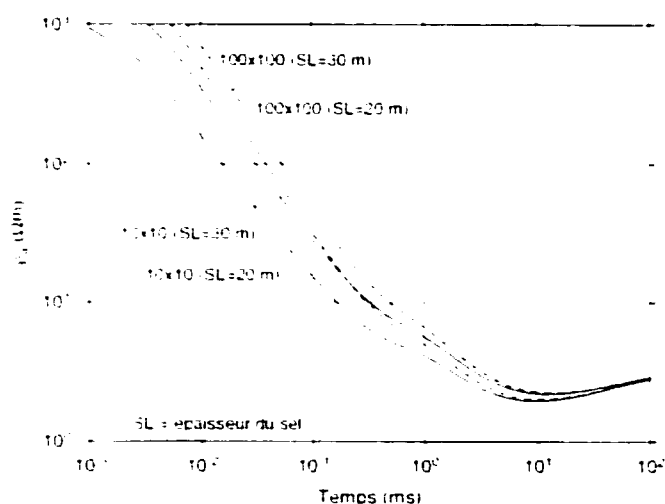


FIG. 8.6: Influence de l'épaisseur de la halite et de la brèche.

8.4.2 Inversion des données synthétiques

8.4.2.1 Résolution des épaisseurs de la halite et de la brèche

Un des objectifs posés devant la campagne TDEM est l'estimation de l'épaisseur de la halite et de la brèche. C'est la base permettant d'établir l'étendue d'une zone de sécurité au-dessus des galeries de la mine. Par une série d'inversions, nous avons évalué la précision avec laquelle ces épaisseurs sont déterminées. Le modèle initial est

un modèle à trois couches, tel qu'illustré dans le tableau 8.2. La réponse transitoire de

TAB. 8.2: *Modèle de départ pour les trois inversions*

Couche	Roche	épaisseur (m)	Résistivité ($\Omega.m$)
1	Halite	30	1000
2	Brèche	5	20
3	Calcilutite	20	1.35

ce modèle a été calculée et 5% de bruit Gaussien a été ajouté aux données modélisées. Trois inversions ont été effectuées avec le programme TEMINGL, soit : *inversion 1* : Aucune contrainte sur la résistivité ou l'épaisseur des couches; *inversion 2* : Les résistivités des deux premières couches sont fixées et les épaisseurs sont libres et *inversion 3* : Les deux premières couches sont remplacées par une seule, de résistivité fixée à 1000 $\Omega.m$. Les modèles obtenus de ces trois inversions sont présentés dans le tableau 8.3.

TAB. 8.3: *Résultats des trois inversions. Inversion 1 : pas de contraintes; Inversion 2 : résistivités des couches 1 et 2 fixées; Inversion 3 : modèle à deux couches. En gras, les paramètres fixés.*

Inversion	Couche	Résistivité ($\Omega.m$)			épaisseur (m)		
		ρ_{min}	ρ	ρ_{max}	h_{min}	h	h_{max}
1	1	490	894	2700	16.3	24.3	25.1
	2	45	63.8	168	3.9	10.7	13.9
	3	1.26	1.34	1.41	–	–	–
2	1	–	1000	–	27.3	29.5	31.6
	2	–	20	–	3.7	5.6	7.6
	3	1.27	1.34	1.41	–	–	–
3	1	–	1000	–	33.6	34.7	34.9
	2	1.29	1.37	1.43	–	–	–

En étudiant ce tableau on peut dire que l'épaisseur totale du sel-brèche est toujours très bien définie, que les résistivités soient fixées ou non. De même, lorsqu'un modèle à deux couches est utilisé comme modèle de départ, l'épaisseur obtenue pour la première couche est égale à la somme des épaisseurs de la halite et de la brèche des inversions précédentes. La résistivité de la calcilutite est toujours bien déterminée.

8.4.2.2 Résolution de la résistivité, de l'épaisseur et de la distance au grès

On considère quatre sous-modèles du modèle moyen. La résistivité de la couche aquifère est de 0.3 $\Omega \cdot m$ et l'épaisseur h_c est de 0, 2, 5 et 10 m pour chacun des modèles. La distance verticale à la base des grès est de 80 m. La réponse de chaque modèle a été modifiée par 5% de bruit Gaussien et trois inversions ont suivies : *inversion 1* : Aucune contrainte sur la résistivité ou l'épaisseur des couches ; *inversion 2* : Les résistivités des couches sont fixées et les épaisseurs sont libres et *inversion 3* : Inversion 1D Occam (Constable *et al.*, 1987) - aucune contrainte sur les paramètres. Les résultats sont présentés dans le tableau 8.4. On peut en conclure que la distance à l'aquifère

TAB. 8.4: Résultats des trois inversions. *Inversion 1* : pas de contraintes ; *Inversion 2* : résistivités fixées ; *Inversion 3* : Occam

h_c (m)	Distance (m)			Résistivité ($\Omega \cdot m$)			épaisseur (m)		
	d_{min}	d	d_{max}	ρ_{min}	ρ	ρ_{max}	h_{min}	h	h_{max}
Inversion 1									
0	76.3	80.4	82.5	0.635	0.751	0.494	3.5	5.0	6.4
2	80.1	88.6	93.4	0.437	0.633	1.11	3.0	5.3	8.9
5	76.0	77.1	79.0	0.345	0.407	0.494	6.05	8.29	11.73
10	75.1	76.5	77.7	0.364	0.369	0.465	13.6	15.4	19.6
Inversion 2									
0	75.1	76.4	78.1	-	0.3	-	1.4	2.0	2.6
2	78.9	80.7	82.1	-	0.3	-	2.0	2.4	3.0
5	77.0	77.6	79.9	-	0.3	-	4.5	6.35	7.3
10	80.0	81.1	82.0	-	0.3	-	7.5	8.3	9.9
Inversion 3									
2	-	77.0	-	-	1.2	-	-	25	-
5	-	77.0	-	-	0.7	-	-	20	-
10	-	77.0	-	-	0.7	-	-	25	-

est en général bien retrouvée par l'inversion. Dans le cas où l'aquifère n'existe pas, on retrouve une couche de 0.3 $\Omega \cdot m$, très mince et mal définie (coefficient de résolution ≈ 0.3). L'interprétation du modèle comportant une couche conductrice de 2 mètres d'épaisseur donne des résultats similaires au cas sans aquifère. Ceci nous mène à la conclusion qu'il sera impossible de distinguer une zone saturée d'épaisseur inférieure à 2 mètres et confirme les résultats obtenus lors de la modélisation (section 8.4.1).

8.4.3 Conclusions sur la détectabilité des couches et sur les limites de l'interprétation

Les modélisations et inversions présentées dans les sections 8.4.1 et 8.4.2, ainsi que les résultats discutés au Chapitre 6, ont permis de retenir les principales conclusions suivantes :

- L'aquifère peut être détecté si son épaisseur est supérieure à 2.5 m et si la distance entre sa base et le point de mesure est inférieure à 100 – 130 m ;
- La résistivité de la halite et de la brèche n'influencent pas la réponse ;
- L'épaisseur totale de la halite et de la brèche est bien déterminée dans tous les cas et ne dépend pas du modèle de départ ;
- La résistivité de 1.35 Ω .m de la calcilutite est toujours bien définie ;
- Si une couche conductrice est présente dans le demi-espace inférieur, son effet est très marqué quand sa profondeur ne dépasse pas les 25 – 30 m. Les couches profondes sont pratiquement indétectables ;
- L'épaisseur de la couche conductrice dans le demi-espace inférieur influence considérablement la forme des courbes de résistivité apparente, et ceci pour les dispositifs en mode central et en déport ;
- L'utilisation des petites boucles d'émission permet de mieux résoudre l'épaisseur de la couche de sel et de la brèche ;
- Des boucles d'au moins 100×100 m sont nécessaires pour détecter les terrains profonds ;
- L'interprétation 2π peut être appliquée lorsque les couches conductrices sont situées uniquement au-dessus ou au-dessous des points de mesure. Dans le cas contraire il faut utiliser des techniques d'interprétation adaptées à la géométrie 4π du problème.

8.5 Acquisition des données

Trois campagnes de mesures ont été effectuées dans la mine de potasse Taquari-Vassouras : en mai - juin 1995, en mai 1997 et en février - mars 1999. Tout d'abord les stations TDEM ont été placées à proximité des forages pour lesquels l'information géologique et géophysique était disponible et où la présence des grès aquifères était anticipée. Ensuite, l'emplacement des autres stations a été déterminé par les géologues de la mine en fonction de leurs priorités et/ou des accès aux panneaux. La figure 8.7 montre la localisation des sites TDEM et des forages GTP dans la région de la mine. Certaines stations se trouvent dans des panneaux abandonnés, et d'autres sont à proximité des zones d'exploitation. Pour éviter l'interférence EM, les dispositifs de mesure étaient systématiquement placés le plus loin possible des convoyeurs, des câbles électriques ou des débris métalliques. Les boucles émettrices étaient disposées autour d'un ou de plusieurs piliers et avaient des tailles et des formes différentes. Le Tableau 8.5 présente la liste complète des sites de mesure, les dimensions des cadres Tx , ainsi que la configuration des dispositifs utilisés. Des configurations centrales et/ou avec déport ont été enregistrées à chacun des sites.

Le Protom D de Geonics Ltd. a été utilisé, avec les transmetteurs EM47 et EM37 et avec deux types d'antennes : 1D hautes fréquences et 3D basses fréquences. Les mesures ont été effectuées en utilisant toutes les cadences disponibles sur le Protom D, soit 285 Hz (6.8 - 696 μ sec), 75 Hz (0.035 - 2.79 ms) et 30 Hz (0.088 - 6.97 ms) avec le EM47 et 30 Hz, 7.5 Hz (3.52 - 27.9 ms) et 3.0 Hz (0.8 - 70 ms) avec le EM37.

