

**THESE DE DOCTORAT de l'UNIVERSITE DE PARIS 6**

Spécialité:

**Géophysique**

présentée

par: Marc DESCLOITRES

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Paris 6

Sujet de la thèse:

**LES SONDAGES ELECTROMAGNETIQUES EN DOMAINE TEMPOREL (TDEM) :  
APPLICATION A LA PROSPECTION D'AQUIFERES SUR LES VOLCANS DE  
FOGO (CAP VERT) ET DU PITON DE LA FOURNAISE (LA REUNION).**

—

Soutenue le: 29 juin 1998

Devant le jury composé de:

M. P. ANDRIEUX,	Examineur,
M. M. CHOUTEAU,	Rapporteur,
M. N. FLORSCH,	Rapporteur,
M. J.F. LENAT	Examineur,
M. G. de MARSILY,	Président,
M. A. TABBAGH,	Directeur de thèse,
M. P. VALLA,	Rapporteur.

**ORSTOM** L'Institut français  
de recherche scientifique  
pour le développement  
en coopération.

**Unité Mixte de Recherche 7619**  
**« Sisyphe »**

A mes parents,

A Jo.

## REMERCIEMENTS

*Avant d'entrer dans le vif du sujet je voudrais remercier ici toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont participé à la réalisation de ce travail.*

*A mon Directeur de thèse, Alain Tabbagh, j'exprime toute ma gratitude pour avoir guidé mon travail inlassablement au cours de ma présence à Paris 6. Mes remerciements vont aussi à tous les membres du Département de Géophysique Appliquée de Paris 6 et à son Directeur, Pierre Mechler, pour leur accueil chaleureux et le climat de saine émulation qui règne au long du couloir 15-25 !.*

*A Pierre Andrieux, dont la force de conviction nous a fait connaître, à l'ORSTOM, la méthode TDEM, j'exprime ma vive reconnaissance pour avoir suivi ce travail de près et accepté d'être membre du jury.*

*Au cours de la soutenance, j'ai eu le plaisir d'avoir un jury passionné, et passionnant : Ghislain de Marsily m'a fait l'honneur de le présider et les rapporteurs, Michel Chouteau, Nicolas Florsch et Pierre Valla, m'ont chacun permis d'ébranler certaines certitudes que l'on peut avoir à l'issue d'une thèse. Je les en remercie. Jean-François Lénat m'a aussi fait l'honneur de juger cette thèse : il était important que ce travail soit confronté à l'avis d'un volcanologue.*

*Ces remerciements s'adressent bien sûr à mes collègues de l'ORSTOM, et particulièrement à ceux de l'équipe GEAQUIF, sans lesquels ce travail n'aurait pu se faire : Yves Albouy, passionné s'il en est, m'a beaucoup aidé par ses encouragements et ses avis en cours de rédaction et Michel Ritz, compagnon des longues missions tropicales et initiateur du projet sur le volcan Fogo, m'a sans cesse encouragé à conduire ce travail à son terme. J'associe à ces remerciements « Orstomiens » Pierre Mourgues et Michel Dukhan, géophysiciens à Dakar, avec qui une mission est toujours un peu plus qu'une mission !.*

*J'exprime ma vive reconnaissance à l'équipe de GEONICS, en particulier à Frank Snelgrove et Miro Bosnar pour leur accueil à Mississauga et pour avoir témoigné tant d'intérêt à ce travail. Je voudrais aussi remercier Mark Goldman pour son accueil à Holon et ses critiques. Ses travaux sur le TDEM sont pour beaucoup dans la genèse de nos études. Je remercie également Vladislav Sidorov pour m'avoir prodigué tant de conseils sur le terrain. Il est le premier à nous avoir orientés vers une utilisation raisonnée du TDEM en présence de terrains magnétiques.*

*Les résultats présentés dans ce travail sont issus de campagnes de terrains qui n'auraient pu se faire sans l'aide de nombreuses personnes. A la Réunion, je voudrais remercier chaleureusement l'équipe du Laboratoire de Géologie de l'Université de St Denis, initiatrice du projet HydroFournaise et dirigée par Jean Coudray : Bernard Robineau, Jean-Lambert Join -aussi « recruté » en renfort pour Fogo-, Patrick Bachelery, Michel Courteaud et Eric Nicolini. J'espère par ce travail les rallier définitivement à l'utilisation du TDEM ! Sans eux, nos résultats géophysiques n'auraient pas été éclairés avec autant d'intensité. A Fogo, je remercie avec beaucoup de gratitude l'équipe de l'INGRH dirigée par Mr Pericles Barros, en particulier Arrigo Querrido, volcanologue, ainsi que les membres du Cabinet Fogo-Brava pour leur accueil sur le volcan. A Fogo et à la Réunion, merci à tous ceux et celles qui, non scientifiques, n'en ont pas moins porté, tiré, creusé, débroussaillé et assuré l'intendance. Sans vous, nous n'aurions que peu de résultats.*

*Enfin, qu'il me soit permis d'évoquer ici l'amitié que nous a témoignée Olivia, jeune Cap-Verdienne vivant dans la caldeira de Fogo. J'ai tant d'espoir qu'un jour de l'eau puisse être captée sous ces coulées de laves si sèches, afin qu'elle puisse en profiter pleinement.*

## Résumé

Cette étude a pour objectif d'évaluer l'intérêt de la méthode de prospection géophysique TDEM (sondages électromagnétiques en domaine temporel) pour la recherche d'eau souterraine en milieu volcanique.

A cette fin, des prospections ont été entreprises sur les édifices volcaniques insulaires de Fogo (archipel des Iles du Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) en utilisant la méthode TDEM seule ou conjointement avec les méthodes de sondage audiomagnétotellurique (AMT) ou de sondage électrique.

Les résultats de ces prospections permettent de dégager (1) les avantages des sondages TDEM tant du point de vue de leur capacité de détection des formations aquifères entre 10 et 500 mètres de profondeur que de leur mise en œuvre dans ce contexte volcanique et (2) la complémentarité du TDEM avec les autres techniques de sondage.

Une part importante de ce travail porte sur la modélisation, pour des structures unidimensionnelles, des distorsions des courbes de sondages TDEM obtenues dans certaines zones de Fogo. Ces distorsions sont majoritairement dues à des effets de polarisation provoquée et sont modélisées par une conductivité complexe de type Cole-Cole. Les effets de viscosité magnétique sont aussi modélisés selon la théorie des grains magnétiques monodomains dispersés. Les procédures d'interprétation adéquates se fondent sur la prise en compte de jeux de données TDEM acquis avec des dispositifs de terrain à géométrie variable.

Cette approche permet d'obtenir des modèles géoélectriques robustes lorsque le sous-sol possède des caractéristiques électriques et magnétiques complexes, et contribue à valider l'emploi des sondages TDEM pour l'hydrogéologie en terrain volcanique.

## Abstract

The aim of this study is to evaluate the interest of the time domain electromagnetism sounding method (TDEM) for groundwater investigations in volcanic areas.

Field surveys have been carried out for this purpose on two volcanic islands, Fogo (Cape Verde archipelago), and Piton de la Fournaise (Réunion Island), using TDEM alone or jointly with audiomagnetotelluric (AMT) or electrical sounding methods.

The surveys results point out the main advantages of the TDEM soundings, basically (i) their good capability in detecting aquifers between 10 and 500 meters deep and (ii) their flexibility during survey operations in such volcanic context. The complementarity of TDEM with the other sounding techniques is also emphasised.

A part of this study is dedicated to the modelling, using 1D structures, of some distortions of TDEM sounding curves due to induced polarisation (IP) effects. The modelling is applied to distorted field data obtained in some places of Fogo, using a Cole-Cole dispersive conductivity. Magnetic effect are evaluated and the magnetic viscosity effect modelling uses the theory of single domain magnetic grains. The adequate modelling process takes into account different TDEM data sets recorded on field with variable geometry.

This approach allows to recover robust geoelectrical models when the ground has complex electrical and magnetic properties and this contributes to validate the use of TDEM sounding technique for hydrogeology in volcanic areas.

# TABLE DES MATIERES

	Pages
<b>INTRODUCTION GENERALE</b>	1
<b>1. PRESENTATION DE L'ETUDE.</b>	3
<b>1.1. Le contexte.</b>	3
<b>Piton de La Fournaise, Ile de la Réunion.</b>	4
<b>Le volcan Fogo, Iles du Cap vert.</b>	8
<b>1.2. Présentation du mémoire.</b>	11
<b>2. LA RESISTIVITE. INTERET POUR L'HYDROGEOLOGIE.</b>	15
<b>2.1. La résistivité.</b>	16
<b>2.1.1. Définition.</b>	16
<b>2.1.2. Facteurs influant sur la valeur de la résistivité.</b>	16
<b>2.1.3. Relation avec la porosité. Loi d'Archie modifiée, dite «de saturation ».</b>	17
<b>2.1.4. Influence de la température.</b>	21
<b>2.2. Eléments sur la nature et la géométrie des terrains volcaniques.</b>	21
<b>2.3. Anisotropie “ macroscopique ” de résistivité et de porosité.</b>	24
<b>2.3.1. Anisotropie macroscopique de résistivité.</b>	24
<b>2.3.2. Influence de l'anisotropie de porosité.</b>	28
<b>2.3.3. Influence de la présence d'argile et de la résistivité de l'eau d'imbibition</b>	30
<i>a. Influence de la présence d'argile.</i>	30
<i>b Influence de la résistivité de l'eau d'imbibition.</i>	31
<b>2.4. Conclusions.</b>	31

<b>3. LES SONDAGES ELECTROMAGNETIQUES A SOURCE CONTROLEE.</b>	<b>33</b>
<b>3.1. Généralités.</b>	<b>33</b>
<b>3.2. Domaines d'application. Avantages/Inconvénients.</b>	<b>34</b>
<b>3.3. Principes et classification des méthodes EM à source contrôlée.</b>	<b>35</b>
<b>3.3.1. Les sources et les récepteurs.</b>	<b>36</b>
<b>3.3.2. Les nombres d'induction en domaine fréquentiel.</b>	
<b>Exemple du dipôle magnétique au sein d'un espace conducteur.</b>	<b>39</b>
<b>3.3.3. Expression des paramètres en domaine temporel.</b>	<b>44</b>
<b>4. LE SONDAGE TDEM.</b>	<b>46</b>
<b>4.1. Historique.</b>	<b>46</b>
<b>4.2. Principes généraux.</b>	<b>47</b>
<b>4.2.1. Le signal-source.</b>	<b>47</b>
<b>4.2.2. Les dispositifs émetteur-récepteur.</b>	<b>50</b>
<i>a. Dispositifs à boucles coïncidentes.</i>	<b>50</b>
<i>b. Dispositif central.</i>	<b>51</b>
<i>c. Dispositifs avec " offset ".</i>	<b>51</b>
<i>d. Règles générales.</i>	<b>52</b>
<b>4.2.3. Principe général.</b>	<b>53</b>
<b>4.2.4 Période et durée d'injection.</b>	<b>56</b>
<b>4.2.5. Forme du signal mesuré, composantes.</b>	<b>57</b>
<i>a. Dispositifs central et coïncident.</i>	<b>59</b>
<i>b. Dispositif avec offset.</i>	<b>59</b>
<b>4.3. Expressions asymptotiques des champs en TDEM.</b>	<b>62</b>
<b>4.3.1. Réponses d'un demi-espace homogène.</b>	<b>62</b>
<b>4.3.2. Effets de l'approximation " temps longs " sur la résistivité apparente.</b>	<b>66</b>
<b>4.3.3. Terrain stratifié horizontalement.</b>	<b>66</b>
<b>4.4. Résolution et équivalence.</b>	<b>66</b>
<b>4.5. Profondeur d'investigation.</b>	<b>71</b>

<b>4.6. Les sources d'erreur.</b>	73
<b>4.6.1. Erreurs instrumentales.</b>	73
<b>4.6.2. Erreurs de mise en œuvre.</b>	74
<b>4.6.3. Bruits “ géologiques ”.</b>	74
<i>a. Structures non tabulaires.</i>	74
<i>b. Perméabilité magnétique et viscosité magnétique.</i>	77
<i>c. Conductivité complexe.</i>	77
<i>d. Courants de déplacement et effets de propagation.</i>	78
<b>4.6.4. Bruits EM “ industriels ” et artificiels.</b>	78
<i>a. Bruits EM “ industriels ” ou extérieurs.</i>	78
<i>b. Bruits EM artificiels induits par des objets métalliques.</i>	79
<b>4.6.5. Erreurs de topographie ou de nivellement du capteur de réception.</b>	79
<b>4.7. Techniques d'interprétation.</b>	81
<b>4.7.1. Logiciel TEMIXXL</b>	81
<b>4.7.2. Autres techniques.</b>	82
<b>4.8. Exemples d'applications de la méthode TDEM.</b>	83
<b>4.8.1. Hydrogéologie.</b>	83
<b>4.8.2. Géothermie, volcans.</b>	84
<b>4.8.3. Environnement.</b>	85
<b>4.8.4. Domaine minier.</b>	85
<b>4.8.5. Génie civil, archéologie, pédologie.</b>	86
<b>4.8.6. Utilisation conjointe avec d'autres méthodes géophysiques.</b>	87
<b>4.8.7. Applications non conventionnelles</b>	88
<b>5. INFLUENCE DE LA POLARISATION PROVOQUEE ET DE LA VISCOSITE MAGNETIQUE EN TDEM.</b>	89
<b>5.1. Introduction.</b>	89
<b>5.2. Description des données.</b>	90
<b>5.2.1. Les données TDEM.</b>	90
<b>5.2.2. Les mesures de susceptibilité magnétique.</b>	95

<b>5.2.3. Sondages électriques et mesures de polarisation provoquée.</b>	96
<b>5.3. Effets dus à la viscosité magnétique.</b>	98
<b>5.3.1. Définition.</b>	98
<b>5.3.2. La viscosité magnétique.</b>	100
<b>5.3.3. Viscosité magnétique et mesures TDEM.</b>	102
<i>a) Description du phénomène.</i>	102
<i>b) Modélisations de l'effet de viscosité magnétique.</i>	106
<i>c) Cas de terrain à Fogo.</i>	114
<i>d) Conclusions sur l'effet de viscosité magnétique.</i>	121
<b>5.4. Effets de polarisation provoquée.</b>	122
<b>5.4.1. Description du phénomène de polarisation provoquée.</b>	122
<i>a) Introduction.</i>	122
<i>b) Expression du nombre d'onde <math>K</math> (domaine fréquentiel).</i>	124
<i>c) La formulation Cole-Cole.</i>	125
<i>d) Quelques exemples d'utilisation du modèle Cole-Cole en TDEM.</i>	129
<b>5.4.2. Modélisations Cole-Cole.</b>	139
<i>a) Introduction.</i>	139
<i>b) Influence de la chargeabilité <math>m</math>. Dispositif central.</i>	139
<i>c) Influence de la dépendance fréquentielle <math>c</math>, dispositif central.</i>	140
<i>d) Influence de la constante de temps Cole-Cole, dispositif central.</i>	144
<i>e) Influence de la taille de l'émetteur et de la résistivité, dispositif central.</i>	144
<i>f) Séparation des réponses de conduction et de polarisation :</i>	145
<i>g) Tentative de vérification expérimentale.</i>	146
<i>h) Conclusions partielles sur l'effet de polarisation provoquée.</i>	150
<b>5.4.3. Modélisation de l'effet de polarisation provoquée appliquée aux données TDEM du volcan Fogo.</b>	152
<i>Article : "Improvement in TDEM sounding interpretation in case of induced polarization. A case study in high polarizable resistive rocks of Fogo volcano, Cape Verde Islands. "</i>	152

<b>6. EXEMPLES D'APPLICATION DES SONDAGES TDEM POUR LA RECHERCHE DE L'EAU SOUTERRAINE EN TERRAIN VOLCANIQUE.</b>	175
<b>6.1. Volcan Fogo.</b>	175
Article: “ <i>TDEM survey applied to groundwater investigation on Fogo volcano, Cape Verde Islands.</i> ”	175
<b>6.2. Piton de la Fournaise. Secteur Pilote du Grand Brûlé.</b>	205
Article: “ <i>Electrical structure beneath the eastern collapsed flanks of Piton de la Fournaise volcano, Réunion island : implications for the quest for groundwater.</i> ”	205
<b>7. SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE.</b>	212
<b>7.1. Les avantages des sondages TDEM.</b>	214
<b>7.2. Les inconvénients de la méthode TDEM.</b>	214
<b>7.3. Difficultés d'emploi de la méthode TDEM : les phénomènes de polarisation provoquée et de viscosité magnétique.</b>	214
<b>7.3.1. Polarisation provoquée.</b>	215
<b>7.3.2. Viscosité magnétique.</b>	217
<b>7.4. Intérêts de l'utilisation conjointe du TDEM avec d'autres méthodes.</b>	219
<b>7.5. Perspectives de recherche.</b>	219
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE</b>	221
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	222
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	230
<b>ANNEXE</b>	236

## LISTE DES FIGURES

N° figures	Descriptif
1	Ile de la Réunion. Localisation des secteurs pilotes.
2	Volcan Fogo. Localisation des prospections géophysiques.
3	Géométrie des dépôts volcaniques.
4	Définition de l'anisotropie de résistivité.
5	Exemple d'une colonne de formations volcaniques hétérogènes.
6	Champ électromagnétique créé par un dipole magnétique.
7	Forme du courant dans la boucle d'émission.
8	Principaux dispositifs de mesure en TDEM.
9	Principe de la méthode TDEM.
10	Répartition des densités de courant dans un demi espace homogène.
11	Forme du signal pour un dispositif central.
12	Signe de la réponse TDEM en position offset.
13	Allure des composantes X, Y et Z en position offset.
14	Temps courts, intermédiaires et long en TDEM.
15	Réponse TDEM 2 terrains.
16	Modélisation 3 terrains avec couche intermédiaire.
17	Effet d'une structure 3D.
18	Modélisation 1D de courbes distordues par une structure 3D.
19	Distortion du signal par la présence de lignes électriques.
20	Renversement de signe à Fogo.
21	Mesures géophysiques réalisées sur le site test de Fogo.
22	Sondage électrique / polarisation provoquée à Fogo.
23	Arrangements des domaines magnétiques dans un polycristallin.
24	Effet de viscosité magnétique en TDEM.
25	Réponses mises en jeu sur terrain magnétique.
26	Détermination expérimentale des susceptibilités en phase et en quad.
27	Effet d'un demi espace magnétique et résistant.
28	Effet de la dimension de l'émetteur.
29	Influence de la période d'exposition au champ primaire.

30	Calcul des pentes des transitoires à Fogo.
31	Influence de l'effet magnétique pour différentes tailles d'émetteur.
32	Influence de l'effet magnétique pour un modèle 4 terrains.
33	Comparaison avec les données expérimentales de Fogo.
34	Mouvements ioniques dans une roche polarisable.
35	Schématisation du phénomène de polarisation provoquée en TDEM.
36	Courbes TDEM pour une dépendance fréquentielle de 0 à 1.
37	Effet des variations de chargeabilité Cole-Cole.
38	Effet des variations de dépendance fréquentielle Cole-Cole.
39	Effet des variations de constante de temps Cole-Cole.
40	Effet du rayon de la boucle d'émission sur le maximum négatif.
41	Rapport des amplitudes des réponses conduction et polarisation
Figures de l'article N°1	
1	Carte topographique caldera de Fogo. Localisation points TDEM.
2	Données de terrain distordues.
3	Données de terrain 3D et offset.
4	Modélisation Cole-Cole.
5	Inversion 1D des données à grande taille d'émetteur.
6	Inversion conjointe TDEM/sondages à courant continu/PP.
7	Comparaison des modèles géoélectriques
Figures de l'article N°2	
1	Volcan Fogo. Géologie et hydrogéologie.
2	Topographie de la caldera et localisation des points TDEM.
3	Coupe géoélectrique I (caldera).
4	Données de terrain du site CAL B4.
5	Distribution des zones de faibles résistivité (0-300 m de prof.)
6	Coupe géoélectrique du flanc ouest.
7	Modèle hydrogéologique déduit des mesures TDEM.
Figures de l'article N°3	

1	Carte de localisation de la prospection du secteur du Grand-Brûlé.
2	Exemples de courbe TDEM.
3	Exemple de courbes AMT.
4	Modèle géoélectrique composite du flanc est.
5	Comparaison avec les données de forage.

### LISTE DES TABLEAUX

N° de tableau	Descriptif
I	Loi d'Archie : paramètres $m$ , $a$ et porosité.
II	Paramètres principaux FDEM/TDEM.
III	Expressions analytiques du champ vertical en TDEM.
IV	Principales publications traitant de l'effet PP en TDEM.
Tableaux de l'article N°2	
1	Mesures de résistivité sur affleurement à Fogo.
2	Résultats des interprétations TDEM 1D sur les sites de forage.

## INTRODUCTION GENERALE

Les études présentées dans ce mémoire s'inscrivent dans une thématique de recherche sur *la méthodologie géophysique appliquée à la recherche de l'eau souterraine*. Cette thématique est développée depuis 1992 au sein du groupe GEAQUIF (Géophysique appliquée aux Aquifères) dans le cadre des programmes du Département R.E.D (Ressources, Environnement, Développement) de l'ORSTOM, l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, dont les actions sont menées principalement dans la zone intertropicale.

Plus spécifiquement, il est question dans ce mémoire de prospections géophysiques entreprises sur des *édifices volcaniques insulaires*, ceux du Piton de la Fournaise (île de la Réunion) et de Fogo (îles du Cap Vert). Les ressources en eau de ces îles sont en effet essentiellement souterraines, car l'eau de pluie s'infiltré très facilement dans les roches volcaniques poreuses sans qu'il soit possible de la retenir en surface. En conséquence, pour optimiser des chances de rencontrer une formation aquifère par forage, il faut dans la mesure du possible en détecter la présence, la profondeur et la qualité depuis la surface par des prospections géophysiques. Celles-ci s'appuient le plus souvent sur la mesure de la *résistivité*, paramètre physique caractérisant la capacité du sous-sol à conduire les courants électriques.

Dans ce contexte, nous avons décidé d'évaluer l'intérêt de *la méthode de sondage TDEM* (Time Domain Electromagnetism). Cette méthode est relativement nouvelle en France pour la communauté des géophysiciens "prospecteurs d'eau". D'une manière générale, l'intérêt des sondages TDEM réside dans le fait qu'ils *sont complémentaires d'autres méthodes de prospection* comme les sondages électriques à courant continu (pour les profondeurs plus faibles ou équivalentes) ou audiomagnétotelluriques (pour les profondeurs plus importantes).

Ce mémoire s'appuie sur les résultats des prospections sur les volcans du Piton de la Fournaise et de Fogo pour *dégager les avantages, mais aussi les difficultés de l'emploi de la méthode TDEM sur de tels terrains*. Une part importante de ce travail est dédiée à l'étude des

réponses “ anormales ” du sous-sol mises en évidence dans certaines zones de Fogo, où les courbes de sondage ne sont pas interprétables par des procédures conventionnelles. Nous montrons que ces réponses peuvent être attribuées à un phénomène de *polarisation provoquée* qui n’avait jamais été remarqué jusqu’alors en terrain volcanique. Parallèlement, nous évaluons aussi les effets de *viscosité magnétique* qui peuvent être rencontrés en TDEM lorsqu’on travaille sur des roches très magnétiques comme les basaltes.

Les principales conclusions de cette étude dégagent des *procédures de terrain et d’interprétation* adaptées aux effets de polarisation provoquée et de viscosité magnétique en TDEM. Cette approche permet de valider l’utilisation de la méthode TDEM non seulement sur les terrains volcaniques “ anormales ” étudiés, mais aussi dans un cadre élargi où le sous-sol présente des *caractéristiques électriques et magnétiques complexes*.

# 1. PRESENTATION DE L'ETUDE.

L'objet de ce chapitre est de situer le contexte général dans lequel s'inscrit cette étude et d'en présenter le plan. Nous retraçons en particulier les raisons pour lesquelles nous avons employé la méthode TDEM à la recherche d'eau dans des volcans, conjointement avec d'autres méthodes électromagnétiques. Nous abordons aussi les difficultés que nous avons rencontrées lors de l'interprétation TDEM sur le volcan Fogo.

## 1.1 Le contexte.

Les études géophysiques que nous avons menées concernent deux édifices volcaniques similaires *mais placés dans un contexte climatique entièrement différent*. Il s'agit du Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion), sous un climat tropical humide, et du volcan Fogo (Archipel des îles du Cap Vert), sous un climat semi-aride. Pour ces deux édifices, la tâche assignée aux hydrogéologues et aux géophysiciens était de dresser, à partir des mesures géophysiques, des schémas hydrogéologiques permettant de comprendre *comment se stockent et où circulent les eaux souterraines, en vue de leur exploitation par forage*. Les objectifs des prospections géophysiques étaient par conséquent (1) de repérer des formations volcaniques contenant suffisamment d'eau douce, en se limitant à des profondeurs qui pouvaient être économiquement atteintes par forage et (2) de cartographier la pénétration du biseau salé à l'intérieur des terres pour les zones situées en bord de côte. Ce phénomène peut en effet conduire à la *contamination des forages côtiers par l'eau de mer*. Ces objectifs nécessitaient la mise en œuvre de méthodes géophysiques fondées sur la mesure de la résistivité des terrains et capables d'explorer le sous-sol dans une gamme de profondeur évaluée entre quelques dizaines de mètres et plusieurs centaines de mètres.

Lorsqu'on utilise la méthode classique des sondages électriques à courant continu, la détection des formations aquifères reste encore une tâche difficile principalement à cause de la difficulté de planter des électrodes dans des laves très sèches et parfois extrêmement compactes. Les méthodes électromagnétiques ont été d'emblée proposées comme une alternative aux sondages électriques. Nous avons mis en œuvre les méthodes audiomagnétotellurique (AMT), VLF (Very Low Frequency) en mode résistivité, et les

sondages TDEM (Time Domain Electromagnetism). Ces méthodes utilisent soit des électrodes de mesure de potentiel uniquement (AMT et VLF), plantées dans le sol, électrodes qui peuvent être utilisées avec des résistances de contact beaucoup plus élevées que les électrodes d'injection, soit aucune électrode (TDEM). Cela s'avère particulièrement utile sur les terrains secs comme les terrains volcaniques. Notre idée première était de montrer que les méthodes EM étaient capables de cartographier la résistivité des formations volcaniques aquifères de façon fiable, tout en profitant des avantages de ces méthodes : *rapidité de mise en œuvre* (coût par conséquent plus faible), *excellente résolution des zones conductrices* et enfin *profondeur d'investigation élevée pour des dispositifs peu étendus en surface*.

➤ **Piton de La Fournaise, Ile de la Réunion.**

A la faveur du programme « HydroFournaise » mis en œuvre par le Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion, l'équipe de l'ORSTOM a réalisé avec ce laboratoire plusieurs missions de prospection des aquifères côtiers sur le massif du Piton de la Fournaise. Ce programme avait pour objectif d'acquérir des connaissances précises sur l'hydrogéologie du volcan, en particulier dans les zones côtières.

La recherche d'eau souterraine à l'île de la Réunion peut paraître paradoxale. L'île se situe en effet en zone tropicale humide mais la pluviométrie est irrégulière et dépendante de l'orientation des versants par rapport aux vents dominants. Du côté est de l'île, sur le massif de la Fournaise, les relevés pluviométriques récents montrent des valeurs de précipitations supérieures à 12000 mm/an en altitude (Barcelo et Coudray, 1996). Cette valeur, considérable, est à mettre en opposition avec les valeurs très faibles de 500 mm/an dans certaines zones à l'ouest de l'île (Join, 1991). Sur le massif de la Fournaise, l'eau de pluie s'infiltré dans les formations volcaniques très poreuses. Elle réapparaît en surface à la faveur de sources en altitude, ou en zone côtière au niveau de la mer (voir par exemple Clerc et al., 1986; Coudray et al., 1990). Même si certaines sources sont captées, une grande partie de l'alimentation en eau potable se fait par une adduction d'eau venue du massif du Piton des Neiges. L'implantation de forages côtiers est difficile car on rencontre fréquemment des aquifères saumâtres. Il ne suffit pas de foncer un forage pour rencontrer à coup sûr un aquifère exploitable. C'est dans ce contexte côtier que les investigations géophysiques sont utilisées, de manière à repérer les zones où l'épaisseur de la nappe d'eau douce est suffisante ou pour cartographier l'extension du biseau salé à l'intérieur des terres.

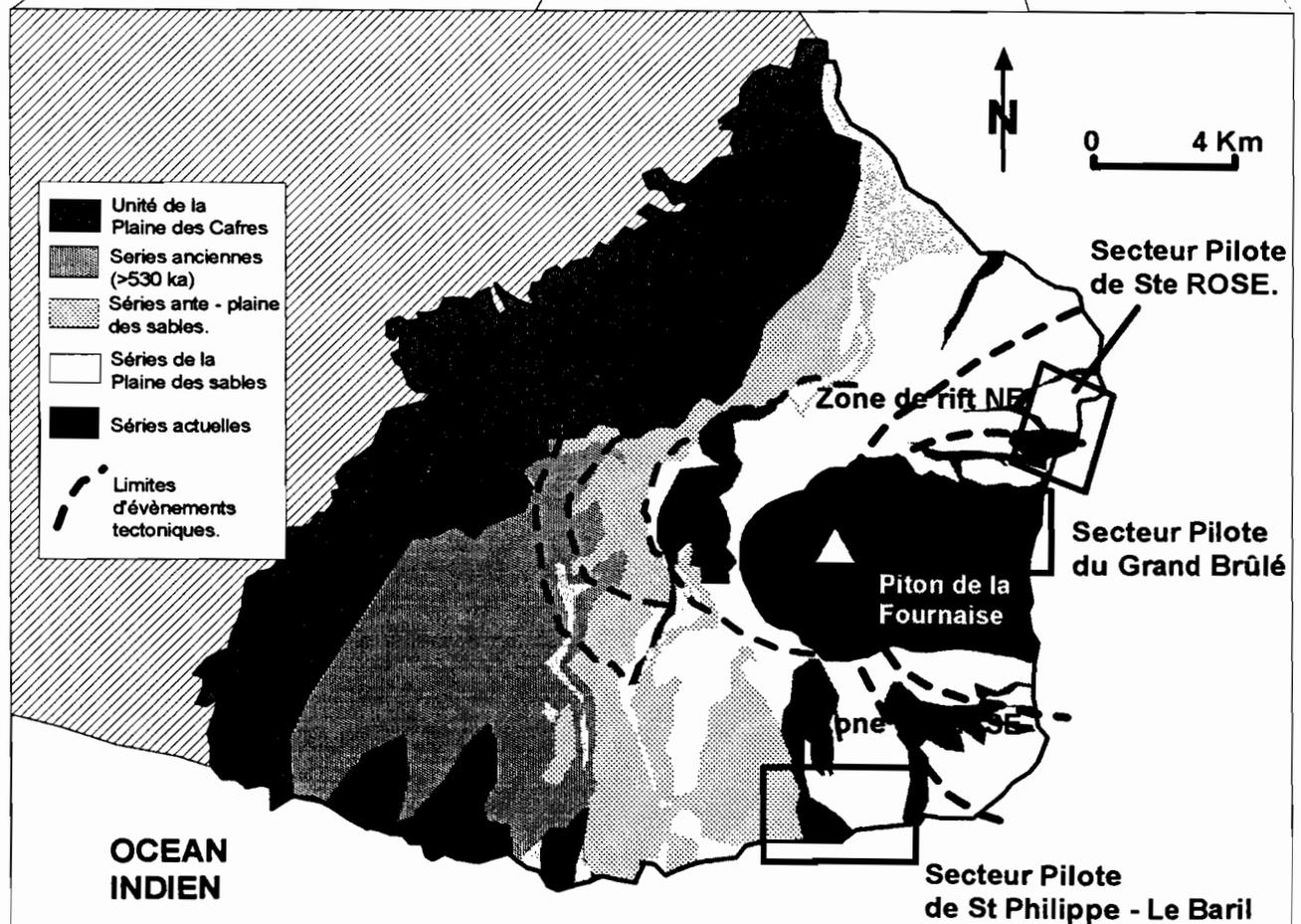
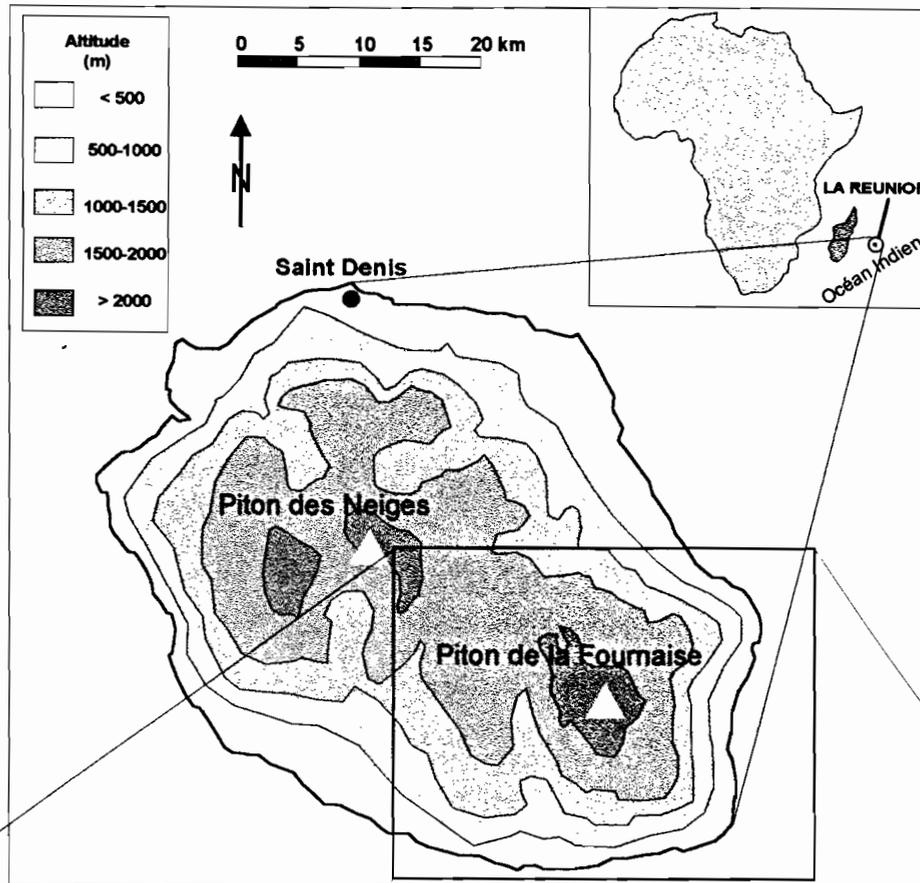


Figure 1: Ile de la Réunion. Localisation des secteurs pilotes du projet "HydroFournaise".