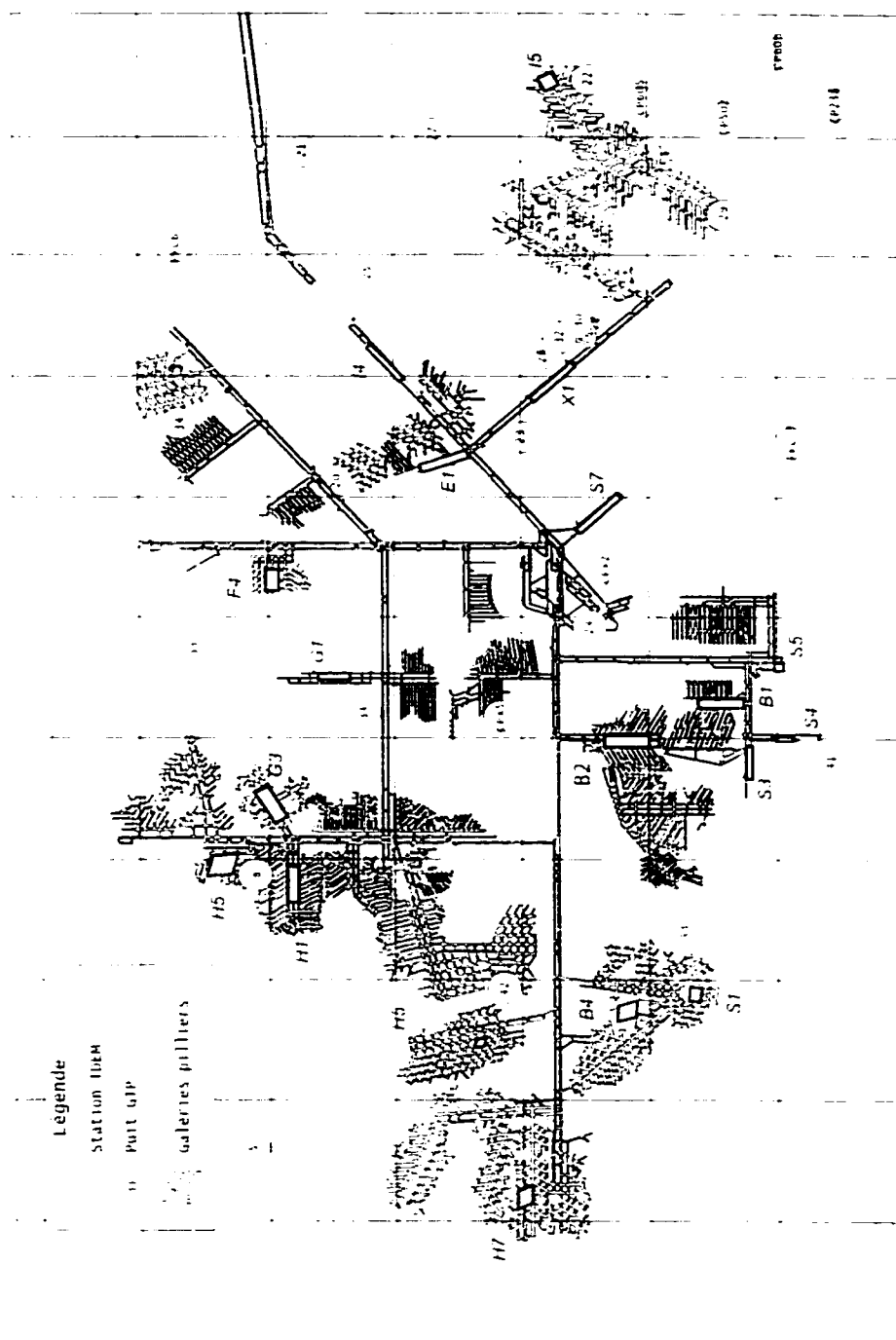


FIG. 8.7: Localisation des sondages TDEM et des puits GTP dans la région de la mine.

TAB. 8.5: *Configurations et tailles des boucles émettrices utilisées à Taquari-Vassouras*

Panneaux	Configurations	Taille $m \times n$ (m)
H1	centrale et déport	150 × 40
H4	centrale et déport	37 × 30 60 × 25 (2 tours)
H5	centrale	96 × 86
H7	centrale et déport	61 × 61
G1	centrale et déport	172 × 43
G3	centrale	174 × 39
F4	centrale et déport	54 × 30 et 46 × 22 (2 tours)
B1	centrale et déport	182 × 18
B2	centrale	170 × 42
B4	centrale et déport	54.6 × 54.6
E1	déport	139.4 × 24.5
I4	centrale et déport	206 × 27
I5a	déport	31.6 × 31.6
I5b	déport	55 × 25 (2 tours)
X1	centrale et déport	182 × 22.5
P5	déport	22 × 22 (2 tours)
P1	centrale et déport	51 × 51
P3	déport	93 × 15 et 5 × 5 (3 tours)
P4	déport	70 × 13.5 (2 tours) et 5 × 5 (3 tours)
P7	déport	120 × 17 et 5 × 5 (3 tours)

8.6 Interprétation

Après avoir validé l'interprétation 2D dans le contexte particulier de la mine Taquari-Vassouras (voir le Chapitre 6), nous avons effectué une interprétation 1D conventionnelle de tous les sondages en utilisant le logiciel commercial TEMINGL. À chaque site le modèle de départ de l'inversion est le modèle moyen. Les inversions ont été effectuées en imposant systématiquement une contrainte sur les résistivités des couches et occasionnellement - sur les épaisseurs. Ici nous présentons les résultats obtenus lors de l'interprétation de deux sondages TDEM, représentatifs pour l'ensemble des sites. Il s'agit des sites I5 et X1, effectués dans deux panneaux différents de la mine.

8.6.1 Site I5

Le sondage I5 a été effectué dans une des parties les plus basses de la mine, approximativement à 600 m de profondeur. La figure 8.8 montre la configuration du dispositif TDEM utilisé. Des mesures ont été effectuées en déport à Rx_1 et Rx_2 avec les transmetteurs EM47 et EM37 à chacune des stations. La boucle d'émission était de 25×55 m (deux tours), assurant un moment magnétique maximal de $47\,000 \text{ Am}^2$.

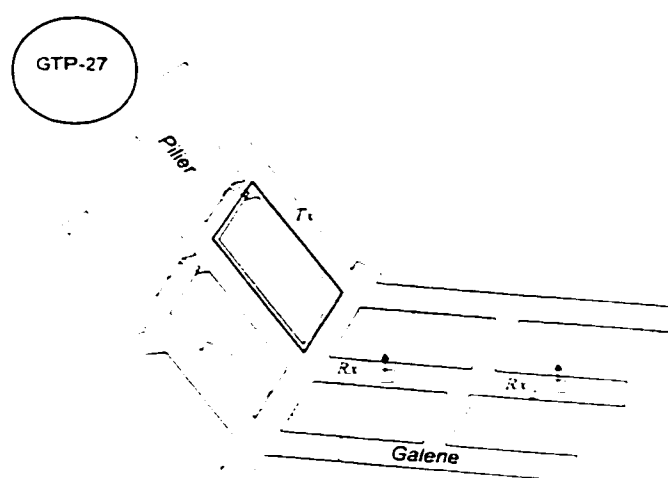


FIG. 8.8: Configuration du dispositif utilisé à la station I5

À chaque station les courbes de résistivité apparente ont été interprétées et un modèle géoélectrique 1D a été établi (Tableau 8.6). Les données du EM47 ont permis de déterminer la résistivité et l'épaisseur des quatre premières couches. Les résistivités de la halite et de la brèche ont été fixées pour permettre de mieux estimer l'épaisseur de ces couches, ainsi que la résistivité de la calcilutite. L'épaisseur totale obtenue pour les deux premières couches est de 47 m. Cette valeur est très semblable à celle observée dans le GTP22 (50.6 m) et un petit peu plus élevée que celle du GTP27 (36 m). La calcilutite a une résistivité de $1.5 \Omega.m$ avec des variations possibles entre

TAB. 8.6: *Résultats de l'inversion des données EM47 et EM37 au point I5 (récepteur Rx_1).*

Couche	Roche	Résistivité ($\Omega.m$)			épaisseur (m)		
		ρ_{min}	ρ	ρ_{max}	h_{min}	h	h_{max}
1	Sel	–	1000	–	40.5	43.7	46.7
2	Brèche	–	20	–	1.2	3.4	7.3
3	Calclutite 1	1.3	1.5	1.9	10.8	15.3	21.5
1	Sel	–	1000	–	–	43.7	–
2	Brèche	–	20	–	–	3.4	–
3	Calclutite 1	–	1.35	–	6.1	7.6	9.1
4	Anhydrite	–	1000	–	21.6	24.7	28.6
5	Calclutite 2	–	1.2	–	23.0	37.6	62
6	Grès	–	0.3	–	0.7	2.2	5.6
7	Calclutite 3	–	1.0	–	6.4	17.4	41.7
8	Schistes	–	4.0	–	–	–	–

1.3 et 1.9 $\Omega.m$. Pour l'inversion des données EM37 les résistivités des 8 couches du modèle de départ ont été fixées, ainsi que les épaisseurs des deux premières couches obtenues par le modèle du EM47. La couche de 0.3 $\Omega.m$ paraît très mince avec une épaisseur variant entre 2.2 et 3 m. Le modèle TDEM et la lithologie observée dans le GTP27 sont illustrés sur la figure 8.9. L'ajustement des courbes mesurée et calculée au point Rx_1 est très bon et l'erreur d'ajustement est au-dessous des 3%.

8.6.2 Site X1

Le site X1 se situe à proximité des forages GTP28, 30 et 32. Dans les trois forages la couche des grès aquifères est observée, avec des épaisseurs variant entre 4 et 6 m. En utilisant le dispositif TDEM, illustré sur la figure 8.10, des mesures ont été enregistrées en mode central (station Rx_1) et en déport (station Rx_2).

Le modèle 1D obtenu par inversion contrainte des données EM47 est présenté dans le Tableau 8.7. L'épaisseur totale de la halite et de la brèche est d'environ 39 m, ce qui correspond bien à l'épaisseur de ces deux couches observées dans le GTP32 (40 m). La résistivité de la calclutite obtenue pour ce modèle est de 1.2 $\Omega.m$, avec des

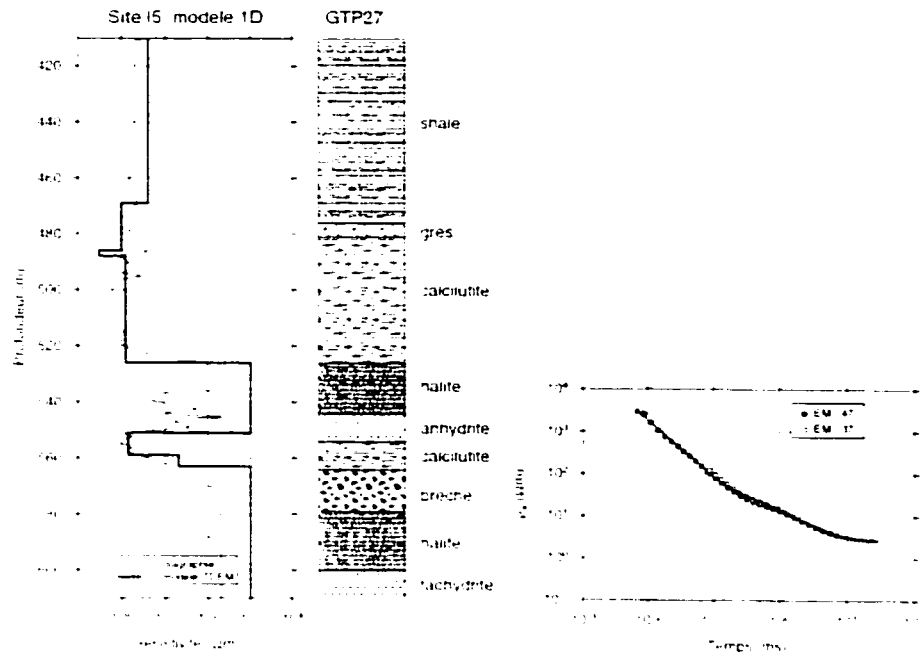


FIG. 8.9: *Modèle 1D, lithologique dans le GTP 27 et ajustement des courbes mesurée et calculée pour le site 15.*

variations possibles entre 0.9 et 1.3 $\Omega.m$. Ces valeurs ont été fixées pour le modèle de départ, utilisé lors de l'interprétation des données EM37 avec un modèle à 8 couches. Ce modèle montre que la couche conductrice de 0.3 $\Omega.m$ est située à une distance de 76 m et a une épaisseur moyenne de 4.2 m. Ces valeurs correspondent bien avec les valeurs connues dans les GTP28, 30 et 32. Le modèle, l'ajustement des courbes mesurée et calculée au récepteur R_{x1} , ainsi que la colonne lithologique dans le GTP32 sont illustrées sur la figure 8.11.

8.6.3 Résolution des couches de l'haite et de la brèche

En termes de résistivité électrique la brèche est une zone de transition entre la halite très résistante et la calcilutite très conductrice. Elle est constituée de deux parties : une partie inférieure incluant des fragments de sel et une partie supérieure

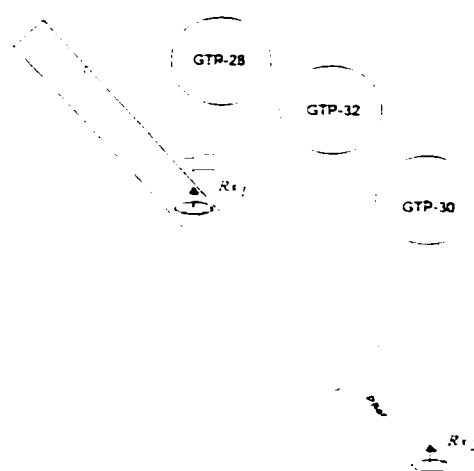


FIG. 8.10: Configuration du dispositif utilisé à la station X1.

avec des fragments de calcilutite. Il existe une baisse progressive de la résistivité de la brèche du bas vers le haut. Dans ce cas les interfaces halite – brèche et brèche – calcilutite ne semblent pas présenter un contraste de résistivité suffisamment élevé pour être déterminé par la TDEM. Cependant, d'autres méthodes géophysiques pourraient être utilisées, tels que le sonar et/ou le radar pour déterminer l'épaisseur de la halite et de la brèche séparément (Ramos, 1998).

8.6.4 Résolution de la couche aquifère

Pour chaque sondage TDEM interprété, une matrice de résolution a été calculée (Meju, 1994). Cette matrice donne une mesure du degré de résolution de chaque paramètre et indique s'ils peuvent être déterminés indépendamment les uns des autres. Si la matrice est proche de la matrice d'identité cela veut dire que les paramètres sont bien résolus et qu'ils ne dépendent pas de l'estimation les uns des autres.

TAB. 8.7: *Résultats de l'inversion des données EM47 et EM37 au point X1 (récepteur Rr₁).*

Couche	Roche	Résistivité ($\Omega \cdot m$)			épaisseur (m)		
		ρ_{min}	ρ	ρ_{max}	h_{min}	h	h_{max}
1	Sel	-	1000	-	21	25.1	28
2	Brèche	-	20	-	12	16.4	21.5
3	Calcilutite 1	0.92	1.2	1.3	-	-	-
1	Sel	-	1000	-	-	25.2	-
2	Brèche	-	20	-	-	16.4	-
3	Calcilutite 1	-	1.35	-	16.6	27.6	39
4	Anhydrite	-	1000	-	1.2	2.5	-
5	Calcilutite 2	-	1.2	-	18.5	20.7	24.3
6	Grès	-	0.3	-	1.8	4.2	7.4
7	Calcilutite 3	-	1.0	-	7	10	18
8	Schistes	-	4.0	-	-	-	-

Nous avons vu dans la section 8.4.1.1 que la zone aquifère peut être résolue uniquement dans les cas où son épaisseur est supérieure à 2.5 m. Le Tableau 8.8 montre la matrice de résolution des épaisseurs du modèle obtenu pour le site X1. Dans un premier temps toutes les épaisseurs sont libres lors de l'inversion (partie supérieure du tableau). La couche aquifère a une épaisseur de 4.2 m qui est relativement bien résolue (0.64). Dans un deuxième temps nous avons tenté d'augmenter la résolution de cette couche en imposant des contraintes sur les épaisseurs des couches de sel et brèche (partie inférieure du tableau). En utilisant le même modèle que dans le premier cas, la matrice de résolution montre que la valeur sur la diagonale augmente de 0.64 à 0.83. On gagne donc sur la résolution de l'épaisseur des grès.

Le même test est effectué avec le modèle obtenu pour le site I5 (Tableau 8.9). Rappelons qu'à I5 l'épaisseur du grès aquifère est estimée à 1.9 m, c'est-à-dire pratiquement non détectable pour la TDEM. Comme on pouvait s'y attendre, cette épaisseur est très mal résolue (0.36), et le fait de fixer les épaisseurs des deux premières couches n'améliore pas ce résultat.

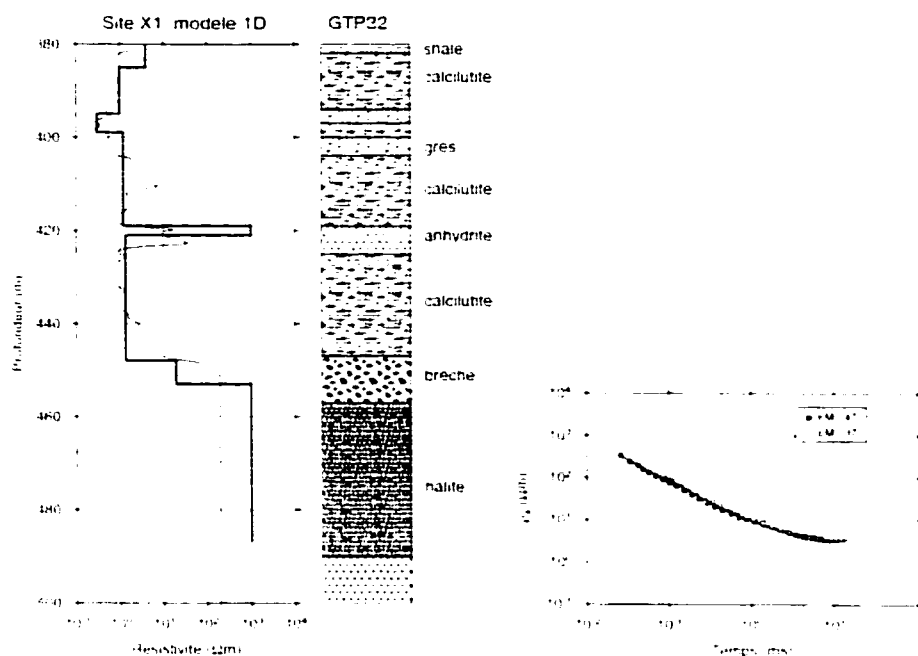


FIG. 8.11: *Modèle 1D, lithologie dans le GTP32 et ajustement des courbes mesurée et calculée pour le site X1.*

8.6.5 Présence d'eau dans la couche de calcilutite

Nous avons investigué la possibilité que la calcilutite au-dessus de la brèche contienne de l'eau. En utilisant la résistivité moyenne de la calcilutite non-saturée ($1.3 \Omega.m$), la résistivité mesurée des saumures ($0.1 \Omega.m$), et en appliquant la loi d'Archie modifiée pour prendre en considération la présence du matériau argileux, nous avons calculé la résistivité de la calcilutite qui aurait été mesurée, si le contenu en eau était de 0, 5, 10, 20 ou 100%. Ces résultats sont présentés dans le Tableau 8.10.

Pour chaque sondage EM47 des inversions sur des modèles à trois couches (halite, brèche et calcilutite) ont été effectuées, comme cela a été présenté pour les sites I5 et X1. La résistivité des deux premières couches a été fixée et leurs épaisseurs

TAB. 8.8: *Résolution des épaisseurs des couches obtenue par l'inversion des données au site X1. T=épaisseur*

Couche	1	2	3	4	5	6	7	T(m)	Roche
1	0.91							27.2	Sel
2	0.29	0.1						8.4	Brèche
3	0.0	0.0	0.85					31.1	Calcilutite 1
4	0.0	0.0	0.13	0.62				5.8	Anhydrite
5	0.0	0.0	0.13	0.3	0.31			13.4	Calcilutite 2
6	0.0	0.0	0.0	0.2	0.13	0.64		4.2	Grès
7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.13	0.31	0.16	9.9	Calcilutite 3
Couche	1	2	3	4	5	6	7	T(m)	Roche
1	Fix							27.2	Sel
2	0.0	Fix						8.4	Brèche
3	0.0	0.0	0.88					31.1	Calcilutite 1
4	0.0	0.0	0.13	0.81				5.8	Anhydrite
5	0.0	0.0	0.13	0.3	0.68			13.4	Calcilutite 2
6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.83		4.2	Grès
7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.15	9.9	Calcilutite 3

ont été laissées libres. Une valeur de la résistivité de la calcilutite a été estimée à chaque sondage. La figure 8.12 montre la distribution des valeurs obtenues et les limites maximale et minimale des résistivités, telles qu'obtenues à chacun des sites. On observe que la moyenne de ces valeurs ne descend jamais plus bas que 0.9 $\Omega.m$ et se situe généralement entre 1.0 et 1.4 $\Omega.m$. Par conséquent, on peut présumer que la couche de calcilutite contient moins que 5% de saumures.

8.6.6 Cartes des épaisseurs

En vue d'établir des facteurs de sécurité pour l'exploitation de la mine il est indispensable de déterminer l'épaisseur du sel et de la brèche, ainsi que la distance verticale entre le toit de la mine et les grès aquifères. Le tableau 8.11 résume l'interprétation 1D pour chacun des sites TDEM et présente l'épaisseur de la couche de sel, celle de la couche sel+brèche, l'épaisseur des grès et la distance de cette couche au plafond de la mine. Les mêmes paramètres, mais observés dans les forages GTP sont présentés dans le Tableau 8.12.

TAB. 8.9: *Résolution des épaisseurs des couches obtenue par l'inversion des données au site I5. T=épaisseur.*

Couche	1	2	3	4	5	6	7	T(m)	Roche
1	0.79							19.8	Sel
2	0.4	0.24						12.6	Brèche
3	0.0	0.0	0.94					19.8	Calclutite 1
4	0.0	0.0	0.13	0.87				10.5	Anhydrite
5	0.0	0.0	0.13	0.18	0.33			11.4	Calclutite 2
6	0.0	0.0	0.0	0.15	0.25	0.36		1.9	Grès
7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.31	0.34	0.36	9.5	Calclutite 3
Couche	1	2	3	4	5	6	7	T(m)	Roche
1	Fix							19.8	Sel
2	0.0	Fix						12.6	Brèche
3	0.0	0.0	0.95					19.8	Calclutite 1
4	0.0	0.0	0.0	0.88				10.5	Anhydrite
5	0.0	0.0	0.0	0.21	0.3			11.4	Calclutite 2
6	0.0	0.0	0.0	0.15	0.26	0.44		1.9	Grès
7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.28	0.36	0.33	9.5	Calclutite 3

TAB. 8.10: *Résistivité estimée de la calclutite en fonction du contenu en eau*

Contenu en eau (%)	0	5	10	20	100
Résistivité ($\Omega.m$)	1.3	0.93	0.7	0.44	0.1

En étudiant ces deux tableaux on constate une très bonne corrélation entre les modèles TDEM et la stratigraphie connue. Il existe une faible différence entre l'épaisseur du sel obtenue par les modèles TDEM et celles mesurée dans les forages. On peut attribuer cette différence à quatre causes possibles : (1) le problème d'équivalence des modèles TDEM ; (2) La non uniformité des résistivités du modèle stratigraphique d'un point à l'autre (nous avons fixé les résistivités des 8 couches du modèle de départ) ; (3) la distance entre les points TDEM et les GTP ; (4) la précision avec laquelle le niveau de la mine a été déterminé dans les GTP.