Le programme prévoyait dès l'origine la prospection de trois secteurs pilotes côtiers, caractérisés chacun par un contexte géologique différent. Ils sont repérés sur la figure 1. Le premier est situé sur la commune de Saint Philippe, dans le secteur du Baril, en dehors de la zone sud du rift du volcan. Le second est situé dans la zone d'effondrement et de glissement vers l'est du volcan, appelée le Grand Brûlé. Le troisième est situé au sud de la commune de Sainte Rose dans la zone nord du rift.

Les premiers résultats acquis avec les méthodes AMT et VLF sur le premier secteur pilote du Baril en 1992 ont permis de dresser la carte du toit du biseau salé grâce à l'interprétation des sondages AMT et par déduction, celle de l'épaisseur de l'aquifère à eau douce (Courteaud et al, 1996). Lorsqu'un forage sera réalisé en 1995 sur une zone favorable, il confirmera la présence d'un aquifère important sur plus de 100 m d'épaisseur. Parallèlement à ces premiers résultats positifs, nous avons aussi dégagé un certain nombre de difficultés :

- En premier lieu, les valeurs de résistivité apparente étaient difficiles à obtenir avec notre appareillage VLF car l'émetteur Oméga de la Réunion, utilisé comme signal d'émission, n'émettait pas à sa fréquence principale de 12,5 kHz de façon continue. Il fallait 5 à 7 minutes pour obtenir une valeur fiable de résistivité apparente à chaque point de mesure : on perdait ainsi le principal avantage de la méthode, c'est à dire une *reconnaissance suffisamment rapide d'une zone assez vaste*, sans pour autant obtenir en chaque point une information quantitative nous évitant toute hypothèse sur la nature et la résistivité du premier terrain. Ces données de terrain ont été reprises depuis par Boubekraoui et al (1998) pour être comparées avec les résultats de polarisation spontanée.
- En second lieu, la méthode AMT, utilisée pour cette mission en mode scalaire, ne pouvait être mise en œuvre près de la côte (à une distance inférieure à 500 m) sans être affectée par *l'influence de l'océan* (très conducteur). D'autre part, la résolution des premiers terrains (0 - 100 m de profondeur) est très médiocre en AMT. De plus, les données peuvent dans certains cas être sujettes à des distorsions ("static-shifts") qu'il est difficile de corriger par la suite.

Ces difficultés nous ont conduit à proposer dès la seconde mission en 1993 sur le secteur du Grand Brûlé l'emploi des sondages TDEM pour les raisons suivantes :

- Ils permettent une investigation à *partir d'une dizaine de mètres jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur*. Cette investigation se recouvre avec celle de l'AMT,
- Ils permettent une interprétation *quantitative* de la structure *géoélectrique*,
- Ils sont *moins sensibles aux variations latérales de résistivité du sous-sol* et peuvent être employés à quelques dizaines de mètres de l'océan.
- *Ils ne sont pas affectés par le phénomène de « static-shift »* lorsqu'on les met en œuvre avec des boucles de câble. Les résultats des sondages TDEM peuvent être utilisés pour *corriger les courbes AMT* le cas échéant.
- Ils restent faciles à mettre en œuvre par rapport aux sondages électriques à courant continu, en procurant *une profondeur d'investigation supérieure à longueur de câble égale*,
- La méthode TDEM permet enfin *une meilleure définition de la résistivité* des terrains conducteurs.

Les sondages TDEM sont donc *complémentaires des sondages AMT* pour la partie « superficielle » (0-300 mètres) et *sont irremplaçables* dans les zones très proches de l'océan.

Ces considérations énoncées, il restait à valider l'emploi de la méthode dans le contexte particulier des terrains volcaniques récents pour des reconnaissances superficielles. De telles expérimentations n'avaient pas été réalisées à notre connaissance avant nos études, la méthode TDEM ayant été auparavant réservée sur les volcans à des prospections profondes à but géothermique.

L'ensemble des résultats géophysiques obtenus et leurs implications hydrogéologiques ont été présentés par Courteaud (1996). Cette étude expose aussi les résultats d'une prospection AMT menée dans des secteurs d'altitude. Les implications géologiques permettent de proposer dans certaines zones une dynamique impliquant des glissements de flancs du volcan. Les prospections réalisées à la Réunion font aussi l'objet de plusieurs publications, répertoriées dans la liste bibliographique à la fin de ce mémoire. Nous présentons dans ce mémoire l'une d'entre elles, consacrée au secteur du Grand Brûlé. Elle permet d'illustrer

l'apport de la méthode TDEM, conjointement avec l'AMT, à la connaissance géophysique et hydrogéologique du volcan en zone côtière et dans ses flancs.

➤ **Le volcan Fogo, Iles du Cap vert.**

Parallèlement aux études menées sur le Piton de la Fournaise, notre intérêt de recherche s'est orienté vers l'archipel des îles du Cap Vert au large des côtes du Sénégal, et particulièrement vers le volcan Fogo, édifice volcanique récent et encore actif (figure 2). Comme le Piton de la Fournaise, Fogo est un volcan bouclier issu d'un point chaud. Le climat est semi-aride. Les pluies se répartissent en fonction des versants. Sur le versant nord-est, les précipitations atteignent en altitude une valeur de 1000 mm/an dans une zone très restreinte. A l'ouest, elles peuvent atteindre des valeurs de 200 mm/an les meilleures années, mais restent très souvent inférieures de 50 mm/an (Dietrich, 1995). L'approvisionnement en eau potable se fait grâce au captage de deux sources au niveau de la mer. La baisse de débit constatée depuis les années 80 a conduit à la réalisation de forages côtiers en amont des exutoires, mais les débits restent tout juste suffisants pour les besoins de la population.

Dans les zones d'altitude (entre 400 et 700 m), malgré quelques études géophysiques par sondages électriques réalisées par la CGG (1972, 1984) et par une équipe suédoise qui a aussi tenté de mettre en œuvre la méthode VLF (Källren et Schreiber, 1988), nous avons rencontré des cas où l'implantation des forages avait été déterminée par radiesthésie. Le radiesthésiste en question avait ainsi prédit de trouver de l'eau « aux alentours de 250 m » de profondeur et prévoyant un débit de 12 m<sup>3</sup>/heure, tout en précisant la conductivité de l'eau qui serait pompée : 250 « mS ». Le forage fût un échec...

Un débat plus sérieux anime les différents protagonistes impliqués dans les recherches d'eau au Cap Vert et à Fogo en particulier. Il porte sur la technique de récupération de l'eau souterraine : forages côtiers ou galeries drainantes d'altitude ? Ce sont pour l'instant les forages côtiers qui sont privilégiés : relativement peu coûteux au départ, ils entraînent cependant des coûts de pompages importants, surtout lorsqu'il s'agit d'alimenter les populations vivant en altitude. Ils ne fournissent pas non plus des débits suffisants pour l'irrigation. Enfin, proches de la côte, ils sont parfois contaminés par l'eau de mer si le pompage est trop important. Les galeries drainantes, percées quasi horizontalement dans les flancs en altitude sont largement utilisées aux îles Canaries depuis des siècles et permettent, grâce à leur surface de paroi importante, de récupérer par drainage l'eau d'une formation

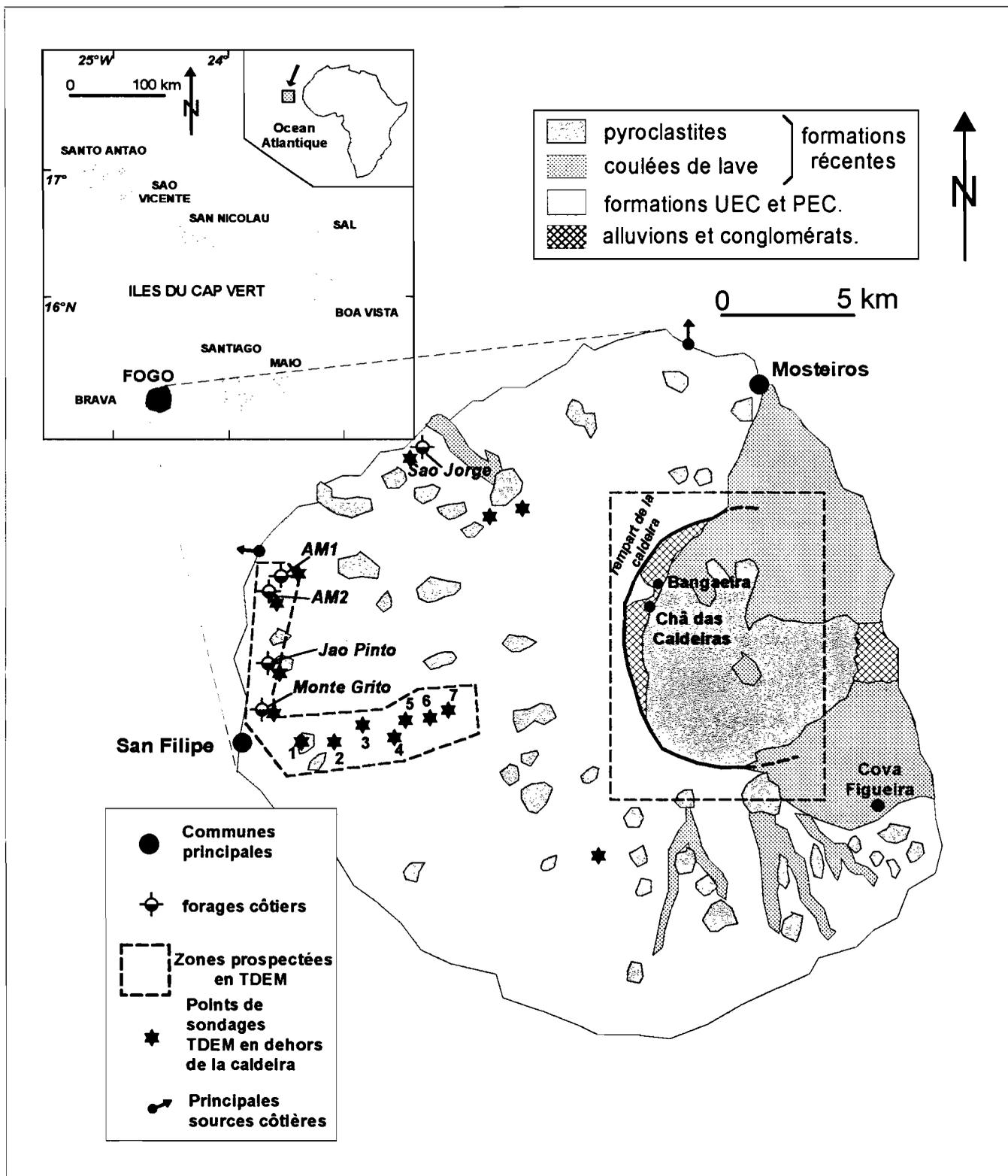


Figure 2: Volcan Fogo. Localisation des zones prospectées en TDEM. (UEC: Complexe éruptif supérieur. PEC: complexe éruptif principal). D'après Barmen et al, 1990.

aquifère, même peu perméable, et de la restituer par gravité. La condition *sine qua non* est la présence, au sein des flancs de l'édifice, d'une formation aquifère qui ne soit pas trop profonde pour que la galerie ne soit pas trop longue. Leur coût de réalisation est très élevé, mais celui de leur exploitation minime.

Les études géophysiques peuvent contribuer à fournir des éléments importants pour la connaissance des formations aquifères en bord de côte et dans les flancs du volcan et par conséquent orienter le débat vers l'une ou l'autre possibilité.

Initiées à l'origine avec le concours de l'INIT (Instituto Nacional de Investigaçao Tecnologica), institut qui a depuis 1995 été intégré à l'INGRH (Instituto Nacional de Gestao dos Recursos Hidricos) de la République du Cap Vert, nos études se sont focalisées sur deux zones jugées particulièrement intéressantes: la caldeira sommitale du volcan, vaste étendue plane située à 1700 m d'altitude et considérée comme la *zone de recharge majeure des aquifères* (Barmen et al, 1990), et la zone côtière ouest de la commune principale de l'île, San Filipe.

La première mission de prospection EM en 1993 a mis en œuvre les méthodes AMT et VLF dans la caldeira. Cette mission fût un échec, relatif, pour les raisons suivantes: tout d'abord, les données obtenues avec l'appareillage AMT étaient extrêmement dispersées et ne pouvaient être interprétées. Nous attribuons ces difficultés en premier lieu à l'impossibilité d'obtenir des résistances de prise de terre suffisamment basses sur le sol très sec de la caldeira pour permettre une mesure correcte du champ électrique. En second lieu, il est possible que les signaux magnétotelluriques aient été faibles pendant la période de la mission et que la présence de reliefs très accentués comme la paroi de la caldeira (plus de 1000 m d'aplomb) ait induit des distorsions des signaux EM. La méthode VLF s'est heurtée aux mêmes difficultés lorsqu'elle était employée en mode résistivité (Forget, 1993).

Ces considérations, ainsi que les premières expérimentations de la méthode TDEM à la Réunion, nous ont conduit en 1994 à mener une seconde campagne de prospection de la caldeira et de la zone côtière en utilisant exclusivement la méthode TDEM. Cette prospection est présentée dans ce mémoire. Les résultats majeurs sont la mise en évidence de terrains peu profonds (150-250 m), de résistivité intermédiaire, en pied de paroi de la caldeira qui pourraient être attribués à des aquifères, et d'un substratum conducteur assez profond (600m) au centre de la caldeira. Ce substratum est repéré dans le flanc ouest à des profondeurs moindres (300m). Cependant, la structure géoélectrique du centre de la caldeira n'a pas été

facile à obtenir. En effet, la plupart des courbes de sondage obtenues dans le centre de la caldeira présentaient des *distorsions très importantes* les rendant « ininterprétables » par des procédures conventionnelles. Le phénomène à l'origine de ces distorsions restant totalement inconnu dans ce type de terrain volcanique, nous avons mené une recherche spécifique à ce sujet. Elle est exposée dans ce mémoire.

Notre objectif initial étant de valider l'emploi de la méthode TDEM dans ce contexte volcanique, on ne pouvait négliger un phénomène affectant plus de 30% des courbes de sondages et masquant l'information importante : la détermination précise des zones conductrices du sous-sol dans les premières centaines de mètres. Cette recherche s'appuie sur les études menées depuis le début des années 80 par la communauté des géophysiciens utilisant le TDEM, études qui concernent la prise en compte *des phénomènes de polarisation provoquée (PP) et de viscosité magnétique des roches* dans le calcul des réponses du sous-sol.

Cette recherche nous a conduit à mener en 1995 une troisième mission de prospection en collaboration avec l'INGRH et le Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion. La méthode TDEM a été employée avec un dispositif d'émission plus puissant permettant une exploration plus profonde, et nous avons aussi procédé à des mesures de polarisation provoquée pour tenter d'évaluer le phénomène de distorsion. Des mesures de résistivité et de susceptibilité magnétique ont été faites sur quelques affleurements caractéristiques. Parallèlement, une description géologique et tectonique de la caldeira a été entreprise dont les résultats sont présentés par Join et al (1996).

## **1.2 Présentation du mémoire.**

Nous proposons pour ce mémoire le plan suivant :

- Dans le chapitre 2, nous définissons le paramètre de résistivité électrique qui est mesuré par les méthodes géophysiques. Nous évaluons, par quelques exemples, ses relations avec la *porosité* des formations volcaniques, *la teneur en eau*, la *minéralisation* de cette eau et la *présence d'argile*. Nous dégagerons ainsi l'intérêt que présente la résistivité pour la recherche d'eau souterraine, mais aussi *les limites des modèles géophysiques* en l'absence d'informations supplémentaires.

- Le chapitre 3 constitue un rappel sur les méthodes des sondages électromagnétiques à source contrôlée, dans les domaines fréquentiel et temporel, ce dernier domaine étant celui des sondages TDEM.
- Le chapitre 4 présente les sondages TDEM. Après un historique rapide et un exposé des principes généraux de la méthode, nous donnons quelques expressions analytiques des champs électromagnétiques au dessus d'un demi-espace conducteur. Les concepts de résistivité apparente et de profondeur d'investigation sont ensuite décrits, ainsi que les sources d'erreurs possibles, pour terminer sur quelques exemples d'application.
- Le chapitre 5 est consacré à l'étude des effets de polarisation provoquée et de viscosité magnétique en TDEM appliquée aux distorsions observées sur le volcan Fogo. Après une présentation générale de ces phénomènes et des mesures spécifiques réalisées sur le terrain, des modélisations sont entreprises pour chacun de ces effets :
  - Les effets de viscosité magnétique sont analysés par un modèle de *variation des susceptibilités en phase et en quadrature en fonction de la fréquence*, selon la théorie des grains magnétiques mono-domaine dispersés (Néel, 1949), modèle adapté aux roches volcaniques, qui sont en général très magnétiques. Ces modélisations sont ensuite confrontées aux données réelles pour tenter d'y déceler un éventuel effet magnétique.
  - Pour la polarisation provoquée, nous suivons la même démarche en montrant l'effet d'un milieu présentant une *résistivité complexe (polarisation provoquée) de type Cole-Cole* (Cole et Cole, 1941) sur les courbes TDEM en analysant l'influence respective des trois paramètres Cole-Cole que sont la *chargeabilité*, la *constante de temps* Cole-Cole et la *dépendance fréquentielle*. Les modélisations serviront à interpréter *d'une façon cohérente* les données de terrain TDEM. Leurs résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis pour publication.