Nous disposons donc de deux ensembles de modèles - le premier relié aux données des GTP, le deuxième - aux données TDEM. Pour cartographier les paramètres voulus (l'épaisseur de la couche sel+brèche et la distance à la couche aquifère) nous avons combiné ces deux ensembles de données et nous avons effectué un co-krigeage des

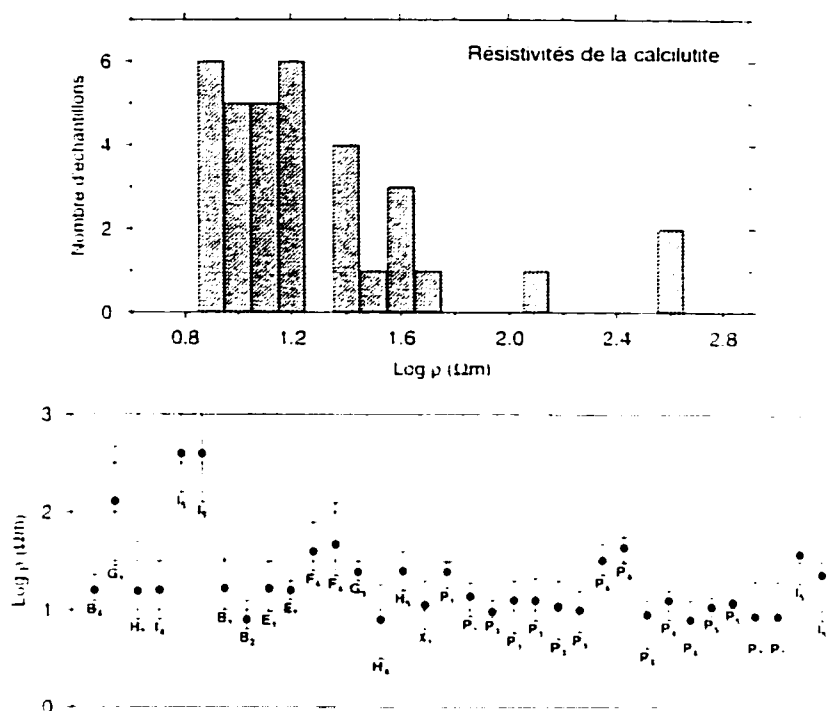


FIG. 8.12: *Distribution de la résistivité de la calclutite.*

données (Marcotte (1991)). Le co-krigeage est un outil mathématique d'interpolation et d'extrapolation qui utilise les statistiques spatiales entre une variable, dite *première variable*, et une variable, dite *deuxième variable*, dans le but d'améliorer l'estimation de la variable primaire dans les points où l'information n'existe pas.

- *Épaisseur du sel et de la brèche*

La carte illustrant la distribution des épaisseurs est montré sur la figure 8.13. Pour le co-krigeage des données GTP et TDEM un modèle sphérique, omnidirectionnel a été utilisé. L'effet de pépite, le plateau et la portée ont été respectivement 30.60, 700 m. L'erreur estimée à chaque point de mesure est de ± 1.5 m. En général on observe que cette couche est plus épaisse (environ 36 m) dans la partie nord de la mine, autour du GTP37 et à l'est vers le puits CPX01. Dans la partie sud l'épaisseur diminue et

TAB. 8.11: Valeurs obtenues par l'inversion des données TDEM pour les épaisseurs du sel, de la brèche et du grès aquifère. Les valeurs sont en mètres.
 T =épaisseur D =distance.

Nom du Site	T (m) Sel	T (m) Sel+brèche	T (m) Grès	D (m) Grès	GTP
H1	25.2	29.9	1.97	91	8
H4	21.7	29.9	2.63	80.9	42
H5	21.5	30.8	4.69	83.4	8
H7	24.4	28.9	3.78	77.4	
G1-off2	27.2	33	2.12	143.8	37
G1-c2	39.9	45.4	1.3	141.1	37
G3	25.8	34.9	3.13	73.3	8
F4	24.4	35.2	6.4	101.7	33.20
B1	26.7	37.3	0.56	67.8	24
B2	23	28.1	1.5	47.7	24.cpx5
B4	26.3	31.2	3.93	84.1	43
E1	17.3	25.7	1.46	94.8	20.23
I4-c1	26.7	30.7	4.3	109.1	25
I4-off3	30.3	35.1	6.27	76.4	25
I5-off2	23.8	45	0.5	75.7	25
I5-off1	40.7	44.1	2.6	112	27
I5-off2	39.4	40.4	3.1	108.2	27
X1	30.1	34.9	4.48	77.1	23.28.32
P5-off1	10.5	20.4	1.7	90.7	41
P1-c	11.4	23.2	2.1	64.1	43
P1-off	20	30.4	0.6	79.7	41
P3-off2	7.1	13.7	1.8	49.9	41
P3-off5	4.4	20.1	-	-	
P4-off1	6.2	14.4	0.3	73.1	41
P4-off5	9.5	23.7	-	-	41
P7-off2	10.2	16.3	-	-	Cpx2

autour du CPX02 elle est de 23 m.

- Épaisseur des grès et distance à cette couche

Les cartes représentant l'épaisseur des grès et la distance entre leur base et le toit de la mine sont présentées sur les figures 8.14 et 8.15. Le co-krigeage des données GTP et TDEM a été effectué dans les deux cas avec des paramètres (0, 5.1, 600 m) et (0, 450, 1500 m) respectivement. Les grès aquifères semblent être moins épais (moins de 3 m) dans la partie est et ouest de la mine. Des épaisseurs plus importantes que 4 m

TAB. 8.12: Valeurs obtenues dans les GTP pour les épaisseurs du sel, de la brèche et du grès aquifère. Les valeurs sont en mètres. T =épaisseur. D =distance.

Nom GTP	T (m) Sel	T (m) Brèche	T (m) Sel+brèche	T (m) Gres	D (m) Grès
CP-502	25.9	15.3	41.3	-	-
CP-605	37.0	15.0	52.0	-	-
CP-615	28.7	12.0	40.7	-	-
CPX-01	33.0	16.0	49.0	5.4	35.9
CPX-02	15.0	6.0	21.0	1.8	73.5
CPX-05	13.0	13.4	26.4	-	-
GTP 5	19.2	10.3	29.5	-	-
GTP 8	21.7	6.6	28.3	-	-
GTP 21	23.3	10.0	33.4	4.7	99.7
GTP 22	26.1	14.6	41.3	7	102.1
GTP 23	22.3	7.1	29.3	7.5	37.16
GTP 24	33.0	4.0	37.0	5.6	73.76
GTP 25	25.7	3.1	33.8	-	-
GTP 27	21.4	7.9	29.3	1.1	117.4
GTP 28	32.5	5.7	38.2	4.7	34.34
GTP 30	35.0	9.4	44.4	5.3	93.12
GTP 31	22.3	7.5	29.8	7	98.8
GTP 32	21.4	4.5	25.9	4.1	38.59
GTP 33	23.8	5.9	29.7	2	106.49
GTP 34	22.2	6.9	28.9	2.1	93.9
GTP 35	15.4	10.2	25.6	3.6	74.12
GTP 36	21.7	9.9	31.5	5.3	106.2
GTP 37	24.9	17.9	42.7	3.5	122.07
GTP 41	14.7	10.5	25.2	2.9	56.1
GTP 42	19.6	10.3	30.3	1.2	32.38
GTP 43	23.5	3.0	31.5	3.6	67.28
PKC-6	23.9	9.8	33.7	0.8	90.91
PKC-7	9.9	14.5	24.3	4.5	69.57

sont observées dans les parties centrale (CPX05, GTP24) et sud-est (GTP23, X1). Il faut cependant se rappeler qu'à Taquari-Vassouras la TDEM n'est pas sensible aux épaisseurs des grès aquifères plus petites que 2.5 m. Par conséquent, toutes les régions qui montrent des épaisseurs de moins de 2.5 m peuvent également être des zones aquifères. La couche aquifère semble être située à des distances de plus de 110 m autour des stations G1 et F4 et des GTP37, GTP33 et GTP2. Au sud, près des sites B1, S5, S3 et S7, elle est plus proche du toit de la mine (moins de 80 m).

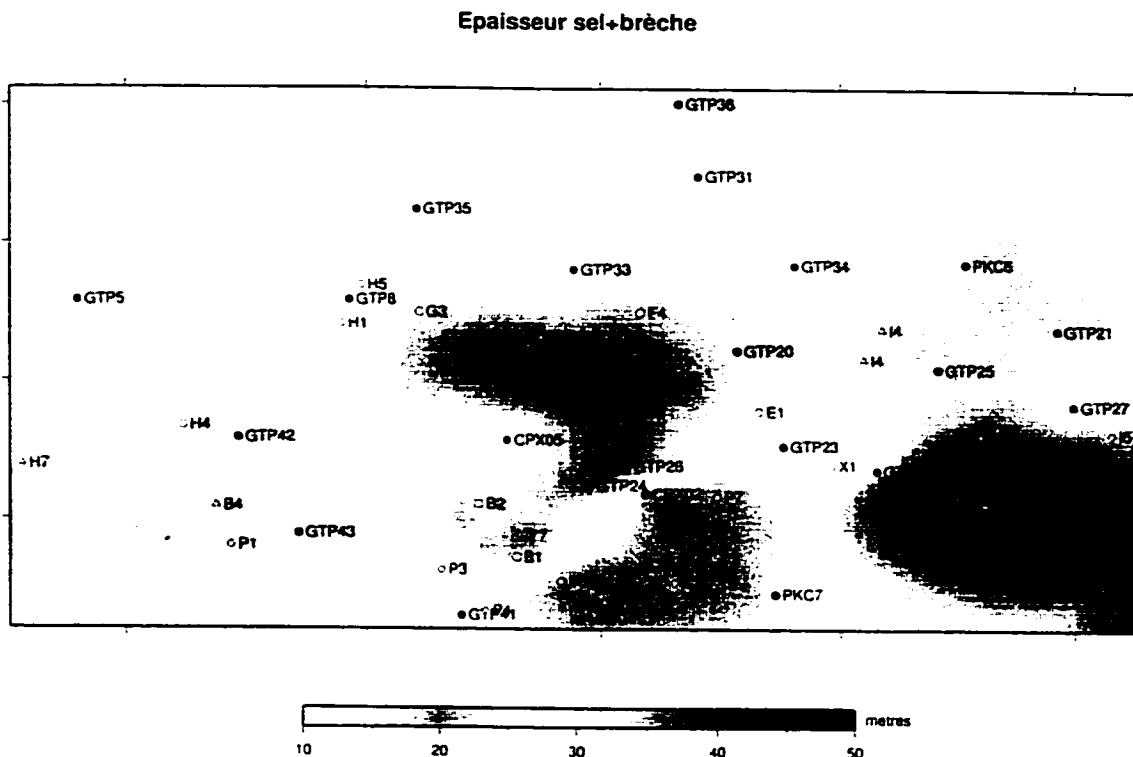


FIG. 8.13: Carte des épaisseurs des couches sel+brèche. La carte est obtenue par co-krigeage des données des GTP avec les données TDEM comme seconde variable.

8.7 Conclusions

Dans la mine Taquari-Vassouras nous avons utilisé la méthode TDEM pour détecter une couche de grès aquifère et pour cartographier l'épaisseur du sel au-dessus de la mine. Nous avons effectué 39 sondages TDEM dans différents panneaux de la mine. L'interprétation des données enregistrées à chacun des sites et les résultats obtenus ont permis d'établir quelques conclusions. Ainsi :

Pour les mesures :

- Les dispositifs TDEM utilisés doivent être choisis de manière à pouvoir

Epaisseur des grès

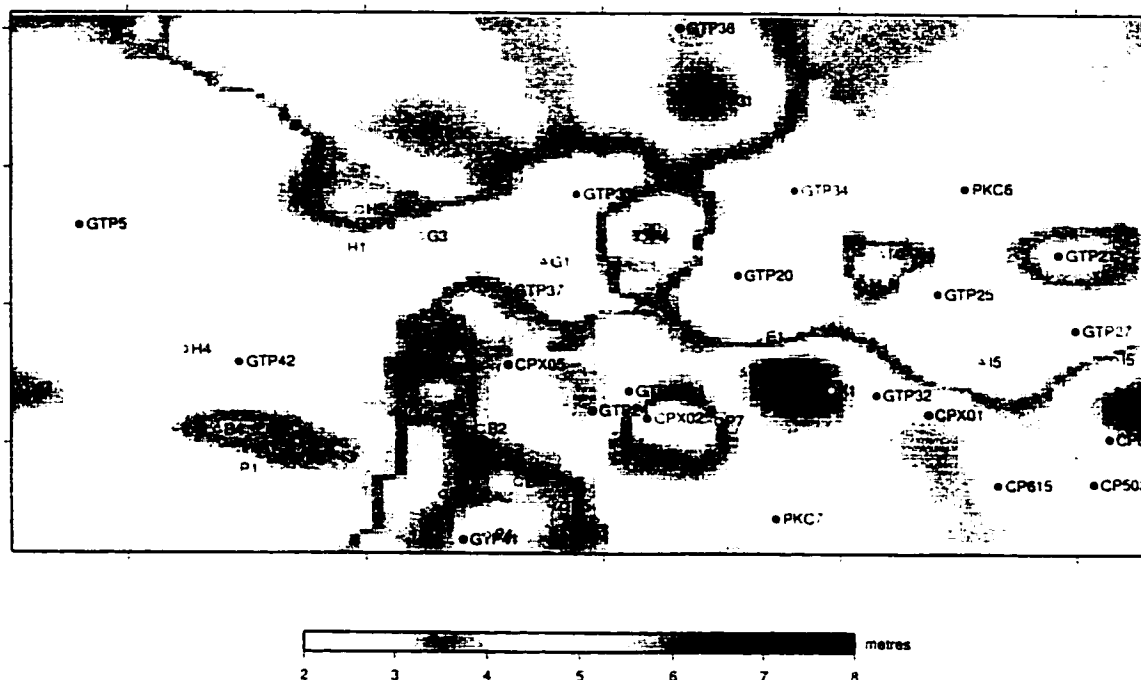


FIG. 8.14: Carte des épaisseurs des grès aquifères. La carte est obtenue par co-krigeage des données des GTP avec les données TDEM comme seconde variable.

assurer une profondeur d'investigation entre 40 et 90 m à partir des galeries. L'expérience a montré que des moments magnétiques supérieurs à $30,000 \text{ Am}^2$ doivent être utilisés et que les mesures doivent être effectuées dans un large délai de temps ;

- La technique doit avoir également une grande résolution verticale, suffisante pour détecter des épaisseurs de l'ordre de 2 à 5 m ;
- Les sites de mesure doivent se trouver suffisamment loin des convoyeurs et de la machinerie minière, des agrégats de ventilation électriques, ou tout autre objet métallique, dont l'interférence sera nuisible aux mesures.

Pour l'interprétation :

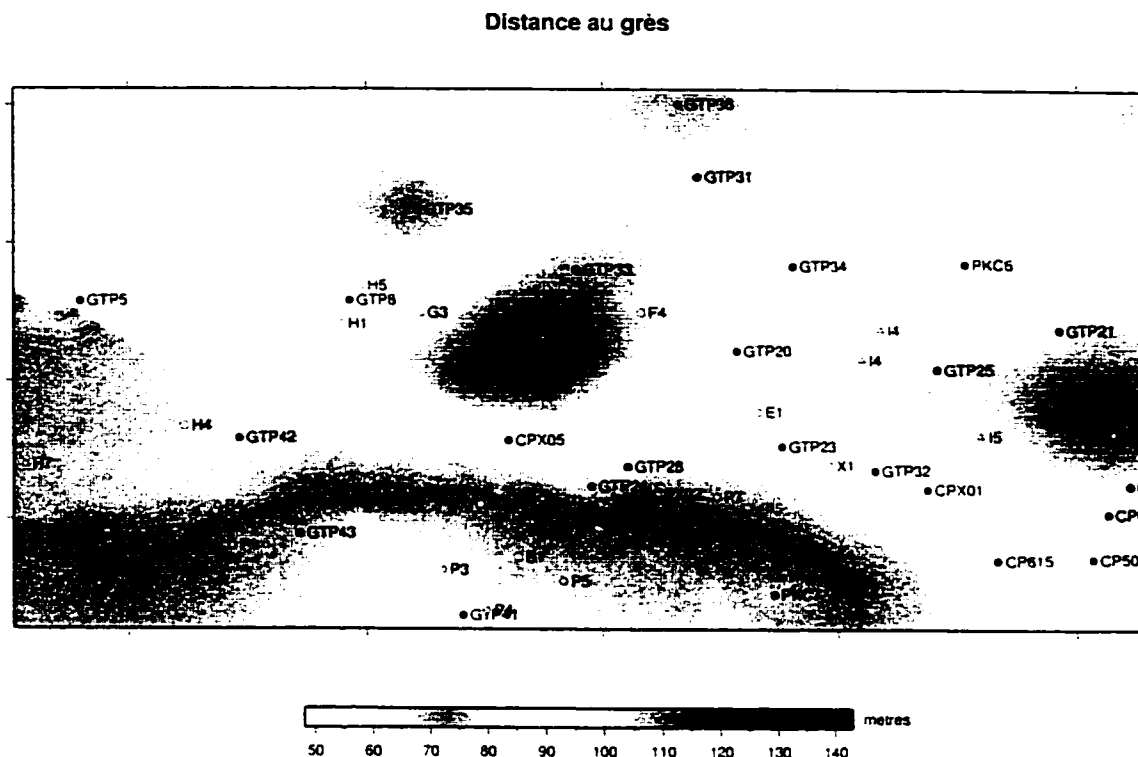


FIG. 8.15: Carte des distances entre le toit de la mine et la base des grès aquifères. La carte est obtenue par co-krigeage des données des GTP avec les données TDEM comme seconde variable.

- La TDEM a permis l'identification des couches de forte conductivité, typiquement associées avec les roches poreuses, saturées en eau salée, même si celles-ci se trouvent intercalées dans les roches très conductrices, telles que la calcilutite et les calcaires argileux ;
- La zone aquifère *au-dessus* des galeries peut être relativement bien déterminée, à condition que cette couche se situe à une distance inférieure à 80 m et/ou si son épaisseur est supérieure à 2.5 m ;
- L'épaisseur totale du sel et de la brèche est très bien résolue. Dans certains panneaux les deux couches ne peuvent pas être remplacées par une seule et la brèche doit être incluse dans le modèle pour ajuster les

données :

- Un facteur important pour l'interprétation est le choix d'un bon modèle de départ, avec des contraintes au moins sur les résistivités des couches. La construction de ces modèles doit être faite sur la base de toute l'information géologique et/ou géophysique disponible.

Chapitre 9

Synthèse de l'étude

Au cours de cette thèse nous avons développé et présenté deux nouvelles techniques d'interprétation des données TDEM. Nous avons exploré *pourquoi* il est fructueux d'interpréter conjointement les données TDEM enregistrées en différents modes de mesure et *comment* on peut utiliser les caractéristiques du champ magnétique transitoire pour localiser la position verticale des couches conductrices lors de mesures en mine. Cette synthèse présente les conclusions particulières et les modalités pratiques concernant : (1) l'inversion conjointe des données TDEM; (2) la modélisation 17 du champ TDEM dans l'espace entier; (3) l'utilisation conjointe de la TDEM avec la MT pour la caractérisation des aquifères profonds et finalement, (4) l'utilisation de la méthode TDEM dans les mines de potasse.

9.1 Inversion conjointe des données TDEM

Nos études se sont portées sur les avantages et l'utilité d'effectuer une inversion conjointe des données TDEM. L'analyse des réponses de nombreux modèles a permis d'aboutir aux principales conclusions suivantes :

- L'inversion conjointe améliore l'interprétation des données enregistrées en déport lorsque l'épaisseur de la première couche est petite. Dans les

autres cas l'interprétation individuelle en mode central ou en déport est suffisante pour retrouver le modèle du sous-sol :

- La convergence et la résolution des terrains sont meilleures lors d'une inversion conjointe :
- L'effet de polarisation provoquée, qui affecte essentiellement les données en mode central, peut être partiellement réduit lors de l'interprétation en inversant simultanément les données centrales et en déport :
- L'inversion conjointe peut être utilisée comme indicateur de géométrie 2D/3D des structures locales :
- L'inversion conjointe présentée ici pour le cas de deux ensembles de données TDEM peut être généralisée pour plusieurs configurations de mesure :
- L'amélioration de l'interprétation, obtenue par l'inversion conjointe des données TDEM est effectuée avec un minimum de temps supplémentaire lors de mesures et sans aucune modification des dispositifs habituels.

9.2 Interprétation 4π

Les résultats nous ont permis d'analyser la nature du champ électromagnétique transitoire dans un tel environnement, ainsi que de porter un jugement sur l'efficacité de l'interprétation de surface lors des mesures souterraines. Le travail a été consacré à l'étude de la déformation du champ électromagnétique secondaire engendrée par le phénomène de diffusion du champ EM transitoire dans l'espace entier.