Ces différents résultats permettent de proposer à tout utilisateur de la méthode TDEM un certain nombre de clefs pour la compréhension des effets de polarisation provoquée ou de viscosité magnétique auxquels il peut être confronté dans un contexte volcanique, *ou dans un contexte plus large là où le sous-sol est polarisable et/ou magnétique*. Il s'agira pour lui (i) de détecter d'éventuels effets de polarisation provoquée ou de viscosité magnétique, (ii) de réaliser des mesures spécifiques permettant de quantifier ces phénomènes et de les éviter s'ils sont jugés néfastes comme dans le cas de cette étude, (iii) de mettre en œuvre des interprétations dégageant l'information « utile » sur la structure géoélectrique du sous-sol.

Il faut mentionner ici que ces procédures étaient en grande partie déjà suggérées dans la littérature, principalement de façon théorique. Nous présentons dans ce mémoire une application pratique au travers d'un exemple qui reste à notre connaissance unique pour des terrains volcaniques.

- le chapitre 6 présente des exemples d'applications de la méthode TDEM en s'appuyant sur deux prospections :
  - La première concerne le volcan Fogo et présente, sous la forme d'un article soumis pour publication, les résultats obtenus dans la caldeira et sur le flanc ouest. Cette étude permet d'une part de repérer des zones potentiellement aquifères assez proche de la surface, et d'autre part d'ébaucher un modèle hydrogéologique dont l'élément majeur prend en compte la présence d'un substratum conducteur supposé imperméable à une altitude élevée dans les flancs de l'édifice. Nous avons réussi à préciser sa profondeur dans la partie centrale de la caldeira, grâce aux modélisations de l'effet de polarisation provoquée décrites dans le chapitre 5.
  - La seconde prospection concerne le secteur du Grand Brûlé à la Réunion. La méthode TDEM est ici employée avec l'AMT et leurs résultats sont interprétés conjointement. Ils mettent en évidence d'une part deux systèmes aquifères différents en bord de côte et d'autre part l'existence d'un substratum conducteur qui remonte dans les flancs du volcan, schéma qui n'est pas sans rappeler celui obtenu à Fogo.

➤ Le chapitre 7 présente la synthèse de ces études en dégagant :

- les principaux avantages de la méthode TDEM pour la prospection d'eau souterraine dans un contexte volcanique,
- Les principaux inconvénients,
- les précautions d'emploi vis à vis des problèmes de polarisation provoquée et de viscosité magnétique, et certaines clefs pour les reconnaître et les modéliser,
- l'intérêt de son utilisation conjointe avec d'autres méthodes,
- les perspectives de recherche futures (prise en compte des propriétés électriques complexes des roches, utilisation des méthodes de diagraphies géophysiques,...).

## 2. LA RESISTIVITE. INTERET POUR L'HYDROGEOLOGIE.

En géophysique de prospection pour les ressources en eaux souterraines, la *résistivité* des terrains (ou son inverse la *conductivité*) constitue un paramètre physique intéressant en tout premier lieu car il est *directement corrélé à la présence d'eau dans la roche, et à la minéralisation de cette eau*. La majorité des prospections géophysiques appliquées à l'hydrogéologie s'appuient donc sur la caractérisation de la distribution spatiale de la résistivité du sous-sol (et parfois sur l'étude de sa variation dans le temps).

D'autres paramètres physiques peuvent être mesurés par la géophysique. Dans le cadre de recherche d'eau souterraine, on pourra dans certains cas favorables s'appuyer sur (i) les contrastes de vitesse sismique (méthode sismique réfraction), (ii) les contrastes de permittivité diélectrique (méthode radar) ou (iii) des propriétés de résonance des protons de l'eau (méthode Résonance Magnétique Nucléaire). Par ces trois méthodes on cherche à mettre directement en évidence *le toit de la nappe phréatique*. En terrain volcanique, les deux premières méthodes sont très rarement utilisées pour les raisons suivantes :

- Sismique réfraction : les coulées très compactes ont des vitesses sismiques qui peuvent être très grandes (> 2000 m/s). Ces coulées masqueront les terrains inférieurs à plus faible vitesse contenant de l'eau.
- Méthode radar : les réflecteurs des ondes radar sont potentiellement innombrables en raison de la fracturation et de l'hétérogénéité des formations. Il est difficile dans ce cas de repérer clairement le réflecteur dû au toit de la nappe. On peut cependant imaginer certaines prospections radar ponctuelles pour détecter en surface d'une coulée massive des tunnels de lave remplis d'eau ou l'épaisseur de certaines coulées superficielles. Mais ces applications concernent de faibles profondeurs (0-5 mètres par exemple).

En ce qui concerne la méthode RMN, aucune prospection n'a été à notre connaissance entreprise sur des terrains volcaniques. Encore relativement nouvelle pour la communauté des géophysiciens « prospecteurs d'eau », son emploi dans ce contexte mériterait d'être évalué.

La présente étude concerne l'utilisation de la méthode de sondage électromagnétique TDEM pour les recherches d'eau dans un contexte volcanique. Cette méthode se fondant sur la mesure de la conductivité, l'inverse de la résistivité, nous définissons dans ce chapitre ce paramètre et les facteurs qui modifient sa valeur. Nous décrivons ensuite la nature et la géométrie des terrains volcaniques étudiés, puis nous discutons la relation entre la résistivité et la porosité pour ces terrains à l'aide d'exemples simples. Cela permet de dégager les *avantages mais aussi les limites de l'information apportée par la géophysique dans ce contexte.*

## **2.1. La résistivité.**

### **2.1.1 Définition.**

La résistivité  $\rho$  est un paramètre familier pour les géophysiciens, moins pour les hydrogéologues qui emploient préférentiellement la conductivité  $\sigma$  pour caractériser la minéralisation de l'eau souterraine. La résistivité d'un matériau est sa capacité à résister au passage du courant électrique. Cette faculté est étroitement liée à la nature même des formations géologiques et des eaux qu'elles contiennent. D'une manière simple, la résistivité  $\rho$  d'un échantillon de roche ou de sol peut être mesurée entre les deux plaques conductrices de surface  $S$ , formant les sections opposées d'un cylindre de longueur  $L$ , dont les parois sont isolantes et contiennent l'échantillon. Lorsqu'on relie ces plaques à un générateur de courant, on a :

$$\rho = \frac{S V}{L I} = \frac{1}{\sigma} \quad (2.1)$$

La résistivité  $\rho$  s'exprime en ohm.mètre ( $\Omega.m$ ), pour  $S$  en  $m^2$ ,  $L$  en  $m$ ,  $V$  en volt et  $I$  en ampère.

Son inverse, la conductivité  $\sigma$  s'exprime en siemens/mètre ( $S/m$ ).

### **2.1.2. Facteurs influant sur la valeur de la résistivité.**

Les différents facteurs influant sur la valeur de la résistivité sont largement décrits dans la littérature (voir par exemple McNeill, 1980, Ward, 1990, Keller, 1988). Nous les rappelons ici, en précisant qu'on s'intéresse au phénomène de conduction mis en jeu dans les sols et les

roches, la *conductivité électrolytique*. Elle fait intervenir le déplacement des ions en solution dans l'eau d'imbibition. Ce phénomène est considéré comme « lent » et conduit à un transfert de matière et à une transformation chimique. Les autres types de conduction, la conduction électronique (électrons libres dans les métaux) et la conduction diélectrique (faisant intervenir les courants de déplacement qui sont prépondérants sous l'influence de champs de très hautes fréquences) ne sont pas considérés ici, car ces phénomènes sont très peu utilisés dans le cas de la prospection d'eau souterraine.

La conductivité électrolytique se produit grâce aux connections existantes entre les pores interstitiels du milieu dont la matrice est généralement considérée comme isolante. Les facteurs suivants influent le plus sur la valeur de la résistivité :

- La porosité : forme et taille des pores, forme et taille des passages existant entre les pores.
- Le pourcentage des vides remplis par l'eau.
- La concentration des ions dans l'eau.
- La température et l'état de l'eau (vapeur, glace, eau libre).
- La quantité et la composition des colloïdes présents,
- La quantité d'argiles.

### **2.1.3. Relation avec la porosité. Loi d'Archie modifiée, dite « de saturation ».**

Dans certains types de formations « simples » ou « propres » (c'est à dire *sans argiles*), la loi d'Archie (Archie, 1942) modifiée - dite loi d'Archie de saturation - citée par exemple par Keller (1988) ou Ward (1990), synthétise l'influence des paramètres précédents par la formule suivante:

$$\rho_f = a \frac{\rho_w \Phi^{-m}}{S_w^n} \quad (2.2)$$

et

$$F = \frac{\rho_f}{\rho_w} = \frac{a}{\Phi^m} \quad (2.3)$$

avec :

- $F$  : facteur de formation (sans dimension),
- $\rho_f$  : résistivité de la formation ( $\Omega.m$ ),
- $\rho_w$  : résistivité de la solution ( $\Omega.m$ ),
- $\Phi$  : porosité (rapport du volume des vides au volume total, sans dimension),
- $S_w$  : saturation (rapport du volume des vides remplis par l'eau au volume total des vides, sans dimension),
- $a$  : coefficient de saturation, (sans dimension),
- $m$  : facteur de cimentation, (sans dimension),
- $n$  : exposant de saturation (sans dimension).

Les prospections géophysiques donnent la valeur de  $\rho_f$ . Si la formation en question ne contient pas d'argile, on peut, moyennant des hypothèses sur les valeurs de  $a$ ,  $m$  et  $n$ , obtenir une estimation de la porosité  $\Phi$  connaissant  $\rho_w$  ou de  $\rho_w$  connaissant  $\Phi$ .

Quelques valeurs des facteurs  $m$  et  $a$  sont présentées dans le tableau I.

- *Le coefficient de saturation  $a$*  est généralement proche de 1, mais peut atteindre des valeurs de 3,5 pour des roches volcaniques très poreuses (Keller, 1988).

Les facteurs  $m$  et  $n$  caractérisent la *tortuosité* du cheminement de l'eau :

- *Le facteur de cimentation  $m$*  traduit l'effet de la forme des particules. Par exemple, il est égal à 1,3 pour des sphères. Pour des sables constitués de fragments de coquilles, il atteint la valeur 1,85 (Jackson et al., 1978).
- *L'exposant de saturation  $n$*  a une valeur généralement très proche de 2.

Jackson et al. (1978)					
Type de grains ou de roche	Taille des grains (mm)	Sphéricité	Coefficient m	Coefficient a	Porosité (%)
Sphères.	1.30	1.00	1.20	-	-
Sable à grains ronds.	1.30	0.83	1.40	-	-
Sable à grains aplatis.	1.41	0.78	1.52	-	-
Sable à fragments de coquilles.	1.30	0.50	1.85	-	-
Keller (1988)					
Roches détritiques faiblement cimentées : sable, grès, certains calcaires.	-	-	1.37	0.88	25 à 45
Roches sédimentaires modérément cimentées, grès et calcaires.	-	-	1.72	0.62	18 à 35
Roches sédimentaires fortement cimentées	-	-	1.95	0.62	5 à 25
Roches volcaniques très poreuses : tuf, coulées aa et pahoehoe	-	-	1.44	3.50	20 à 80
Roches cristallines et métamorphiques très denses.	-	-	1.58	1.40	moins de 4

Tableau I. Paramètres m, a et porosité pour différents types de grains ou de roches. D'après Jackson et al (1978) et Keller (1988).

Dans le cadre de la loi d'Archie de saturation, il faut définir ce qu'on entend par porosité. La porosité est définie par le rapport du volume des vides sur le volume total. Cette porosité peut être de différents types. D'une manière générale, on définit deux types principaux de porosité: (1) une porosité « fermée » (les vides ne communiquent pas entre eux), (2) une porosité « communicante » (qui peut être une porosité d'origine ou une porosité « de fracture »). La porosité utilisée dans la loi d'Archie est la porosité communicante. C'est une porosité (1) disponible pour contenir de l'eau et (2) qui permet au courant électrique de circuler d'un vide à l'autre via l'eau d'imbibition. Cette porosité communicante est une première donnée pour juger de la qualité d'un aquifère. Celui-ci sera considéré comme exploitable si la roche est capable de restituer l'eau relativement facilement par pompage. La première condition est bien entendu que les vides soient communicants. Les autres conditions (diamètres des pores, tortuosité, etc...) seront importantes pour quantifier le débit, mais ces paramètres ne sont pas appréciés par la valeur de la porosité *sensu stricto*.

A titre d'exemple de porosité « fermée », on peut mentionner que certaines roches volcaniques très poreuses (vacuolaires) comme les ponces n'auront aucune capacité à stocker de l'eau ou à la restituer et sont donc inintéressantes d'un point de vue hydrogéologique, à moins qu'elles soient fracturées. D'ailleurs, ne contenant pas d'eau, elles restent généralement très résistantes et apparaîtront par la relation (2.2) comme peu poreuses.

La loi d'Archie de saturation a pour principal inconvénient de ne pas prendre en compte la présence d'argile. Or les minéraux argileux possèdent une capacité importante d'échange de cations. Ils échangent une quantité d'ions adsorbés à leur surface, ions qui vont participer à l'augmentation de la conductivité électrolytique. On considère que cette conduction par la surface des grains d'argile s'ajoute à la conduction « volumique » par l'eau. Simandoux (1963) propose par exemple la formule suivante pour prendre en compte la fraction argileuse du terrain :

$$\frac{1}{\rho_f} = \frac{V_{cl}}{\rho_{cl}} S_w + \frac{\Phi^m}{a\rho_w} S_w^2 \quad (2.4)$$

où  $V_{cl}$  est le volume d'argile sur le volume total et  $\rho_{cl}$  la résistivité « surfacique » de la fraction argileuse.

Cette équation n'est cependant pas facile à appliquer si on n'a pas une idée précise sur les teneurs et la nature des argiles présentes.

#### 2.1.4. Influence de la température.

La température ambiante est un facteur important de variation de la résistivité lorsqu'on s'intéresse par exemple à des zones hydrothermales. Keller et Frischknecht (1970) donnent la formule suivante :

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha(t - 18)} \quad (2.5)$$

avec :

- $\alpha$  « coefficient de température de la résistivité »:  $\alpha = 0,025 / ^\circ\text{C}$ ,
- $t$  température ambiante ( $^\circ\text{C}$ ),
- $\rho_{18}$  est la résistivité à  $18^\circ\text{C}$ .

A titre d'exemple, une température de  $500^\circ\text{C}$  fera chuter la résistivité d'une roche de  $100 \Omega.m$  à  $18^\circ\text{C}$  à moins de  $8 \Omega.m$ .

#### 2.2. Eléments sur la nature et la géométrie des terrains volcaniques.

Les terrains volcaniques prospectés dans cette étude sont très hétérogènes du point de vue de leur nature, de leur porosité et de leur géométrie. Lors d'une éruption, les produits volcaniques prennent des faciès très diversifiés. On pourra ainsi rencontrer des cendres, des lapillis, des tufs volcaniques, des scories, des brèches, des coulées, des intrusions massives ou des dykes. D'autres formations peuvent aussi se mettre en place sur l'édifice en dehors des éruptions : lahars, formation de sols, reprise des matériaux par des glissements de terrain, dépôts alluviaux, etc.

Mis à part les intrusions et les dykes qui se mettent en place au sein même du terrain, les autres produits effusifs se déposent selon la topographie existante, la recouvrant uniformément quand il s'agit de cendres ou d'autres produits explosifs fins, ou bien comblant les creux existants pour les coulées. La géométrie résultante d'un tel processus de dépôt est illustrée sur la figure 3.