La réponse TDEM à l'intérieur d'un milieu horizontalement stratifié a été examinée en modélisant des données TDEM dans le cas typique d'une mine de potasse et les conclusions suivantes ont été dégagées :

- La polarité du champ magnétique vertical h_z demeure inchangée lorsque les couches conductrices sont situées au-dessus ou au dessous du site de mesure. Par conséquent, h_z ne peut pas être utilisé pour distinguer la localisation verticale d'une couche conductrice. De plus, l'interprétation 2 π des données 4 π , dérivée du h_z , va fortement surestimer la conductivité des couches :
- La polarité et la forme du champ horizontal h_x pour une configuration en déport dépend de la position verticale (au-dessus de ou au dessous) des couches conductrices. Quand le champ est mesuré ou calculé sur une portée de temps suffisamment large, un double renversement de polarité est observé sur les courbes. Le temps où ces renversements de polarité apparaissent dépend fortement des paramètres de la couche conductrice :
- Les données TDEM enregistrées à l'intérieur de la mine peuvent être interprétées avec la technique 2 π habituelle si un des deux demi-espaces est suffisamment résistant :
- La modélisation en mode de transmission montre que même dans un environnement très conducteur, la tension enregistrée en profondeur est suffisamment forte pour être mesurée. La vitesse de diffusion et la magnitude du champ secondaire dépendent fortement de la conductivité et de l'épaisseur des couches.

9.3 Utilisation conjointe de la TDEM avec la MT

L'application de l'inversion conjointe et l'utilisation simultanée des méthodes TDEM et MT ont été utilisées pour proposer un modèle hydro-géologique du sous-bassin de Chasco. D'un côté cette étude a permis d'établir la géométrie de l'aquifère profond et de déterminer la possibilité de contamination de l'eau souterraine par le dépotoir de Santa Catarina. D'autre côté, l'expérience a mis en évidence l'intérêt de l'utilisation simultanée des méthodes TDEM et MT. Les conclusions suivantes peuvent être dégagées :

- Les dispositifs de mesure en TDEM peuvent facilement être adaptés pour permettre l'exploration des terrains à diverses profondeurs. Des cadres plus petits assurent une bonne résolution des couches superficielles, tandis que les grands cadres permettent d'explorer les structures profondes ;
- La méthode MT possède une grande profondeur d'exploration, permet la mise en place relativement rapide des sites de mesure et offre une large gamme de paramètres utiles pour déterminer la distribution des résistivités en profondeur ;
- Le dispositif en TDEM utilise des boucles d'émission sans contact direct avec le sol. Cet avantage est très important lorsque les mesures doivent être effectuées sur des terrains secs ou rocheux et où les stations MT ne peuvent pas être installées ;
- L'interprétation conjointe TDEM/MT permet la correction du niveau des courbes de résistivité apparente MT par le niveau des courbes TDEM, ces dernières n'étant pas affectées par le static-shift ;

- L'interprétation conjointe des données TDEM/MT permet de mieux déterminer les modèles géoélectriques, en ayant la contrainte des modèles TDEM sur les terrains proches de la surface.

9.4 Utilisation de la méthode TDEM dans les mines de potasse

Les prospections dans la mine Taquari-Vassouras ont démontré le potentiel de la méthode TDEM pour la détection de couches aquifères, situées à des grandes distances des galeries souterraines. La TDEM a permis l'identification des couches de forte conductivité, typiquement associées avec les roches poreuses, saturées en eau salée, même si celles-ci se trouvent intercalées dans les roches très conductrices, telles que la calcilutite et les calcaires argileux. Les trois campagnes de mesure, ayant fourni la principale base de données pour tester l'interprétation [7], ont également permis de mettre en évidence les faits suivants :

- Les dispositifs TDEM utilisés doivent être choisis de telle manière qu'ils doivent assurer une profondeur d'investigation suffisante pour atteindre les couches cibles :
- La technique doit également avoir une grande résolution verticale, suffisante pour détecter des couches relativement minces, en occurrence avec des épaisseurs de l'ordre de 2 à 5 m :
- Les dispositifs TDEM doivent se trouver suffisamment loin des convoyeurs et de la machinerie minière, des agrégats de ventilation électriques, ou tout

autre objet métallique, dont la présence est une source importante de bruit EM qui peut rendre l'interprétation difficile, voir impossible :

- La mise en place des stations TDEM, avec de grands cadres d'émission, suppose l'utilisation des espaces et des panneaux déjà existants. Par conséquent, la TDEM peut être utilisée principalement pour détecter des cibles conductrices situées au-dessus ou au-dessous du site de mesure, mais ne peut pas détecter des zones saturées, situées horizontalement en avant, en devançant les travaux miniers :
- L'utilisation complémentaire d'autres méthodes géophysiques, telles que le géo-radar, le sonar ou la sismique, permettra de mieux contraindre l'interprétation des données TDEM :
- Un facteur important pour l'interprétation TDEM est le choix d'un bon modèle de départ, avec des contraintes au moins sur les résistivités des couches. La construction de ces modèles doit être faite sur la base de toute l'information géologique et/ou géophysique disponible.

Chapitre 10

Conclusions et perspectives

Les travaux présentés dans cette thèse avaient pour objectif l'élaboration de nouvelles techniques d'interprétation des données TDEM, en vue d'une meilleure connaissance et délimitation des aquifères profonds. Pour atteindre les objectifs fixés nous avons appliqué la technique d'inversion conjointe des données TDEM qui a permis d'améliorer nettement la résolution des terrains en profondeur et de diminuer considérablement l'effet du bruit EM. De même, nous avons développé une nouvelle technique d'interprétation des données transitoires, lorsque les sondages TDEM sont effectués à l'intérieur des galeries de mine.

Le travail effectué dans le cadre de cette thèse a permis pour la première fois :

- d'évaluer les avantages de l'inversion conjointe de deux ou plusieurs ensembles de données TDEM ;
- de diminuer l'effet des structures 2D-3D et de la polarisation provoquée lors de l'interprétation 1D des données TDEM en effectuant une inversion conjointe de plusieurs ensembles de données ;
- d'étudier l'effet des structures conductrices sur le champ électromagnétique transitoire enregistré à l'intérieur de la séquence à investiguer ;

- d'établir les critères pratiques pour distinguer les effets des couches situées au-dessus ou au-dessous du point de mesure ;
- de valider l'application de la méthode TDEM dans les galeries de mine.

À travers ce mémoire nous avons montré l'utilité de l'inversion conjointe en TDEM, et en particulier lorsque des phénomènes de polarisation provoquée sont présents. Une recommandation serait d'incorporer à la technique d'inversion conjointe en TDEM une formulation du modèle Cole-Cole, de façon à pouvoir intégrer et retrouver les paramètres des milieux polarisables.

Nos travaux ont nécessité l'écriture d'une routine informatique, permettant de calculer la réponse transitoire dans un espace entier. Une prochaine étape pourra être l'intégration de ce module dans un code d'inversion. La prise en compte des demi-espaces au-dessus et au-dessous du point de mesure devrait permettre de mieux estimer le modèle géoelectrique lors des mesures souterraines.

Dans cette thèse nous avons fourni à notre connaissance la première application de routine de la méthode TDEM dans les galeries d'une mine. Le travail répondait aux besoins qu'avait émis la CVRD pour la mine de Taquari-Vassouras. Cependant, les résultats obtenus laissent envisager l'élargissement du domaine d'application de la technique proposée. La mise en place des sondages et l'interprétation des données TDEM présentées ici ne se limitent pas uniquement aux mines de potasse et pourront avantageusement être mises à profit dans différentes prospections minières (avec des gisements stratiformes), environnementales, géotechniques ou civiles, impliquant des mesures souterraines dans un milieu stratifié.

Bibliographie

- ALVAREZ, A. (1991). Geophysical Determination of Buried Geological Structures and their Influence on Aquifer Characteristics. *Geoexploration*, 27, 1-24.
- ANDERSON, W. (1979). Computer Program Numerical Integration of Related Hankel Transforms of Orders 0 and 1 by Adaptive Digital Filtering. *Geophysics*, 44, 1287-1305.
- ANDERSON, W. (1984). Fast evaluation of Hr and Hz field soundings near a rectangular loop source on a layered earth. Technical Report 10, USGS Open-file report 84-257.
- ANNAN, A. P., DAVIS, J. L. et GENDZWILL, D. (1988). Radar sounding in potash mines, Saskatchewan, Canada. *Geophysics*, 53, 1556-1564.
- ARCHIE, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *J. Petrol. Technol.* 5.
- ARNASON, K. (1995). A consistent discretisation of the electromagnetic field in conducting media and application to the TEM problem. *Int. Symp. on Three-Dimensional Electromagnetics*, 167-169.
- ASTER, M. L. (1971). Géophysique appliquée la l'hydrogéologie. Masson.

- AUBERT, M., CAMUS, G. et FOURNIER, C. (1984). Resistivity and Magnetic Surveys in Groundwater Prospections in Volcanic Areas - Case History Maar of Beaunit, Puy de Dome, France. *Geophysical Prospecting*, 32, 554-563.
- AUKEN, E. (1995). 1D Time-Domain Electromagnetic Interpretation over 2D-3D Structures. Dans *SAGEEP Meeting, Orlando, Florida*, 329-337.
- AYERS, J. F. (1989a). Application and Comparison of Shallow Seismic Methods in the Study of an Alluvial Aquifer. *Ground Water*, 27, 550-563.
- AYERS, J. F. (1989b). Conjunctive use of Geophysical and Geological Data in the Study of an Alluvial Aquifer. *Ground Water*, 27, 625-632.
- BAHR, K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data : A classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 24, 38.
- BATES, C. R., PHILLIPS, D. et HOEKSTRA, B. (1991). Geophysical survey for fracture mapping and solution cavity delineation. *Ground Water Management*, 7, 659-673.
- BERDICHEVSKI, M. N. et DIMITRIEV, V. I. (1976). Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves. Dans *Geoelectric and Geothermal Studies*, Édité par A. Adam, Akad. Kiado, Budapest, 165-221.
- BEREZ, M. et HAENHL, F. P. (1991). Application of Ground Penetrating Radar Methods in Hydrogeologic Studies. *Ground Water*, 29, 375-385.
- BERNARD, J., VACHETTE, C. et VALLA, P. (1990). Deep Ground Water Survey with Audiomagnetotelluric Soundings. Dans *SEG Proceeding book, San Francisco*.
- BERNARD, J. et VALLA, P. (1991). Groundwater Exploration in Fissured Media with Electrical and VLF Methods. *Geoexploration*, 27, 81-91.

- BROOKS, G., OLYPHANT, G. et HARPER, D. (1991). Application of Electromagnetic Techniques in Survey of Contaminated Groundwater at an Abandoned Mine Complex in Southwestern Indiana, USA. *Environ. Geol. Water Sci.*, 18, 39-47.
- BUSELLI, G., BARBER, C., DAVIS, G. B. et SALAMA, R. B. (1989). Detection of Groundwater Contamination Near Waste Disposal Sites with Transient Electromagnetic and Electrical Methods. *Geotechnical and Environmental Geophysics*, 11, 27-39.
- CAGNARD, L. (1953). Basic theory of the magnitotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- CAMPOS, J., MARQUEZ, L. et SEGURA, R. (1997a). Geophysical characterization of hydrogeologic systems. *The Leading Edge*, 16, 1769-1773.
- CAMPOS, J., RODRIGUEZ, O., CHAVEZ, R., GOMEZ, P., FLORES, E. et BIRCH, F. (1997b). The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data. *Geophysics*, 62, 23-35.
- CARVALHO, A., ALVES, E. et CHAVES, A. (1995). Geology of the Taquari-Vassouras potash mine, Sergipe EState, Brasil. Dans *Proceedings of SME Annual Meeting, Colorado*, number 95-17.
- CHOUTEAU, M. et KRIVICHIEVA, S. (2000). TDEM mapping of the aquifer sandstone and the sedimentary layers above the potash ore level at the Taquari-Vassouras mine (Brazil) : Filling the gaps. Technical report, Companhia Vale do Rio Doce, Rosario do Catete, SE. 49760-000 Brazil.
- CHOUTEAU, M., KRIVICHIEVA, S. et CARVALHO, A. (1999). Application of in-mine time-domain electromagnetic methods for mine planing and safety at Taquari-Vassouras potash mine. Dans *101st annual general meeting of CIM*, 132.

- CHOUTEAU, M., KRIVOCHIEVA, S., RODRIGUEZ, R., GONZALEZ, T. et JOUANNE, V. (1995). Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico basin) using magnetotelluric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, *31*, 85–106.
- CHOUTEAU, M., PHILLIPS, G. et PRUGGER, A. (1997). Mapping and monitoring softrock mining. Dans *Proceedings of Exploration 97*, Édité par A. Gubins.
- CHRISTENSEN, N. (1990). Optimized Fast Hankel Transform Filters. *Geophysical Prospecting*, *38*, 545–568.
- CHRISTENSEN, N. (1995). Imaging and inversion of transient electromagnetic soundings. Dans *SAGEEP'95, Orlando, Florida*, 511–517.
- CHRISTENSEN, N. (1997). Two-dimensional imaging of transient electromagnetic soundings. Dans *SAGEEP'97, Reno, Nevada*, 397–406.
- CHRISTENSEN, N. et AUKEN, E. (1992). Simultaneous electromagnetic layered model analysis. Dans *Interdisciplinary Inversion Workshop*, Aarhus University.
- CHRISTENSEN, N. et SORENSEN, K. (1996). Pulled array continuous vertical electrical sounding (PA-CVES) with an additional inductive source. Dans *Proceedings of the SAGEEP'96, Keystone, Colorado*, 1–10.
- CONSTABLE, S., PARKER, R. et CONSTABLE, C. (1987). Occam's Inversion : A Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data. *Geophysics*, *52*, 289–300.
- DAS, U. (1995). A reformalism for computing frequency- and time-domain EM responses of a buried, finite-loop. Dans *Annual Meeting Abstracts*, Édité par S. O. E. Geophysicists, 811–814.

- DESCLOITRES, M. (1998). Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : Application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). Thèse de Doctorat, Université de Paris 6.
- DESCLOITRES, M., GUÉRIN, R., ALBOUY, Y., TABBAGH, A. et RITZ, M. (2000). Improvement in TDEM sounding interpretation in presence of induced polarization. A case study in resistive rocks of the Fogo volcano, Cape Verde Islands. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 1-18.
- DESCLOITRES, M., RITZ, M. et MOURGUES, P. (1995). TDEM Soundings for Locating Aquifers inside the Caldera of Fogo Active Volcano, Cape Verde Islands. Dans *Proceedings of the 2nd Meeting of EEGS-European section, Torino, Italy*, 110-114.
- DESCLOITRES, M., RITZ, M., ROBINEAU, B. et COURTEAUD, M. (1997). Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island : Implications for the quest for groundwater. *Water Resources Research*, 33, 13-19.
- DUCKWORTH, K. (1992). Detection of brine layers overlying potash mine operations by means of electromagnetic surveys. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 28, 109-116.
- EATON, P. et HOHMAN, G. (1989). A Rapid Inversion Technique for Transient Electromagnetic Soundings. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 53, 384-404.
- ECKHARD, M. N., HANSTEIN, T. et STRACK, K. M. (1994). Joint inversion of

transient electromagnetic and direct current measurements. *56th Meeting EAEG, Extended Abstracts, Session P125*.

EL-KALIOUBY, H., EL-DIWANY, E., HUSSAIN, S., HASHISH, E. et BAYOUMI, A. (1997). Optimum negative response of a coincident-loop electromagnetic system above a polarizable. *Geophysics*, *62*, 75-79.

ENDERS, A. L., CLEMENT, W. P. et RUDOLPH, D. (1997). Monitoring of a pumping test in an unconfined aquifer with ground penetrating radar. Dans *Proceedings of the SAGEEP'97, Reno, Nevada*, 483-492.

FITTERMAN, D. V. (1987). Examples of Transient Sounding for Ground-Water Exploration in Sedimentary Aquifers. *Ground Water*, *25*, 685-692.

FITTERMAN, D. V. (1989). Detectability Levels for Central Induction Transient Soundings. *Geophysics*, *54*, 127-129.

FITTERMAN, D. V. et ANDERSON, W. (1987). Effect of Transmitter Turn-Off Time on Transient Soundings. *Geoexploration*, *24*, 131-146.

FITTERMAN, D. V. et HOEKSTRA, P. (1984). Mapping salt-water intrusion with transient electromagnetic soundings. Dans *NWRA-EPA Conference on surface and borehole geophysical methods in groundwater investigations, San Antonio, TX*, 129-154.

FITTERMAN, D. V., MENGES, C., KAMALI, A. et JAMA, F. (1991). Electromagnetic mapping of buried paleochannels in Eastern Abu Dhabi Emirate, U.A.E. *Geoexploration*, *27*, 111-133.

FITTERMAN, D. V. et STEWARD, M. T. (1986). Transient Electromagnetic Sounding for Groundwater. *Geophysics*, *51*, 995-1005.

- FLIS, M., NEWMAN, G. et HOHMANN, G. (1989). Induced Polarization in Time-Domain Electromagnetic Measurements. *Geophysics*, 54, 514-523.
- FRISCHKNECHT, F. C. (1990). Application of geophysical methods to the study of pollution associated with abandoned and injection wells. *U.SGS Circular*, 1033, 73-77.
- FRISCHKNECHT, F. C. et RAAB, P. V. (1984). Time Domain Electromagnetic Soundings at the Nevada Test Site, Nevada. *Geophysics*, 48, 981-992.
- FULLAGAR, P. et REID, J. E. (1992). Conductivity-Depth Transformation of Fixed Loop TEM Data. *Exploration Geophysics*, 23, 515-519.
- GAMBLE, T. D., GOUBAU, W. M. et CLARKE, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44, 53-68.
- GENDZWILL, D. (1969). Underground applications of seismic measurements in a Saskatchewan potash mine. *Geophysics*, 34, 906-915.
- GENDZWILL, D. (1983). Interpretation of electromagnetic surveys in potash mines. Dans *Potash '83*, 143-148.
- GENDZWILL, D. et MARTIN, N. (1996). Flooding and loss of Patience Lake potash mine. *CIM Bulletin*, 89, 62-73.
- GENDZWILL, D. et PANDIT, B. (1980). A computer study of electromagnetic sounding in a potash mine. Dans *CSEG proceeding book*, 45-55.
- GENDZWILL, D. et STEAD, D. (1992). Rock mass characterization around Saskatchewan potash mine openings using geophysical techniques : a review. *Can. Geotech. J.*, 29, 666-674.
- GEONICS (1992). Geonics Groundwater Exploration Applications.

- GHOSH, D. P. (1971). The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. *Geophysical Prospecting*, 19, 192-217.
- GIROUX, B., CHOUTEAU, M., DESCLOITRES, M. et RITZ, M. (1997). Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. *Journal of Applied Geophysics*, 38, 77-96.
- GOLDMAN, M. (1988). Transient Electromagnetic Inversion Based on an Approximate Solution of the Forward Problem. *Geophysics*, 53, 118-128.
- GOLDMAN, M., ARAD, A., KAFRI, U., GILAD, D. et MELLUL, A. (1988). Detection of freshwater-seawater interface by the time domain electro-magnetic (TDEM) method in Israel. Dans *10th SWIM, Ghent*, 329-344.
- GOLDMAN, M., GILAD, D., RONEN, N. A. et MELLOUL, A. (1991). Mapping of Seawater Intrusion into the Coastal Aquifer of Israel by the Time Domain Electromagnetic Method. *Geop Exploration*, 28, 153-174.
- GONZALES-MORAN, T. (1992). Estudio hidrogeofísico de la subcuenca de Chalco : evaluación de impacto ambiental del basuero de Santa Catarina. Thèse de Doctorat, UNAM, Mexico.
- GREENHOUSE, J. P. et HARRIS, R. D. (1983). Migration of Contaminants in Groundwater at a Landfill : A Case of study : DC, VLF and Inductive Resistivity Surveys. *Journal of Hydrology*, 63, 177-197.
- GROOM, R. W. et BAILEY, R. C. (1991). Analytic investigations of the effects of near surface three-dimensional galvanic scatters on MT tensor decompositions. *Geophysics*, 56, 496-518.

- GROUTTECH (1997). Hydrogeological study of the Taquari-Vassouras potash mine and vicinity, State of Sergipe, Brazil. Technical report, CVRD.
- HAENI, F. (1986). Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in New England. *Geophysics*, 51, 236-249.
- HAJNAL, Z., HOOGE, C. D. et SCHREINER, B. (1995). High resolution seismic imaging of a shallow aquifer. Dans *Proceedings of the 2nd Meeting of EEGS-European section, Torino, Italy*, 96-101.
- HAZELL, J. R. T., CRATCHLEY, C. R. et PRESTON, A. M. (1988). The Location of Aquifers in Cristaline Rocks and Alluvium in Northern Nigeria using Combined Electromagnetic and Resistivity Techniques. *Quarterly Jour. Eng. Geology*, 21, 159-175.
- HERING, A., MISIEK, R., GYULAI, A., DOBROKA, M. et DRESEN, L. (1995). A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. Part 1: Basic ideas. *Geophysical Prospecting*, 43, 135-156.
- HOEKSTRA, P. (1990). Surface geophysical surveys for mapping boundaries between fresh and salty water. *Ground Water Management*, 3, 227-237.
- HOEKSTRA, P. (1991). Mariana Islands Water Search Employs TDEM Soundings. *Water and Wastewater International*, 6, 29-33.
- HOEKSTRA, P. et BLOOM, M. (1986). Case histories of time domain electromagnetic soundings in environmental geophysics. Dans *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Édité par S. Ward, volume 2, SEG, Tulsa, OK, 1-15.
- HOEKSTRA, P. et CLINE, H. (1986). Time domain electromagnetic soundings for deep ground water investigations. Dans *NWWA/EPA Conference on surface and borehole geophysical methods in groundwater investigations, Dublin, OH*, 241-258.