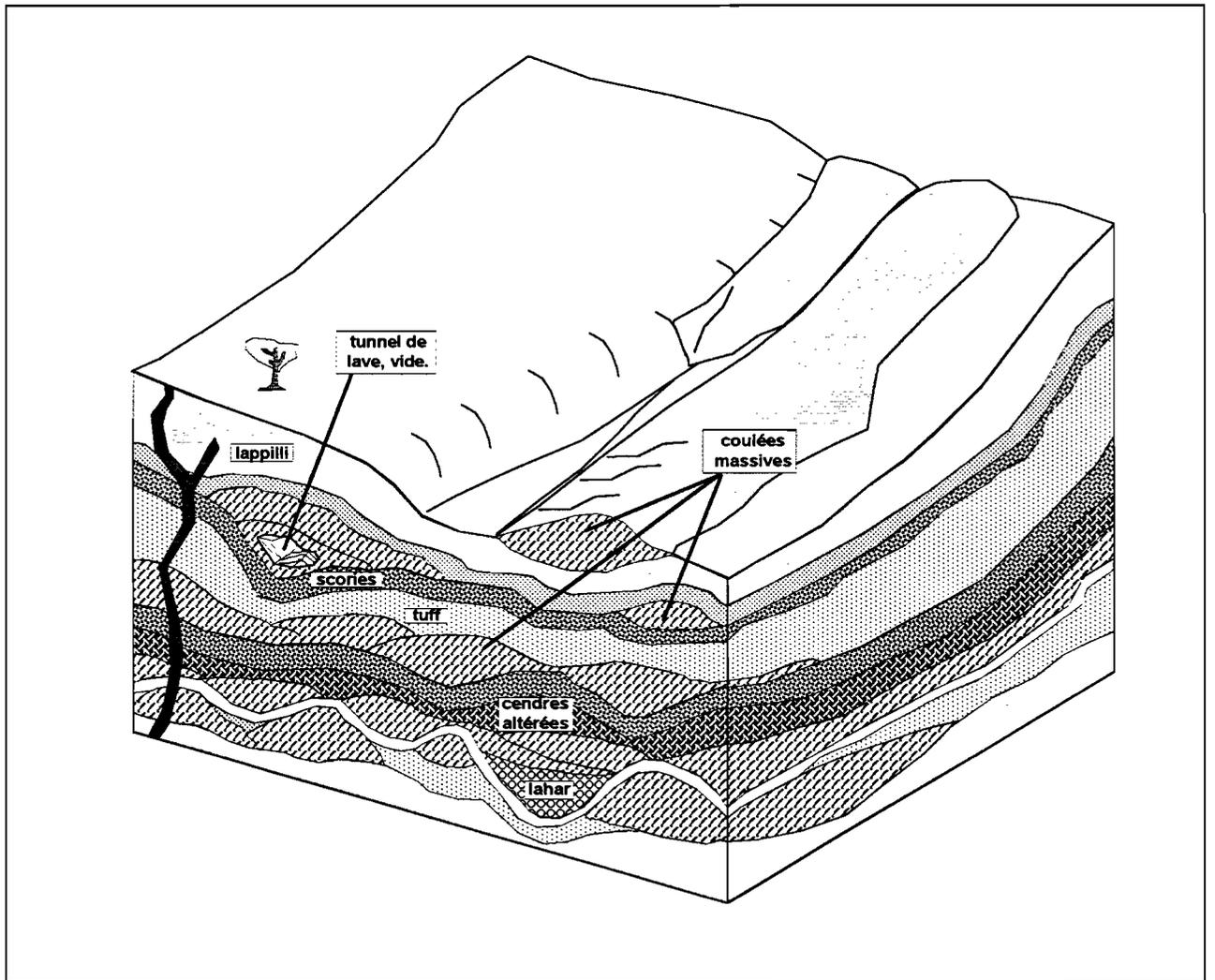


Figure 3. Géométrie des dépôts volcaniques.

Les coulées de lave présentent différents faciès. En ce qui concerne les volcans de type hawaïen, type auquel s'apparentent principalement le Piton de la Fournaise et Fogo, on décrit deux faciès principaux :

- Les coulées de type « pahoehoe » sont issues de laves assez fluides et présentent en surface un aspect lisse et parfois « cordé », leur base est très poreuse. Lorsqu'elles se refroidissent, elles se fracturent selon plusieurs directions (prismes basaltiques par exemple). Certaines recèlent des tunnels qui, débarrassés par endroit de leur lave, forment de véritables grottes.
- Les coulées de type « aa » sont issues de laves plus visqueuses et constituées d'un amalgame de blocs décimétriques à décamétriques. Elles sont par conséquent très poreuses.

Tous les matériaux décrits ci-dessus s'altèrent, plus ou moins rapidement, sous l'action du climat et de la percolation des eaux souterraines. Ils se transforment généralement en argile. Cette altération se généralise lorsque des conditions de température et/ou de pression élevées sont atteintes. Ces conditions sont souvent réalisées à des profondeurs supérieures à 1000 mètres, où la circulation des fluides et parfois la proximité de chambres magmatiques caractérisent les zones hydrothermales.

En résumé :

- Les dépôts forment généralement un empilement de strates qui suit la topographie.
- L'épaisseur des formations est très variable.
- Les coulées se déposent selon les creux topographiques.
- La plupart des matériaux sont, en l'absence d'argile d'altération, très poreux.
- Les coulées massives présentent généralement une porosité de fracture.
- L'altération affecte dans un premier temps les matériaux fins tels que les cendres, les lapillis, les surfaces et bases des coulées, les tufs volcaniques,...
- Toutes les formations subissent généralement une altération à grande profondeur.
- L'eau souterraine se concentre préférentiellement au sein des matériaux poreux ou à la faveur de la fracturation.
- Certaines structures imperméables ou au contraire très poreuses pourront guider la circulation et le stockage de l'eau (dykes, failles, paléo-vallées comblées par des alluvions ou des lahars, etc.)

## **2.3 Anisotropie « macroscopique » de résistivité et de porosité.**

Les caractéristiques décrites précédemment sont celles d'un milieu très hétérogène. A l'échelle qui nous intéresse (c'est à dire les premières centaines de mètres), ce milieu est très anisotrope du point de vue de la résistivité. Si une coulée massive ou un niveau de tuf par exemple pourront toujours être considérés isolement comme électriquement isotropes, il en va tout autrement lorsqu'on considère un empilement de matériaux de nature et d'épaisseurs très différentes. Cette anisotropie est qualifiée de « macroscopique ».

Dans ce paragraphe, nous tentons d'évaluer dans quelles mesures la valeur de la résistivité obtenue en prospection géophysique peut être révélatrice - ou non - de la présence de formations aquifères dans un terrain stratifié macro-anisotrope.

### **2.3.1 Anisotropie macroscopique de résistivité.**

Le pouvoir de résolution des méthodes géophysiques basées sur la mesure de la résistivité peut être défini comme la faculté de distinguer la stratification fine des terrains. Il est lié aux concepts de résolution et d'équivalence propres à chaque méthode et qui seront décrits ultérieurement pour la méthode TDEM. Ce pouvoir de résolution est de *moins en moins élevé à mesure que l'on pénètre dans le sol*. Considérons la colonne de terrain représentée sur la figure 4. Cette colonne, de section unitaire, est constituée de terrains stratifiés. Si cette colonne est *très proche de la surface*, les sondages géophysiques pourront généralement décrire la stratification des résistivités et des épaisseurs correspondantes à chaque terrain.

Plaçons cette colonne à plus grande profondeur. Le pouvoir de résolution étant réduit, il n'est plus possible de distinguer la stratification fine des terrains. Il sera seulement possible de caractériser la résistivité « équivalente » ou « moyenne » d'une colonne de même épaisseur.

Pour définir cette résistivité « équivalente », imaginons des dispositifs électriques capables de mesurer la résistance de cette colonne entre des plaques métalliques, tels que ceux représentés sur la figure 4. Pour notre exemple, considérons que chaque strate est

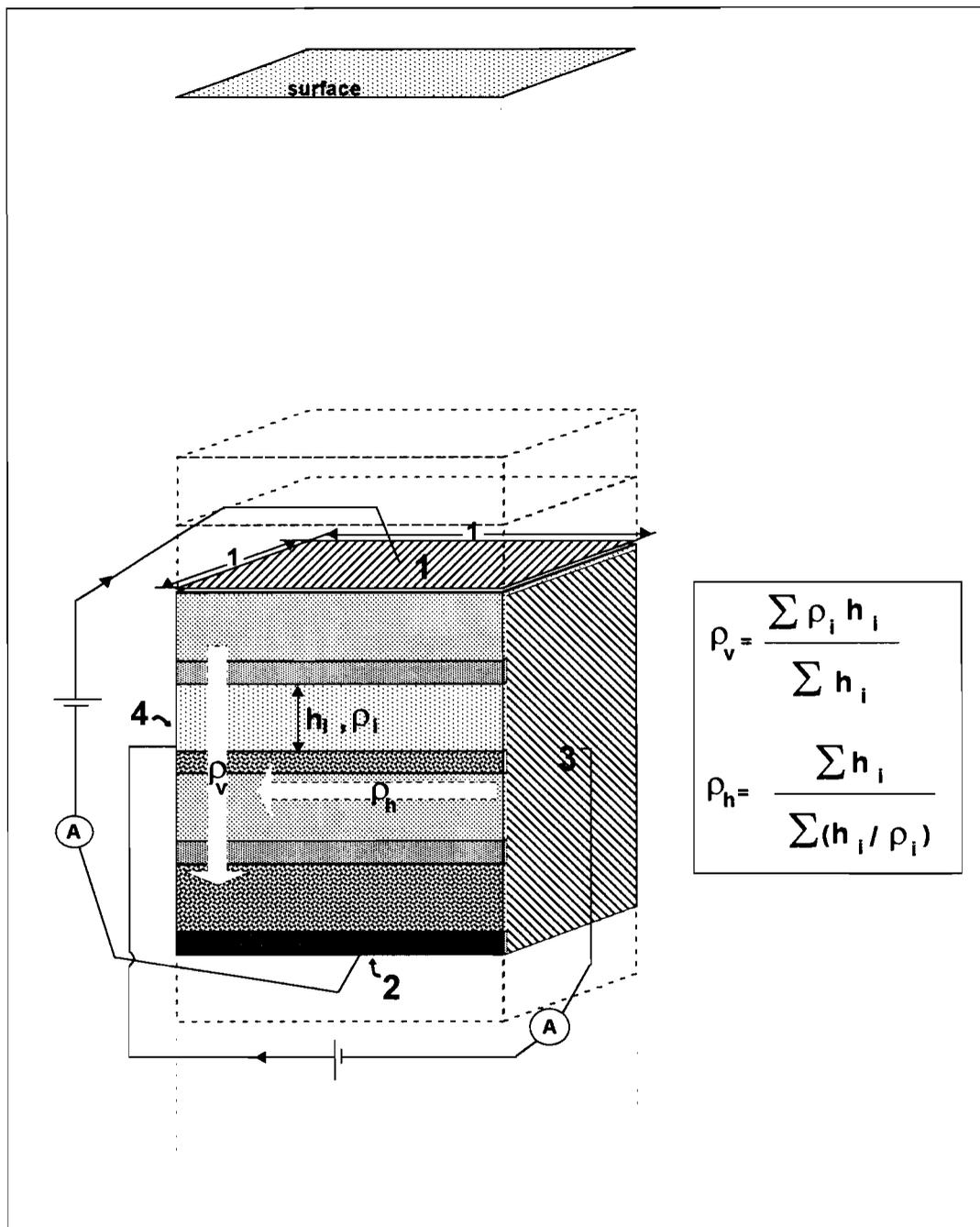


Figure 4: Anisotropie "macroscopique" de la résistivité pour un ensemble de terrains stratifiés.  
 $\rho_v$  vaut pour une circulation verticale entre les plaques 1 et 2,  $\rho_h$  pour une circulation horizontale entre les plaques 3 et 4.

électriquement isotrope. Le coefficient d'anisotropie  $\lambda$  de la colonne est défini de la manière suivante :

$$\lambda = \left( \frac{\rho_v}{\rho_h} \right)^{1/2} \quad (2.6)$$

où :

- $\rho_v$  est la résistivité mesurée par un courant  $i$  traversant *verticalement* la colonne.  $\rho_v$  est généralement appelée *résistivité longitudinale*, mais nous convenons de l'appeler dans cette étude « *résistivité verticale* ».
- $\rho_h$  est la résistivité mesurée par un courant  $i$  traversant *horizontalement* la colonne.  $\rho_h$  est généralement appelée *résistivité transversale*. Nous parlerons de « *résistivité horizontale* ».

On calcule  $\rho_v$  et  $\rho_h$  par analogie avec des résistances en série ou en parallèle respectivement,

$$\rho_v = \frac{\sum h_i \rho_i}{\sum (h_i)} \quad (2.7) \quad (\text{moyenne arithmétique})$$

$$\rho_h = \frac{\sum h_i}{\sum \left( \frac{h_i}{\rho_i} \right)} \quad (2.8) \quad (\text{moyenne harmonique})$$

où  $\rho_i$  et  $h_i$  représentent respectivement les résistivités et les épaisseurs des différents terrains.

A titre d'illustration, prenons un cas se rapprochant de nos terrains volcaniques. Imaginons une colonne de 100 mètres d'épaisseur représentée sur la figure 5, constituée de quatre coulées basaltiques massives de 20 mètres chacune et de résistivité 10000  $\Omega.m$ , entre lesquelles s'intercalent quatre niveaux de scories de 5 mètres et moins résistants (2000  $\Omega.m$ ).

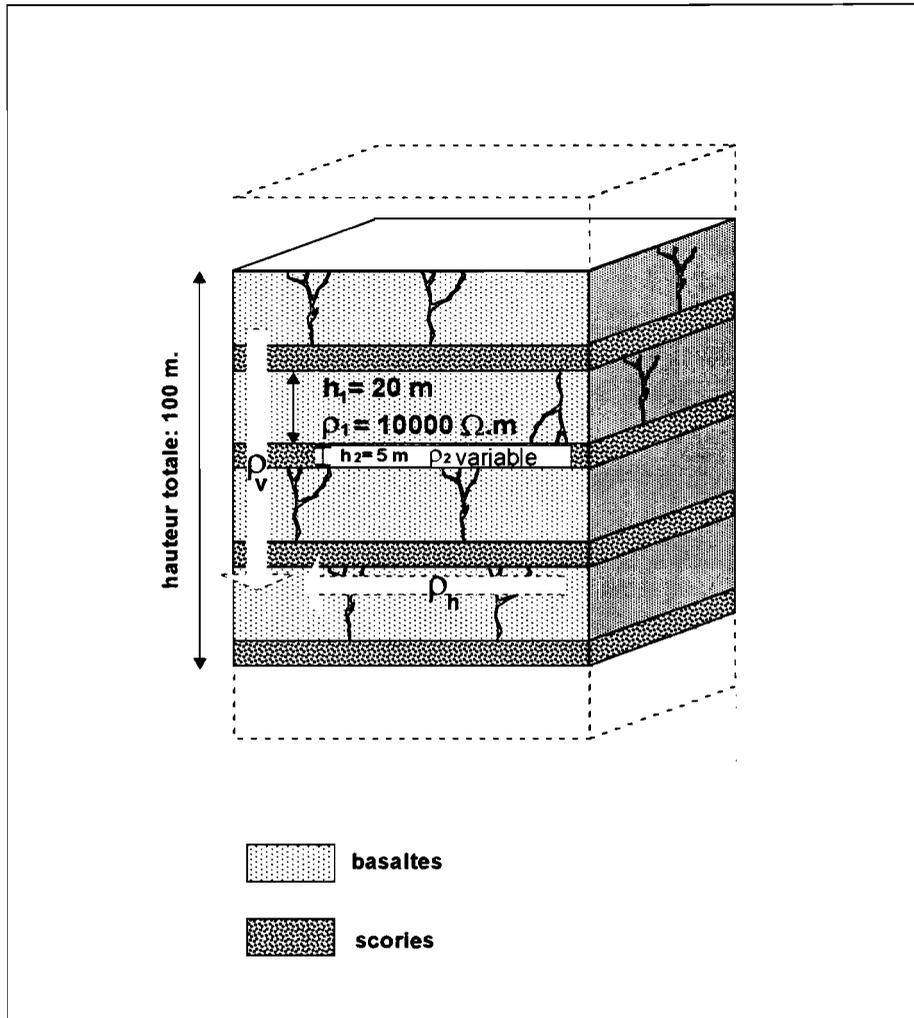


Figure 5 : Colonne de roche constituée de coulées de basalte compact et peu fissuré et de niveaux de scories poreuses.

Calculons les résistivités verticales et horizontales :

$$\rho_v = 8400 \Omega.m$$

$$\rho_h = 5555 \Omega.m,$$

Si les scories sont saturées d'eau douce, leur résistivité sera sensiblement plus faible. Prenons la égale à 500  $\Omega.m$  par exemple. Dans ce cas,

$$\rho_v = 8100 \Omega.m$$

$$\rho_h = 2080 \Omega.m,$$

Cet exemple simple montre qu'une baisse sensible de la résistivité des terrains aquifères produit une *baisse significative de la résistivité horizontale* tandis que la *résistivité verticale reste sensiblement la même*. Les méthodes géophysiques qui se fondent sur la *circulation horizontale des courants électriques* dans le sol donneront un résultat représentatif de la résistivité horizontale. La valeur de cette dernière est *très sensible* à la présence de *terrains conducteurs peu épais*. Il faut mentionner que la plupart des méthodes électromagnétiques mises en œuvre mesurent les réponses du terrain dues à des *circulations horizontales de courant électrique*. C'est en particulier le cas de la méthode TDEM étudiée ici. Nous profitons donc de cette caractéristique lorsque nous recherchons de l'eau souterraine en milieu anisotrope. Les méthodes électriques à source polaire, bipolaire et dipolaire au contraire sont sensibles à la fois à  $\rho_h$  et  $\rho_v$ , pour les formations résistantes en particulier.

### 2.3.2. Influence de l'anisotropie de porosité.

Nous avons décrit par la relation (2.2) le lien qui existe dans les cas simples, entre la valeur de la porosité et celle de la résistivité. Appliquer cette loi sur un milieu anisotrope a-t-il un sens ?

La prospection géophysique donne comme résultat les valeurs de la résistivité et de l'épaisseur d'une formation. Si cette dernière est située à une profondeur au delà de laquelle la méthode employée n'a plus de pouvoir de résolution suffisant pour distinguer la stratification, alors les résultats seront représentatifs d'une colonne de terrains distincts. Il s'agit de déterminer si cet ensemble est potentiellement aquifère. Les questions suivantes se posent:

- Dans quelles mesures la valeur de la porosité obtenue par la formule d'Archie de saturation est-elle représentative de cette formation ?

- En connaissant la ou les porosités, pourra-t-on estimer correctement la résistivité de l'eau d'imbibition?
- Pourra-t-on déceler la présence d'argile ?

Les réponses à ces questions dépendent non seulement de la détermination précise de la résistivité et de l'épaisseur donnée par la géophysique, mais aussi du degré de connaissance de la géologie du terrain étudié.

Nous tentons dans ce paragraphe de dégager les premiers éléments de réponse en nous appuyant sur les équations d'Archie de saturation (2.2) et de Simandoux (2.4). Nous considérons un milieu saturé sans argiles.

Reprenons notre exemple de la colonne de terrain de la figure 5. La résistivité des coulées est de 10000  $\Omega.m$ , celle des scories, 500  $\Omega.m$ . Leurs épaisseurs respectives sont de 20 et 5 m. Pour 100 mètres de hauteur de colonne, leurs volumes respectifs sont donc de 80 et 20%. Estimons la résistivité de l'eau d'imbibition à 80  $\Omega.m$ . Cette valeur, correspondant à une conductivité de 125  $\mu S/cm$ , est représentative de celle d'une source d'altitude sur le massif volcanique du Piton des Neiges à la Réunion (Join, 1991). Calculons les porosités respectives  $\Phi_1$  et  $\Phi_2$  des laves et des scories. Pour cela, nous devons estimer les paramètres a et m de l'équation (2.2) pour chacun de ces terrains. Le tableau I nous fournit les valeurs suivantes :

- Pour les laves qui présentent une porosité faible :  $a_1 = 0,62$  et  $m_1 = 1,95$ .
- Pour les scories poreuses:  $a_2 = 3,5$  et  $m_2 = 1,44$ .

Les valeurs calculées de  $\Phi_1$  et  $\Phi_2$  sont respectivement de 6,6 et 66,8%. Ces valeurs sont tout à fait réalistes pour ces terrains. La porosité totale de la colonne de roche  $\Phi_t$  est :

$$\Phi_t = 6,6 \times 0,8 + 66,8 \times 0,2 = 18,6 \%$$

Calculons la résistivité équivalente  $\rho_{\text{éq}}$  de cet ensemble de terrain par l'équation (2.2) :

$$\rho_{\text{éq}} = \frac{\rho_w (a_1 v_1 + a_2 v_2) \Phi_t^{-(m_1 v_1 + m_2 v_2)}}{S_w^2} \quad (2.9)$$

où  $v_1$  et  $v_2$  sont les fractions des volumes des laves et des scories respectivement.

A saturation ( $S_w = 1$ ),

$$\rho_{\text{éq}} = 2133 \Omega.m$$

Enfin, calculons les résistivités verticales et horizontales par les équations (2.7) et (2.8) :

$$\rho_v = 8100 \Omega.m,$$

$$\rho_h = 2083 \Omega.m$$

La valeur de la résistivité  $\rho_h$  est proche de la valeur  $\rho_{\text{éq}}$  calculée précédemment. Ce résultat montre que, *si les paramètres  $a$ ,  $m$  et  $\rho_w$  sont correctement estimés*, la résistivité horizontale fournie par la géophysique permet de connaître la porosité globale  $\Phi_t$  de la formation en utilisant la loi d'Archie de saturation.

Si  $\rho_w$  peut être mesurée à l'exutoire de certaines sources par exemple, la détermination de  $a$  et  $m$  pose plus de problèmes car il faut a priori connaître les volumes relatifs des terrains poreux par rapport aux terrains moins poreux. Une des solutions possibles est de se reporter à la description stratigraphique d'un forage relativement proche.

Un autre élément important se dégage de l'exemple précédent : la valeur de la porosité totale  $\Phi_t$  de notre colonne de roche ne dépasse pas 20% alors qu'elle comporte des niveaux saturés relativement épais (5 mètres) et très poreux (66%). Ces niveaux sont potentiellement intéressants pour l'hydrogéologue. Même en estimant convenablement les paramètres  $a$ ,  $m$  et  $\rho_w$ , la valeur de la porosité totale  $\Phi_t$  qui sera calculée à partir des résultats géophysiques masquera les valeurs de porosités locales intéressantes.

Ceci étant, il est évident que les *variations* de la porosité totale  $\Phi_t$  d'un point à l'autre du terrain seront très significatives et pourront être interprétées en terme de pourcentage relatif des niveaux poreux par rapport aux coulées massives.

### **2.3.3. Influence de la présence d'argile et de la résistivité de l'eau d'imbibition**

#### *a. Influence de la présence d'argile.*

Soit une fraction argileuse remplissant 50% des pores des scories par une argile de 20  $\Omega.m$ . La porosité  $\Phi_2$  était précédemment de 66% (calculée par la loi d'Archie de saturation).

Elle se réduit, avec l'argile remplissant 50% des vides, à 33%. Le volume  $V_{cl}$  d'argile représente 33% du volume total des scories. Les coefficients  $a$  et  $m$  sont estimés à 0,62 et 1.95 d'après le tableau I pour des milieux très cimentés et peu poreux. La relation de Simandoux nous permet de calculer la résistivité  $\rho_2$  des niveaux de scories contenant l'argile (avec  $S_w = 1$ ):

$$\rho_2 = (0,33/20) + [(0,33)^{1,95} / (0,62 \times 80)]^{-1} = 53 \Omega.m$$

Pour notre colonne de roche, la résistivité horizontale  $\rho_h$ , calculée par la relation (2.8) avec  $\rho_1 = 10000 \Omega.m$  et  $\rho_2 = 53 \Omega.m$ , sera de 259  $\Omega.m$ .

La présence d'argile en quantité importante dans les niveaux de scories fait donc chuter la valeur de la résistivité horizontale de 2083 à 259  $\Omega.m$ , ce qui met en évidence l'influence déterminante de la présence d'argile sur la valeur de la résistivité horizontale.

#### *b. Influence de la résistivité de l'eau d'imbibition.*

Une baisse de la résistivité de l'eau d'imbibition abaissera la valeur de la résistivité horizontale tout comme l'augmentation du pourcentage d'argile ou l'augmentation de la porosité. Un simple calcul avec la relation de Simandoux dans le dernier cas présenté ci-dessus (avec 50% d'argile dans les scories) montre que si l'eau est salée (prenons 0,3  $\Omega.m$ , ou 33000  $\mu S/cm$ , valeurs représentatives de l'eau de mer), la résistivité  $\rho_2$  chute à moins de 1,6  $\Omega.m$ . La résistivité horizontale de la colonne de roche chute elle aussi à moins de 7,8  $\Omega.m$ , malgré la présence de 80% de coulées massives à 10000  $\Omega.m$ .

## **2.4 Conclusions.**

Les différents calculs que nous venons de décrire sont fondés sur l'emploi des lois d'Archie modifiée et de Simandoux. Les résultats obtenus permettent de fournir les éléments de réponse aux questions posées au début du paragraphe 2.3.2.

Dans la mesure où les résultats fournis par la géophysique concernent un ensemble anisotrope profond de terrains finement stratifiés dont le détail ne peut pas être décrit depuis la surface, la valeur de la résistivité horizontale est très fortement influencée par (1) la porosité

des strates et leur saturation, (2) le volume relatif des strates conductrices et poreuses, (3) le pourcentage d'argile, (4) la résistivité de l'eau d'imbibition.

Par conséquent, quand il s'agit de calculer une porosité à partir d'une résistivité horizontale, par la loi d'Archie de saturation ou celle de Simandoux par exemple, ou d'interpréter les résultats géophysiques en terme de géologie, le géophysicien sera toujours confronté au problème de *choix entre plusieurs hypothèses possibles*. Ce problème d'équivalence est inhérent à ces relations liant la résistivité et la porosité. Il se pose aussi dans la détermination de la valeur de la résistivité à partir des courbes de sondage géophysique. Par conséquent, le géophysicien tentera de contraindre les interprétations géophysiques et leur traduction en terme de porosité s'il possède de solides connaissances sur la géologie locale. Les éléments suivants seront particulièrement utiles :

- Présence d'un forage à proximité : profondeur du toit de la nappe, résistivité de l'eau, estimation du volume des terrains massifs par rapport aux terrains plus poreux, présence d'argile, etc..
- Certitude de la présence d'un biseau salé,
- Mesure de conductivité de l'eau des sources,
- Evaluation de la présence de failles,
- Mesure des résistivités sur des affleurements secs, partiellement ou totalement saturés et représentatifs des formations en présence.

Cependant ces informations ne sont pas toujours disponibles, loin s'en faut. Dans ce cas la détermination précise des résistivités et des épaisseurs (et des variations spatiales de ces paramètres) d'un point à l'autre de la zone prospectée pourront toujours être interprétées en imaginant plusieurs scénarios qu'il conviendra de vérifier par forage par exemple.

### 3. LES SONDAGES ELECTROMAGNETIQUES A SOURCE CONTROLEE.

#### 3.1 Généralités.

Les méthodes de sondage électromagnétique visent à déterminer les distributions de la conductivité des sols et du sous-sol en fonction de la profondeur. D'une manière générale, elles comprennent les méthodes qui utilisent des champs électromagnétiques naturels comme source (méthode magnétotellurique, MT, par exemple), et les méthodes à source contrôlée, dont fait partie la méthode TDEM (Time Domain Electromagnetism). Pour ces dernières, présentées dans ce chapitre, c'est une source magnétique qui permet d'explorer le sous-sol.

Ces méthodes sont généralement utilisées avec des fréquences suffisamment basses pour que les *phénomènes liés aux courants de déplacement puissent être négligés*. Dans cette approximation, dite « basse fréquence », des équations de Maxwell, les courants de conduction prédominent.

Depuis les années 80, de nombreuses publications décrivent de façon exhaustive les méthodes EM à source contrôlée. Dans la suite de ce chapitre, nous nous appuyerons principalement sur les publications de Spies et Frischknecht (1991), Nabighian et MacNae (1991), et McNeill (1994).

La plupart des méthodes EM sont fondées sur la propriété qu'ont les champs magnétiques variant dans le temps d'induire des courants dans le sous-sol conducteur. Les courants induits engendrent eux-mêmes des champs magnétiques secondaires qu'il s'agit de mesurer en surface, en présence ou en l'absence du champ inducteur. Ces mesures s'effectuent à différentes fréquences. La distribution des courants induits dans le sol dépend en première approximation du produit de la conductivité  $\sigma$  du sol par sa perméabilité magnétique  $\mu$  et la fréquence  $f$ . D'une manière simple on peut dire que les courants induits à basse fréquence diffusent plus profondément que ceux induits à haute fréquence.

Pour réaliser un sondage électromagnétique et obtenir des informations sur la stratification de la conductivité avec la profondeur, le premier moyen est, avec une configuration émetteur-récepteur donnée, de réaliser des mesures à différentes fréquences, ou à différents temps après la coupure du champ primaire. Le second moyen consiste à utiliser une fréquence fixe et à augmenter les dimensions du dispositif émetteur-récepteur. C'est ici qu'intervient un autre paramètre important pour l'étude de ces méthodes : la géométrie du dispositif et particulièrement la distance  $R$  entre l'émetteur et le récepteur. L'influence de ce paramètre est, nous le verrons plus loin, décrite dans l'expression du nombre d'induction. Celui-ci guide le comportement diffusif des champs EM dans le sous-sol. Son expression dépend de  $R$ ,  $\sigma$ ,  $\mu$  et  $f$ .

La juxtaposition de plusieurs sondages peut conduire à la constitution d'un profil, réalisé pour mettre en évidence des variations latérales de conductivité. L'interprétation des sondages la plus simple est celle qui considère des variations 1D du sous-sol. Néanmoins, il est fréquent que les interprétations 1D de sondages rapprochés mettent en évidence des variations latérales. On aura recours à des interprétations 2D ou 3D lorsque ces variations sont très accentuées. La distinction entre sondages et profilages multi-fréquences ou multi-écartement cessera d'exister lorsque les interprétations 2D et 3D seront devenues routinières.

### **3.2 Domaines d'application. Avantages/Inconvénients.**

Les sondages EM sont utilisés pour la prospection de ressources naturelles comme le pétrole, les eaux souterraines, la géothermie, certains types de gisements miniers et préférentiellement dans des contextes géologiques où le milieu est stratifié. Certaines méthodes ont été conçues pour des applications très superficielles comme la pédologie, l'archéologie ou le génie civil.

Les méthodes EM à source contrôlée sont sensibles aux paramètres physiques électriques du sous-sol. Elles sont complémentaires d'autres méthodes telles que la sismique, la gravimétrie ou le magnétisme, qui mesurent d'autres paramètres physiques des sols et des roches, et de celles qui mesurent aussi les contrastes de conductivité comme le sondage électrique à courant continu ou la magnétotellurique (MT). Elles sont généralement employées

pour la détection de cibles ou de terrains conducteurs, qui donnent naissance à des courants induits assez forts pour être mesurés. Voici les principaux avantages et inconvénients de ces méthodes :

- Elles offrent une meilleure résolution des terrains conducteurs que les méthodes à courant continu.
- Certaines méthodes sont peu affectées par des variations latérales superficielles de résistivité. En effet, les méthodes EM qui n'utilisent pas la mesure du champ électrique ne sont pas affectées par les distorsions telles que les « static-shift » que l'on rencontre en MT, et qui sont dues à l'influence des déviations des lignes de courant électrique par des hétérogénéités de surface.
- La mise en œuvre sur le terrain peut-être nettement plus rapide que d'autres méthodes.
- L'absence de contact avec le sol du dispositif de mesure est très avantageuse en terrain sec et/ou induré en surface. Cela permet aussi une mise en œuvre aéroportée.
- Elles définissent assez mal les terrains résistants.
- Il est difficile d'obtenir des profondeurs d'exploration supérieures au kilomètre car la puissance des sources devrait être considérable (courants de plusieurs dizaines voir centaines d'ampères, émetteur de taille importante).

Ces éléments seront repris plus en détail pour la méthode TDEM proprement dite.

### **3.3 Principes et classification des méthodes EM à source contrôlée.**

Le classement des méthodes à source contrôlée peut s'appuyer sur plusieurs critères : Le premier est sans contexte de distinguer le domaine fréquentiel (FDEM) du domaine temporel (TDEM) en fonction du signal-source utilisé. Le second est celui qui dérive de l'analyse du nombre d'induction, qui permet de distinguer les domaines d'induction en champ proche, intermédiaire et lointain.

### 3.3.1 Les sources et les récepteurs.

Les sources EM sont destinées à produire un champ magnétique inducteur dans le sol. A cet effet, on utilisera soit une boucle de câble, soit un câble rectiligne relié au sol à ses extrémités dans lesquels on fera circuler un courant  $I$  *variable dans le temps*.

➤ *géométrie des sources :*

En ce qui concerne les boucles de câble, elles peuvent être de diverses dimensions et constituées de plusieurs spires. Le moment magnétique  $M$ , produit de la surface équivalente  $S$  de la boucle (produit de la surface par le nombre de spires) par le courant  $I$  circulant dans celle-ci, caractérise l'intensité du champ magnétique primaire inducteur. Les boucles de petites dimensions (inférieures à 5 fois la distance émetteur-récepteur) peuvent être considérées physiquement et mathématiquement comme des dipôles magnétiques.

Pour les câbles rectilignes reliés au sol, la distance au récepteur déterminera de la même façon si la source peut être traitée comme un dipôle horizontal, un bipôle, ou comme une source rectiligne infinie. L'utilisation de ce type de source est généralement réduite aux sondages profonds, car l'atténuation des champs primaires est moins importante que dans le cas de champ créés par des boucles. Cependant, la réponse d'un sous-sol à des sollicitations EM créées par des lignes est d'un calcul plus complexe.

Dans la suite de cette étude, nous ne considérerons que des sources de type boucle, qui sont largement préférées pour des applications peu profondes en raison de leur facilité de mise en place sur le terrain.

➤ *Types de signal-source :*

Si le courant est sinusoïdal, ou de forme créneau bipolaire, le champ magnétique primaire résultant est caractérisé par la fréquence des oscillations. La méthode est dite fréquentielle (FDEM, ou frequency domain electromagnetism). La mesure est faite en présence

du champ primaire et le champ total est la somme du champ primaire et du champ secondaire induit.

Si le courant est un train de créneaux bipolaires séparés par des périodes de coupure, la mesure des champs secondaires résultant de l'induction peut être faite *pendant l'absence du champ primaire*. Cette technique de mesure caractérise une partie des méthodes dites temporelles (TDEM, time domain electromagnetism). Il existe aussi quelques systèmes TDEM qui mesurent le champ lorsque le champ primaire est appliqué : l'UTEM de Lamontagne Geophysics (onde triangulaire et non carrée) et le nouveau système aéroporté de Geotrex (basée sur le GEOTEM / INPUT).