- HOEKSTRA, P. et EVANS, L. (1986). Time domain electromagnetic exploration for characterization of injection zones and salt-water intrusion mapping. Dans *Proceedings of Focus Conf. on Southeastern Ground Water Issues*, Tampa, FL., 389-404.
- HOEKSTRA, P., HILD, J., BATES, C. et PHILLIPS, D. (1992). Time domain electromagnetic measurements to determine water quality in the Floridan aquifer. Dans *Proceedings of the SAGEEP'92*, Golden, Colorado, 150-173.
- HOEKSTRA, P. et STANDISH, R. (1984). Applications of fixed frequency conductivity profiling and transient soundings to ground water investigations. Dans *NWRA EPA Conference on surface and borehole geophysical methods in ground-water investigations*, San Antonio, TX, 150-173.
- HOVERSTEN, G. et MORRISON, H. (1982). Transient fields of a current loop source above a. *Geophysics*, 47, 1068-1077.
- INMAN, R. J. (1975). Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 40, 798-817.
- JAMES, B., PRICE, V. et HILD, J. (1990). Transient electromagnetic imaging of a basin margin underneath the Savannah River Site, Aiken, South Carolina. Dans *Proceedings of the SAGEEP'90*, Golden, Colorado, 261-274.
- JOHNSON, D. (1987). Use of GPR for determining depth to the water table on Cape Cod, Massachusetts, 541-554.
- JONES, P. et PRUGGER, F. (1982). Underground mining in Saskatchewan Potash. *Mining Engineering*.
- KAUFMAN, A. et KELLER, G. (1983). Frequency and transient soundings. Elsevier.

- KNIGHT, J. et RAICHE, A. (1982). Transient Electromagnetic Calculations Using the Graver-Stehfest Inverse Laplace Transform Method. *Geophysics*, 47, 47-50.
- LADWIG, K. (1983). Electromagnetic Induction methods for monitoring acid mine drainage. *Ground Water Monitoring Review*, 46-51.
- LEEDEN, F. V., TROISE, F. et TODD, D. (1987). The water encyclopedia. Lewis Publishers.
- LINDNER, U., PIPPING, U. et RICHTER, T. (1998). Seismic/sonar and Radar measurements for geological investigation of the hanging and lying saliferous rock of the Taquari-Vassouras potash mine. Technical report, K-Utech Sondershausen.
- MACKIE, R. L., RIEVEN, S. et RODI, W. (1997). Users manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data. Technical report, MIT Earth Resources Lab.
- MACKINTOSH, A. et MCVITIE, G. (1983). Geological anomalies observed at the Cominco Ltd. Saskatchewan potash mine. Dans *First International Potash Technology Conference Potash '83*, 59-64.
- MACNAE, J. C., LAMONTAGNE, Y. et WEST, G. F. (1984). Noise Processing Techniques for Time Domain EM Systems. *Geophysics*, 49, 934-948.
- MARCOTTE, D. (1991). Cokriging with Matlab. *Computers and Geosciences*, 17, 1265-1280.
- MARQUARDT, D. W. (1963). An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Ind. Appl. Math.*, 431-441.
- MCCRACKEN, K., ORISTAGLIO, M. et HOHMANN, G. (1986). Minimization of noise in electromagnetic exploration systems. *Geophysics*, 51, 819-832.

- MCNEILL, J. D. (1990). Use of electromagnetic methods for groundwater studies. Dans *Geotechnical and environmental geophysics*, Édité par S. Ward, volume 1, SEG, 191-218.
- MEJU, M. (1994). Geophysical data analysis : understanding inverse problem theory and practice, volume 6, SEG Course Notes Series.
- MEJU, M. A. (1996). Joint inversion of TEM and distorted MT soundings : Some effective practical considerations. *Geophysics*, 61, 56-65.
- MEJU, M. A., FONTES, S. L., OLIVEIRA, M. F., LIMA, J. P., ULUGERGERLI, E. et CARRASQUILLA, A. (1999). Regional aquifer mapping using combined VES-TEM-AMT EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaíba Basin, Brazil. *Geophysics*, 64, 337-356.
- MOMAYEZ, M., HASSANI, F., HARA, A. et SADRI, A. (1996). Application of GPR in canadian mines. Dans *CIM Bulletin*, volume 89, 107-109.
- MOTTAHED, P. et PHILLIPS, G. (1988). Application of geophysical techniques to potash mining. Dans *Eleventh CIMM District Four Meeting, Saskatoon, Sask.*
- NABIGHIAN, M. et MACNAE, J. (1991). Time domain electromagnetic prospecting methods. Dans *Electromagnetic methods in applied geophysics - Applications*, Édité par M. Nabighian, volume 2, SEG, Tulsa, OK, 427-520.
- NABIGHIAN, M. N. (1979). Quasi-static transient response of a conducting half-space - An approximate representation. *Geophysics*, 44, 1700-1705.
- PALACKY, G. J. (1987). Clay mapping using electromagnetic methods. *First Break*, 5, 296-306.

- PELTON, W., WARD, S., HALLOF, P., SILL, W. et NELSON, P. (1978). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency induced-polarization. *Geophysics*, 43, 588-609.
- POETER, E. P., WINGLE, W. L. et MCKENNA, S. A. (1997). Improving groundwater project analysis with geophysical data. *The Leading Edge*, 16, 1675-1681.
- PRUGGER, F. F. et PRUGGER, A. (1991). Water problems in Saskatchewan potash mining-what can be learned from them? *CIM Bulletin*, 84, 58-66.
- RABINOVICH, M. B. (1995). Errors of 1-D interpretation of 3-D TDEM data in the application of mapping seawater-freshwater contact. *Journal of Applied Geophysics*, 34, 23-34.
- RAICHE, A., JUPP, D., RUTTER, H. et VOZOFF, K. (1985). The Joint Use of Coincident Loop Transient Electromagnetic and Schlumberger Soundings to Resolve Layered Structures. *Geophysics*, 50, 1618-1627.
- RAMOS, A. (1998). Analise dos testes com os metodos geofisicos : Radar, sonar e sismica, realizados pela K-UTEC na mina Taquari Vassouras (SE). Technical report, CVRD.
- RODRIGUEZ, R., HERRERA, I. et CORTINAS, C. (in press). El suministro de agua en la Cuenca de México : Situación actual. Dans *El agua en la Cuenca de México*. Edité par M. de la Cd. de México.
- RODRIGUEZ, R. et LARA, F. (1988). Proposal on the hydrodynamical behavior of the Sta. Catarina aquifer system D.F. Mexico : geoelectrical-hydrogeological analysis. *Revista Geofisica*, 28, 193-202.
- SANDBERG, S. (1993). Examples of Resolution Improvement in Geoelectrical Soundings Applied to Groundwater Investigations. *Geophysical Prospecting*, 41, 207-227.

- SANDBERG, S. (1997). Using incomplete geophysical datasets to monitor a conductive groundwater tracer experiment. Dans *Proceedings of the 3rd Meeting of EEGS-European section, Aarhus, Denmark*, 21-24.
- SCHMUKER, U. (1970). Anomalies of geomagnetic variation in the South-Western United States. Dans *Bull. Scripps. Inst. Oceanogr.*, volume 13, 1-165.
- SEIGEL, H., VANHALA, H. et SHEARD, N. (1997). Some case histories of source discrimination using time domain spectral IP. *Geophysics*, 62, 1394-1408.
- SHIELDS, R. et SOPPER, W. (1969). An application of surface geophysical techniques to the study of watershed hydrology. *Water Resources Bull.*, 5, 37-49.
- SHOPE, S. M. (1982). Electromagnetic surface fields due to a magnetic dipole buried in a three-layered earth. Technical report, US Department of the Interior.
- SLADE, J. (1999). The application of broadband airborne time domain electromagnetic data to mapping shallow stratigraphy. *Soc. of Expl. Geophys.*, 551-554.
- SMITH, J. T. (1995). Understanding telluric distortion matrices. *Geophys. J. Int.*, 122, 219-226.
- SMITH, R. et WEST, G. (1988). TEM Coincident Loop Negatives and the Loop Effect. *ASEG-SEG Conference Proceedings*, 354-357.
- SNOW, G., MILLS, T., ZIDAR, M. et PRIESTAF, I. (1990). Identification of sources of saline intrusion in a confined aquifer system, Salinas valley, California. *Ground Water Management*, 1, 595-607.
- SORENSEN, K. I. (1997). The pulled array transient electromagnetic method. Dans *Proceedings of the 3rd Meeting of EEGS-European section, Aarhus, Denmark*, 135-138.

- SPIES, B. R. (1988). Local noise prediction filtering for central induction transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53, 872-888.
- SPIES, B. R. (1989). Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 52, 872-888.
- SPIES, B. R. et FRISCHKNECHT, F. (1991). Electromagnetic soundings. Dans *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Édité par M. Nabighian, volume 2, chapter 5, SEG, 285-425.
- STEWART, M. et CLAY, M. (1986). Evaluation of transient electromagnetic soundings for deep detection of conductive fluids. *Ground Water*, 24, 351-356.
- STEWART, M., LAYTON, M. et LIZANEC, T. (1983). Applications of resistivity surveys to regional hydrogeologic reconnaissance. *Ground Water*, 21, 42-48.
- STOYER, C. H. (1990). Efficient computation of transient sounding curves for wire segments of finite length using an equivalent dipole approximation. *Geophysical Prospecting*, 38, 87-99.
- STRACK, K. et VOZOFF, K. (1996). Integrating long-offset Transient Electromagnetics (LOTEM) with Seismics in an exploration environment. *Geophysical Prospecting*, 44, 997-1017.
- TAYLOR, K., BOCHICCHIO, R. et WIDMER, M. (1991). A transient electromagnetic survey to define hydrogeology : A case of history. *Geoexploration*, 27, 43-54.
- UNTERBERGER, R. (1983). Radar and sonar Probing of rocks. Dans *SME-AIME Annual Meeting, March, Atlanta, GA*, number 276, 18641874.
- VANHALA, H., LOHVA, J., LAHTI, M., JOKINEN, T., LEHTIMAKI, J. et ELO, S.

- (2000). An integrated geophysical study of groundwater monitoring system around a large landfill area. Eur. Assn. Geosci. Eng., Session :A0047.
- VOZOFF, K. (1991). The magnetotelluric method. Dans *Electromagnetic methods in geophysics*, Édité par M. Nabighian, volume 2, SEG, 641-711.
- VOZOFF, K. et JUPP, D. (1975). Joint inversion of geophysical data. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 977-991.
- WARD, S. H. et HOHMANN, G. (1987). Electromagnetic theory for geophysical applications. Dans *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Édité par M. Nabighian, volume 1, SEG, 131-310.
- WILLIAMS, R. E., WINTER, G. V., BLOOMSBURG, G. et RALTON, D. (1986). Mine hydrology. Society of Mining Engineers, Inc., Colorado.
- WILSON, A. (1994). Seismic processing of multi-channel transient electromagnetic data. Dans *EAGE 56th Meeting*, Vienna, Austria.
- ZHANG, J. et MORGAN, F. (1995). Imaging and inversion of transient electromagnetic soundings. Dans *SAGEEP'97, Reno, Nevada*, 391-395.
- ZHANG, P., PEDERSEN, L., MARESCHAL, M. et CHOUTEAU, M. (1993). Channeling contribution to tipper vectors : a magnetic equivalent to electrical distortion. *Geophys. J. Int.*, 113, 693-700.
- ZHANG, Z. et OLDENBURG, D. (1999). Simultaneous reconstruction of 1-D susceptibility and conductivity from electromagnetic data. *Geophysics*, 64, 33-47.
- ZHDANOV, M. et BOOKER, J. (1993). Underground imaging by electromagnetic migration. Dans *SEG Expanded abstracts, 63 Annual Meeting, Washington, D.C.*