➤ *Types de récepteurs :*

- Les bobines d'induction. Elles mesurent la variation du champ magnétique B dans le temps,  $\delta B/\delta t$ . Ces capteurs sont largement utilisés dans la plupart des méthodes FDEM et TDEM pour mesurer les champs selon plusieurs directions.
- Les magnétomètres. Ils mesurent directement B, mais sont rarement utilisés car ces capteurs sont délicats à étalonner, sensibles aux vibrations et peu adaptés aux fréquences « rapides ».
- Les bipôles électriques. Ils permettent de mesurer les champs électriques associés aux phénomènes d'induction. Ils sont rarement mis en œuvre dans nos applications de sub-surface car ils sont sensibles à la qualité de contact des électrodes avec le sol et aux hétérogénéités de surface (« static-shift » dû aux variations latérales de résistivité superficielles).

Pour ces trois types de capteurs, les dimensions sont généralement choisies de telle sorte qu'ils soient considérés comme des dipôles (magnétiques ou électriques). Les circuits de mesure de réception doivent être parfaitement synchronisés avec l'émission. Pour les méthodes fréquentielles, cela permet de mesurer le déphasage existant entre le champ primaire et le champ secondaire. Pour les méthodes temporelles, cela permet de mesurer précisément le temps d'échantillonnage après le moment où le courant est considéré comme totalement coupé dans le câble d'émission.

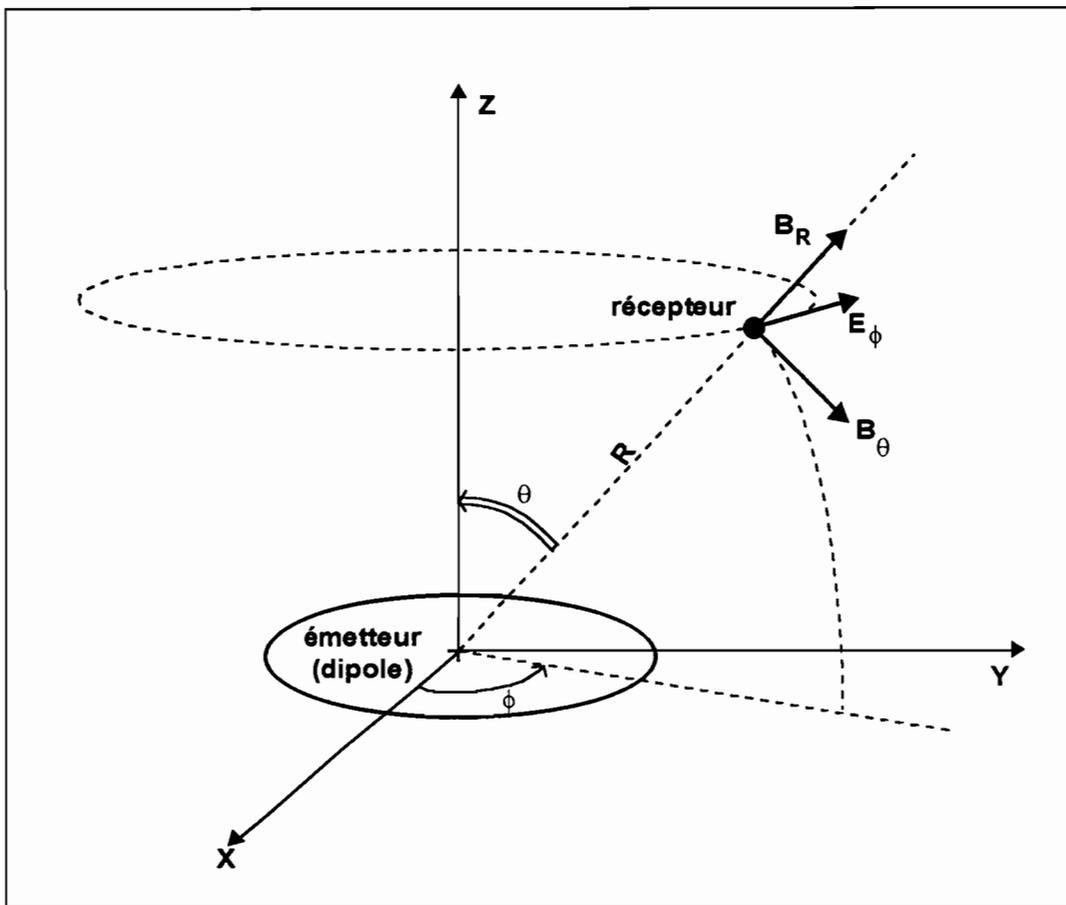


Figure 6. Champ électromagnétique créé par un dipole magnétique dans un milieu de conductivité  $\sigma$  et de perméabilité  $\mu$ . Coordonnées sphériques.

### 3.3.2 Les nombres d'induction en domaine fréquentiel. Exemple du dipôle magnétique au sein d'un espace conducteur.

A partir des équations de Maxwell, les composantes des champs magnétiques et électriques créés en un point d'un milieu de conductivité  $\sigma$  et de perméabilité  $\mu$  par un dipôle magnétique vertical (figure 6) sont exprimées en coordonnées sphériques de la façon suivante :

$$\begin{aligned} B_{\theta} &= B_{\theta}^0 e^{-ikR} (1 + ikR - i k^2 R^2) \\ B_R &= B_R^0 e^{-ikR} (1 + ikR) \\ E_{\phi} &= E_{\phi}^0 e^{-ikR} (1 + ikR) \end{aligned} \quad (3.1)$$

où  $B_{\theta}^0$ ,  $B_R^0$  et  $E_{\phi}^0$  sont les composantes du champ EM primaire créé dans le vide par le dipôle magnétique. En coordonnées sphériques, elles s'expriment ainsi :

$$\begin{aligned} B_{\theta}^0 &= \frac{\mu_0 M}{4 \pi R^3} \sin \theta \\ B_R^0 &= \frac{2\mu_0 M}{4 \pi R^3} \cos \theta \\ E_{\phi}^0 &= \frac{i \mu_0 \omega M}{4 \pi R^2} \sin \theta \end{aligned} \quad (3.2)$$

Dans les systèmes d'équations (3.1) et (3.2),

- $\mu_0$  est la perméabilité magnétique dans le vide.  $\mu_0 = 4 \pi 10^{-7}$  H/m,
- $M$  (A.m<sup>2</sup>) est le moment magnétique du dipôle d'émission, produit du courant  $I$  (A) qui circule dans le dipôle et de la surface équivalente du dipôle (produit de la surface par le nombre de spires).
- $R$  (m) est la distance entre les centres du dipôle et du récepteur,

- $k$  est le nombre d'onde. Dans l'hypothèse générale, le nombre d'onde est défini par :

$$k^2 = -i\mu\sigma\omega + \epsilon\mu\omega^2 \quad (3.3)$$

où :

- $\mu$  est la perméabilité magnétique du milieu considéré

$$\mu = \mu_0 (1 + \chi) \quad (3.4)$$

avec  $\chi$  susceptibilité magnétique volumique du milieu, sans dimensions.

Pour des milieux non magnétiques,  $\chi$  est nulle et  $\mu = \mu_0$ .

- $\sigma$  est la conductivité du milieu en S/m ( $= 1/\rho$ ),
- $\epsilon$  est la permittivité diélectrique du milieu :

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad (3.5)$$

avec  $\epsilon_0$  permittivité diélectrique du vide;  $\epsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12}$  F/m,

et  $\epsilon_r$  permittivité diélectrique relative du milieu, sans dimensions

( $1 \leq \epsilon_r \leq 81$ ).

- $\omega$  est la pulsation en radians, avec  $f$ , la fréquence en hertz :

$$\omega = 2\pi f \quad (3.6)$$

L'expression générale de  $k^2$  se simplifie lorsqu'on se place dans l'hypothèse basse fréquence : à basse fréquence, le produit  $\epsilon\omega$  devient négligeable par rapport au terme en  $\sigma$  qui est prépondérant :

$$k^2 = -i\mu\sigma\omega \quad (3.7)$$

L'analyse de l'équation (3.1) procure une des clefs pour la compréhension du comportement des champs électromagnétiques. Le produit  $kR$ , appelé *nombre d'induction*, permet de définir trois situations :

➤ *Grands nombres d'induction,  $kR \gg 1$ , ou zone lointaine.*

Cela revient à dire que  $\omega$  est élevée et/ou  $R$  est élevée. Dans l'hypothèse basse fréquence,  $R$  doit être particulièrement élevée. L'amplitude des champs est alors gouvernée par le terme  $e^{-ikR}$ .

Le nombre d'onde  $k$  étant égal à :

$$k = \pm(1+i)\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} = \pm\frac{(1+i)}{p} \quad (3.8)$$

on définit :

$$p = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10^{-7} \rho T} \quad (3.9)$$

où  $p$  est la profondeur de pénétration ou de peau (m), proportionnelle à la racine carrée de la résistivité du milieu  $\rho$  ( $\Omega.m$ ) et de la période  $T$  (s).

On définit  $\lambda = 2\pi p$ , pseudo-longueur d'onde de diffusion (m), égale à la distance entre deux points où les champs sont en phase.

Lorsque  $kR \gg 1$ ,  $R \gg \lambda$ . La profondeur de peau est égale par définition à la profondeur à laquelle l'amplitude des champs est divisée par  $e = 2.718$ , par rapport à la surface.

Pour les grands nombres d'induction, la profondeur de peau régit la pénétration des ondes EM dans le sol. Dans cette zone lointaine, c'est l'utilisation de plusieurs fréquences qui permettra de faire un sondage, indépendamment de la distance émetteur-récepteur  $R$ . Par exemple, pour la méthode magnétotellurique,  $R$  est infinie et la pénétration des ondes dépendra seulement de la conductivité du milieu et de la fréquence utilisée.

Pour les méthodes à source contrôlée, ce domaine n'est pas facilement atteint car une grande distance émetteur-récepteur n'est pas favorable à la mesure des champs, toujours faibles, à moins de disposer d'émetteur de forte puissance. La méthode dite CSAMT

(Controlled Source Audiomagnetotelluric) est néanmoins très populaire et très efficace pour des profondeurs d'investigation maximales de 1000 m.

➤ *Petits nombres d'induction,  $kR \ll 1$ , ou zone proche.*

Ce cas se rencontre quand  $\omega$  est faible et/ou  $R$  est faible devant  $\lambda$ . Le terme  $e^{-ikR}$  devient voisin de 1. Dans l'équation (3.1), l'atténuation des champs est guidée par  $R$  et les seconds et troisièmes termes, imaginaires, contiennent le nombre d'induction  $kR$  qui porte l'information sur  $\sigma$ . Dans cette zone proche, c'est la distance émetteur-récepteur qui gouverne la profondeur d'investigation et la modification de cette distance permet de réaliser des sondages géométriques.

➤  *$1 < kR < 10$ , ou zone intermédiaire.*

Cette zone est gouvernée à la fois par l'effet de peau et par la distance émetteur-récepteur, ce qui rend l'analyse des phénomènes plus complexe que dans les cas précédents, considérés comme les *domaines asymptotiques*.

D'autres éléments importants peuvent être dégagés des équations précédentes :

- Le système d'équation (3.2) permet d'analyser l'influence du moment magnétique  $M$  de l'émetteur. Ce paramètre est un de ceux que l'opérateur pourra faire varier à loisir dans les limites de l'appareillage de manière à augmenter l'amplitude des champs primaires et secondaires et par voie de conséquence obtenir un meilleur rapport signal/bruit.
- Dans certaines configurations ( $kR \ll 1$ ), il est aussi évident que  $R$  jouera un rôle prépondérant : à trop écarter le récepteur, on risque de se retrouver avec des amplitudes considérablement réduites. Il faudra dans ce cas disposer d'émetteurs suffisamment puissants ou de récepteurs suffisamment sensibles pour mesurer le signal en réception.
- La profondeur de peau indique que la conductivité est un des facteurs limitant la profondeur d'investigation dans le cas  $kR \gg 1$ . Pour des terrains conducteurs, il faudra disposer de fréquences basses pour explorer le sous-sol profondément.

- L'expression du nombre d'onde  $k$  montre l'influence des *caractéristiques physiques intrinsèques* du terrain qu'on explore :

- Dans un milieu magnétique, la susceptibilité volumique  $\chi$  pourra être exprimée pour certains milieux de façon complexe, sous la forme conventionnelle suivante par exemple :

$$\chi = \chi' - i\chi'' \quad (3.10)$$

où  $\chi'$  est la susceptibilité en phase,

et  $\chi''$  est la susceptibilité en quadrature.

Ces phénomènes seront décrits ultérieurement, car ils peuvent provoquer des réponses d'interprétation difficile.

- La conductivité  $\sigma$  peut aussi, dans certains milieux, être complexe et être exprimée sous la forme suivante :

$$\sigma = \sigma' - i\sigma'' \quad (3.11)$$

Cette représentation permet par exemple de décrire le phénomène de *polarisation provoquée* (PP). Il peut s'exprimer par diverses lois et provoquer des réponses non négligeables, dites « anormales ». Nous présenterons aussi une description des effets dus à ces phénomènes dans cette étude.

- Nous mentionnerons aussi, lorsque l'hypothèse basse fréquence n'est plus respectée, que le second terme du nombre d'induction dépend de  $\epsilon$ , permittivité diélectrique du milieu.

### 3.3.3 Expression des paramètres en domaine temporel.

La discussion précédente nous a permis de dégager un classement des méthodes EM à source contrôlée en domaine fréquentiel, ce qui permet d'introduire les expressions équivalentes en domaine temporel, présentées dans le tableau II ci-dessous.

Paramètres	Domaine fréquentiel	Domaine temporel
Paramètre fondamental	Fréquence $f$	Temps $t$ (après la coupure)
Nombre d'onde	$k$ (avec $k^2 = -i \mu \sigma \omega$ )	$\theta$ ( avec $\theta^2 = \mu \sigma / 4t$ )
Nombre d'induction	$k.R$	$\theta R$
Profondeur de peau $p$ et profondeur de diffusion $d$	$p = \sqrt{\frac{2}{\mu \sigma \omega}}$	$d = \sqrt{\frac{2t}{\mu \sigma}}$
Domaine d'induction forte	« haute fréquence » et/ou $R$ grand ( $kR \gg 1$ )	Temps « courts » et/ou $R$ grand ( $\theta R \gg 1$ )
Domaine d'induction faible	« basse fréquence » et/ou $R$ faible ( $kR \ll 1$ )	Temps « longs » et/ou $R$ faible ( $\theta R \ll 1$ )

Tableau II. Equivalence des paramètres principaux en domaine fréquentiel et temporel.

Le nombre d'onde  $k$  devient  $\theta$  tel que :

$$\theta^2 = \frac{\mu \sigma}{4t} \quad (3.12)$$

La profondeur de peau est appelée également en domaine temporel la *profondeur de diffusion*  $d$  :

$$d = \sqrt{\frac{2t}{\mu \sigma}} \quad (3.13)$$

$t$  est défini ici comme *le temps après la coupure du courant* (en secondes).

De manière analogue au domaine fréquentiel, les domaines asymptotiques se définissent lorsque :

➤  $\theta R \gg 1$ , pour les temps courts et/ou les grandes distances émetteur-récepteur.

Ce domaine est atteint lorsqu'on mesure la réponse à *des temps très courts* pour des explorations superficielles et dans des terrains très conducteurs, lorsque la distance émetteur-récepteur  $R$  est grande.

➤  $\theta R \ll 1$ , pour les temps longs et/ou de faibles distances émetteur-récepteur.

Ce domaine asymptotique est par contre fréquemment atteint lorsqu'on réalise des sondages où les filets de courant interagissent entre eux, au terme de mesures dans le domaine intermédiaire où la profondeur de diffusion et la distance  $R$  interviennent simultanément.

La profondeur de diffusion  $d$  dépendant du temps  $t$ , on peut, en mesurant la réponse du milieu en fonction du temps, obtenir des informations à différentes profondeurs. L'autre moyen de réaliser un sondage serait de faire varier la distance  $R$ , ce qui a l'inconvénient de devoir mesurer des champs de plus en plus faibles à mesure que  $R$  augmente.

L'équation (3.9) nous indique, comme en FDEM, que la conductivité  $\sigma$  tend à limiter la profondeur de diffusion. Il est nécessaire de disposer de mesures pour des temps d'autant plus longs après la coupure du champ primaire que les terrains sont plus conducteurs.

## **4. LE SONDAGE TDEM.**

TDEM (Time Domain Electromagnetism) est le terme classique utilisé dans les pays anglo-saxons. C'est une méthode de sondage EM à source contrôlée en domaine temporel. Elle est parfois appelée TEM (Transient Electromagnetism), en raison de la forme décroissante du signal mesuré (« transient »: transitoire).

### **4.1. Historique.**

Une des premières tentatives est apparue aux USA dans les années 30, par la méthode ELTRAN (Electromagnetic Transient), pour laquelle la source était un câble rectiligne et le récepteur un dipôle électrique. Développée pour l'industrie pétrolière, cette méthode n'a pas fourni les résultats attendus contrairement à la méthode sismique, ce qui a freiné le développement ultérieur des méthodes EM. Un peu plus tard, l'école russe a développé avec succès dans les années 50 à 60 une technologie appliquée aux sondages profonds, en complément de la méthode magnétotellurique.

C'est l'industrie minière qui, au début des années 50, s'empare de la méthode TDEM aux USA et au Canada pour la prospection de corps conducteurs profonds. Généralement, l'émetteur était fixe et de grandes dimensions, et le récepteur placé à intervalles réguliers sur le terrain ou en forage. En 1958, la méthode aéroportée INPUT (Induced Pulse Transient) est mise au point et permet pour la première fois la prospection de zones très vastes. Au sol, les soviétiques développent une instrumentation MPPO-1 où l'émetteur et le récepteur sont confondus sous la forme d'une boucle unique.

Durant les années 70, les avancées en électronique permettent l'avènement de nouveaux appareillages de prospection au sol parmi lesquels on citera l'UTEM (1972), le SIROTEM (1974) et l'EM 37 (1980). Ces appareillages fournissent maintenant une gamme étendue de mesure et de configurations géométriques et diffèrent parfois sur la forme du courant d'injection.

En Europe de l'ouest, la méthode TDEM est encore peu connue ou utilisée. On trouvera un historique plus détaillé que celui-ci dans les publications de Spies et Frischknecht (1991) ou Nabighian et MacNae (1991).

Dans cette étude, c'est l'équipement PROTEM du constructeur Geonics qui a été utilisé, avec les émetteurs EM47 et EM37, le premier ayant été spécialement conçu pour des investigations peu profondes (de l'ordre de la centaine de mètres) et le second pour des applications plus profondes pouvant dépasser plusieurs centaines de mètres.

## **4.2 Principes généraux.**

### **4.2.1 Le signal-source.**

La méthode TDEM utilise le plus souvent comme signal-source un courant de forme carrée comme le montre la figure 7. On peut constater qu'à chaque second quart de période, le courant est coupé brusquement pendant un quart de période pour être de nouveau injecté dans un sens opposé. La mesure s'effectue pendant l'arrêt de l'émission, c'est-à-dire en l'absence du champ primaire initial. On choisit d'inverser périodiquement le sens du courant d'injection de manière à connaître le zéro relatif du signal.

Lorsqu'on injecte un tel courant dans un câble, la forme idéale serait celle d'un créneau parfait : la montée et la descente devraient être instantanées. En effet la dérivée (par rapport au temps) de la coupure instantanée d'un signal infiniment long se traduit par un dirac, générateur en domaine fréquentiel d'une infinité de fréquences. Cela n'est pas réalisable physiquement parlant. On définit le temps de montée du signal à sa valeur nominale par le « turn-on-time » et le temps que met le courant à s'annuler par le « turn-off-time ». La forme du créneau d'injection dépend de plusieurs paramètres. En particulier la durée du turn-off-time s'accroît lorsque qu'augmentent l'intensité du courant, la longueur du câble d'émission et le nombre de spires. L'électronique joue aussi un rôle non négligeable dans la forme du turn-off-time, notamment pour éviter les oscillations du courant.

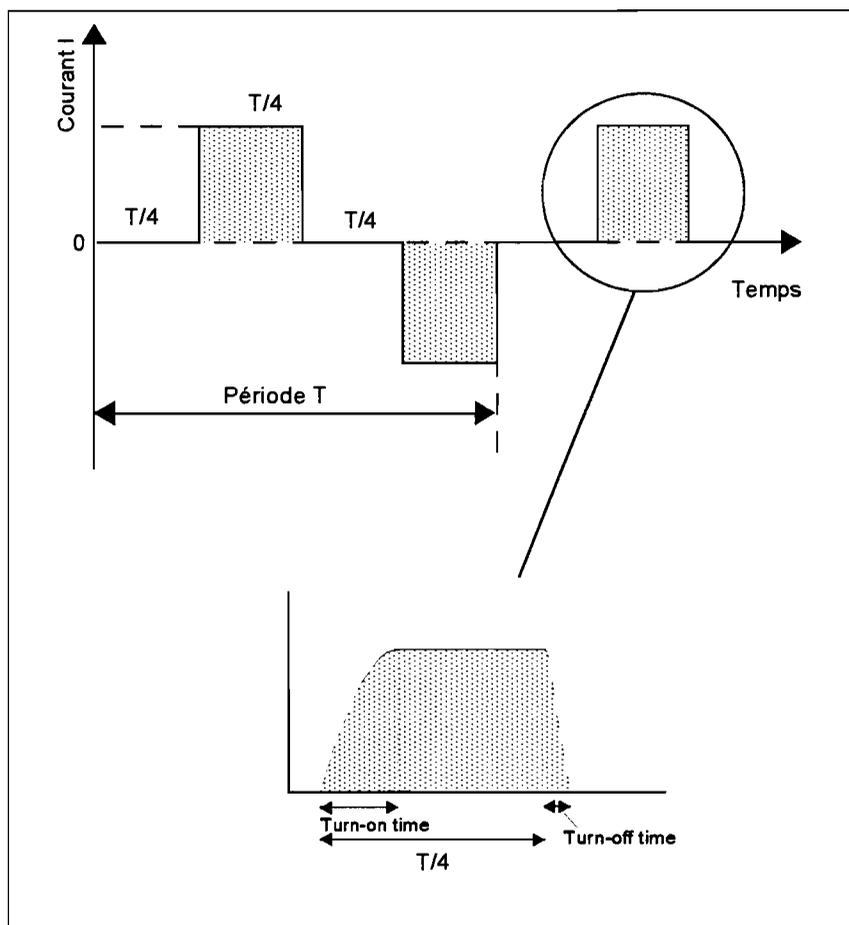


Fig 7. Forme du courant dans la boucle d'émission.

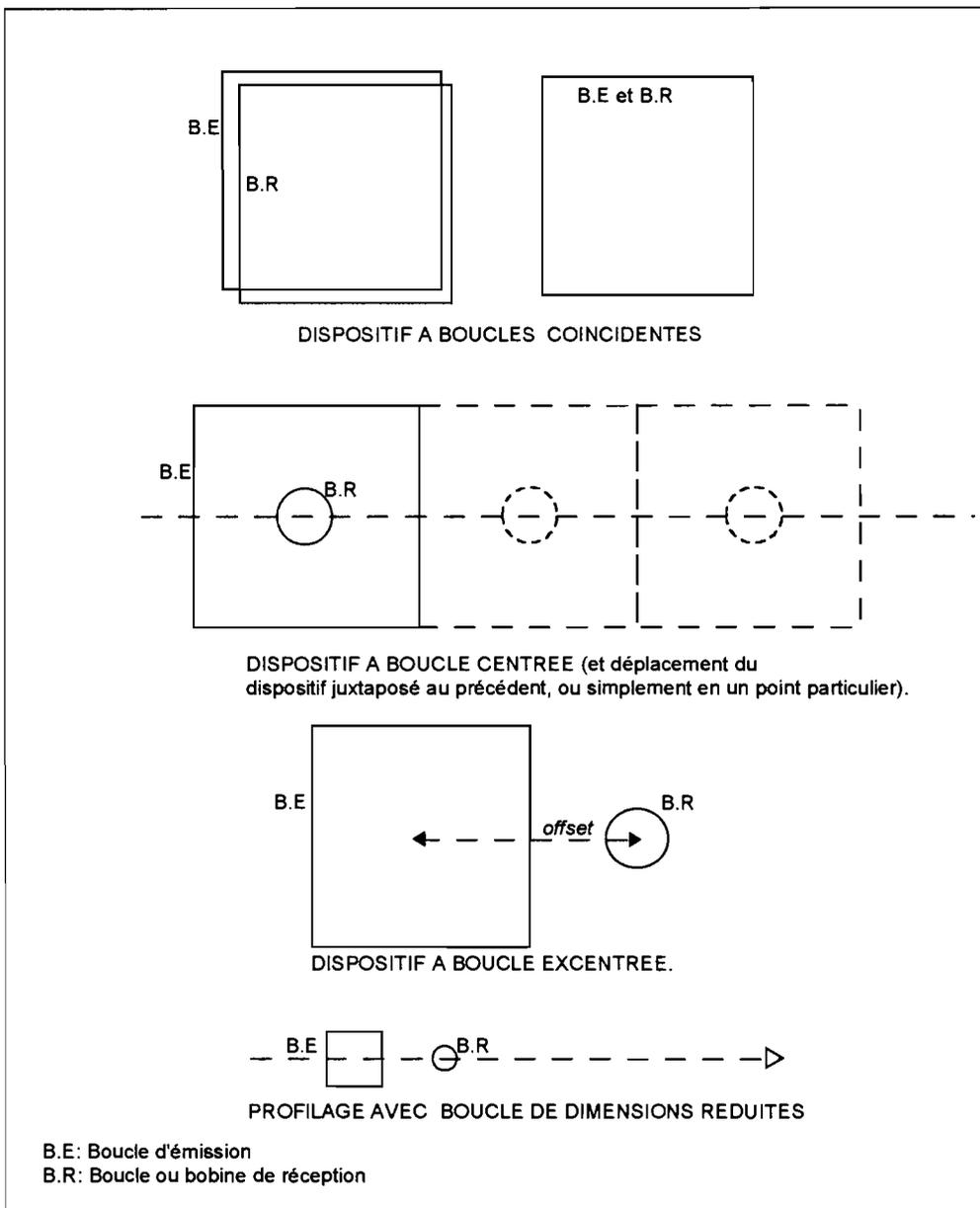


Figure 8. Principaux dispositifs de mesure en TDEM.

Pour des applications de prospection relativement superficielle, on cherchera à réduire le turn-off-time de manière à commencer les mesures le plus tôt possible et avoir ainsi accès aux faibles profondeurs.

#### **4.2.2 Les dispositifs émetteur-récepteur.**

La méthode TDEM peut être mise en œuvre en utilisant une gamme étendue de configurations. La figure 8 présente des dispositifs de mesures classiques. Les dispositifs aéroportés, ceux utilisant des lignes de câble comme émetteur et/ou récepteur, ou ceux utilisés en forage ne sont pas représentés. Les émetteurs sont généralement des grandes boucles carrées disposées horizontalement au sol. Elles pourraient être circulaires, mais cela est plus difficile à réaliser sur le terrain. Dans la plupart des programmes de calcul, elles sont traitées comme si elles étaient circulaires de même surface. Cependant, si on s'écarte de la géométrie carrée, cette approximation ne sera plus correcte.

Les récepteurs les plus courants sont soit des grandes boucles horizontales, soit des boucles de petites dimensions considérées comme des dipôles. Ces dernières présentent l'avantage de pouvoir être manipulées facilement : les mesures de plusieurs composantes du champ magnétique secondaire seront ainsi facilitées. Les dipôles électriques sont plus rarement utilisés.

##### *a. Dispositifs à boucles coïncidentes.*

Les dispositifs à boucles coïncidentes où un seul câble est utilisé à la fois comme émetteur et récepteur présentent deux avantages. Le premier est d'avoir une grande surface de réception, ce qui amplifie le signal du champ secondaire, le second étant de n'avoir qu'un seul câble à disposer au sol.

Mais ils présentent aussi le désavantage d'être plus sensibles aux effets magnétiques que les autres dispositifs (Buselli, 1982). On préférera utiliser des dispositifs à boucles légèrement déplacées dans ce cas. Cette dernière configuration a le désavantage de produire, lors de la coupure du courant, des phénomènes de couplage entre les câbles qui allongent le turn-off-time. Ce phénomène est d'ailleurs généralisé pour tous les dispositifs décrits dans ce chapitre si plusieurs spires sont utilisées pour fabriquer la boucle d'émission. Si le moment

magnétique est ainsi augmenté, on réservera les émetteurs multi-spires pour des applications profondes pour lesquelles le turn-off-time peut être long.

*b. Dispositif central.*

Le dispositif central utilise comme récepteur un dipôle situé au centre de la boucle d'émission. Cette configuration est aussi fréquemment utilisée que la précédente. Elle reste relativement simple à mettre en œuvre sur le terrain, minimise certains effets magnétiques, et les réponses obtenues avec cette configuration ne présentent pas d'inversion de signe (comme la configuration à boucle coïncidente).

*c. Dispositifs avec « offset ».*

Les dispositifs avec « offset » sont plus rarement utilisés. Le récepteur est généralement un dipôle. Les trois applications principales sont les suivantes :

- Pour des applications de sub-surface (0-40 m), l'émetteur est de dimension réduite. Pour certains appareillages, le récepteur ne peut être placé au centre sans risque de saturation. C'est le cas pour l'appareil Geonics. Le capteur de réception est alors disposé à l'extérieur, à une distance de l'ordre de la longueur d'un côté de la boucle d'émission.
- Pour des applications plus profondes, les mesures avec offset de la composante verticale du champ magnétique secondaire à l'extérieur des quatre cotés permettent d'évaluer si la structure du sous-sol est 1D ou non. Les données obtenues sont considérées pour les temps longs (faible nombre d'induction) comme représentatives d'une plus grande profondeur car on augmente la distance émetteur-récepteur. Mais écarter l'émetteur du récepteur produit aussi un effet géométrique qui atténue l'amplitude des signaux de sorte que, pratiquement, les mesures en offset sont limitées à des écartements assez faibles.
- Enfin, les dispositifs offset peuvent être utilisés avec profit pour atténuer certains effets de polarisation provoquée dont nous parlerons plus loin.

Le principal désavantage de ces dispositifs est de produire des réponses dont le signe sera fonction à la fois du temps de mesure, de la distance  $R$  et de la conductivité. Ce comportement sera décrit plus loin.

Note : En reconnaissance minière les dispositifs avec offset sont classiques pour des raisons de facilité de mise en œuvre, parce que les cibles le plus souvent sont 3D. Ils sont aussi utilisés en prospection aéroportée. Dans ce cas, la boucle d'émission est tendue autour de l'avion, le capteur de réception étant traîné à l'arrière à l'extrémité d'un câble.

#### *d. Règles générales.*

L'opérateur dispose d'une grande variété de configurations possibles qu'il s'agit d'adapter au problème posé. Quelques règles simples peuvent être énoncées :

- En première approximation, la longueur du coté de la boucle d'émission est souvent choisie de même grandeur que la profondeur à explorer de manière à disposer de suffisamment d'énergie. Souvent *la profondeur d'investigation est bien supérieure à cette longueur*. A titre d'exemple, nous montrerons dans cette étude que pour un dispositif de 200 m de coté et un courant de 20 A, la profondeur d'investigation est de l'ordre de 600 m lorsque les premiers terrains sont résistants ( $> 1000 \Omega.m$ ). *Ce fait est un des principaux avantages de la méthode TDEM par rapport aux sondages électriques à courant continu*, pour lesquels la longueur du câble déployée sur le terrain est bien supérieure à la profondeur d'investigation. Il s'en suit aussi que l'encombrement au sol sera limité et par conséquent, *le dispositif sera moins sensible à d'éventuelles variations latérales de résistivité ou de topographie*. La sensibilité moindre aux effets de topographie est aussi une différence importante avec les méthodes FDEM de type « Slingram », pour lesquelles le respect de la géométrie du dispositif est parfois difficile à respecter sur des terrains accidentés (par exemple la « coplanarité » des bobines en configuration HCP -mode horizontal coplanaire).
- Pour mettre en évidence des variations latérales de résistivité, on prendra soin d'utiliser des tailles d'émetteur du même ordre de grandeur ou inférieure à la longueur d'onde spatiale des variations, si elles sont à une profondeur comparable à

cette distance. Pour des applications peu profondes, certains appareillages nécessitent d'être en configuration offset.

- Si on s'intéresse aux premières dizaines de mètres, le turn-off-time devra être réduit en réduisant la taille de l'émetteur qui sera à spire unique.

#### 4.2.3 Principe général.

Le fait de couper brusquement le courant dans la boucle d'émission produit une variation de flux du champ magnétique primaire qui produit, selon la loi de Faraday, une force électromotrice (fem) en forme d'impulsion dans le terrain représenté sur la figure 9. Cette fem génère dans le sol des courants induits, appelés aussi courants de Foucault. Immédiatement après la coupure, ces courants circulent avec une géométrie similaire à celle du dispositif qui leur a donné naissance. Leur sens de circulation est le même que celui du courant initial dans l'émetteur. Nabighian et MacNae (1991) ont calculé la densité de courant dans le sol à différents instants après la coupure. Ce résultat est présenté sur la figure 10. Le maximum de densité de courant s'éloigne du centre de la boucle à la fois en distance latérale, mais aussi en profondeur lorsque le temps augmente. Cette image de la densité de courant peut être simplifiée en utilisant la notion de *filets de courants équivalents* qui sont tracés sur la figure 9.

Du fait du caractère transitoire de la source, l'amplitude de ces courants décroît rapidement. Cette décroissance induit elle-même une impulsion de tension, génératrice d'un nouveau filet de courant induit mais à plus grande profondeur et à plus grande distance du câble d'émission, comme le montre la figure 9 pour un dispositif à boucle centrale. Cet effet est schématisé par la notion de filets de courants équivalents sous la forme de « rond de fumée ».

Les courants induits génèrent un champ magnétique secondaire dont l'amplitude décroît avec le temps. Ce champ transitoire peut être mesuré en surface à l'aide du récepteur. La loi de Faraday nous indique que ce transitoire induit une fem dans les spires du capteur : c'est la dérivée du flux du champ magnétique secondaire en fonction du temps  $\delta B/\delta t$  qui sera mesurée. Le résultat est la plupart du temps exprimé en  $V/m^2$  (normalisation selon la surface du récepteur). L'induction  $B$  s'exprimant en toute rigueur en teslas,  $\delta B/\delta t$  peut aussi s'exprimer en tesla/s. Les filets de courant explorant le terrain de plus en plus profondément

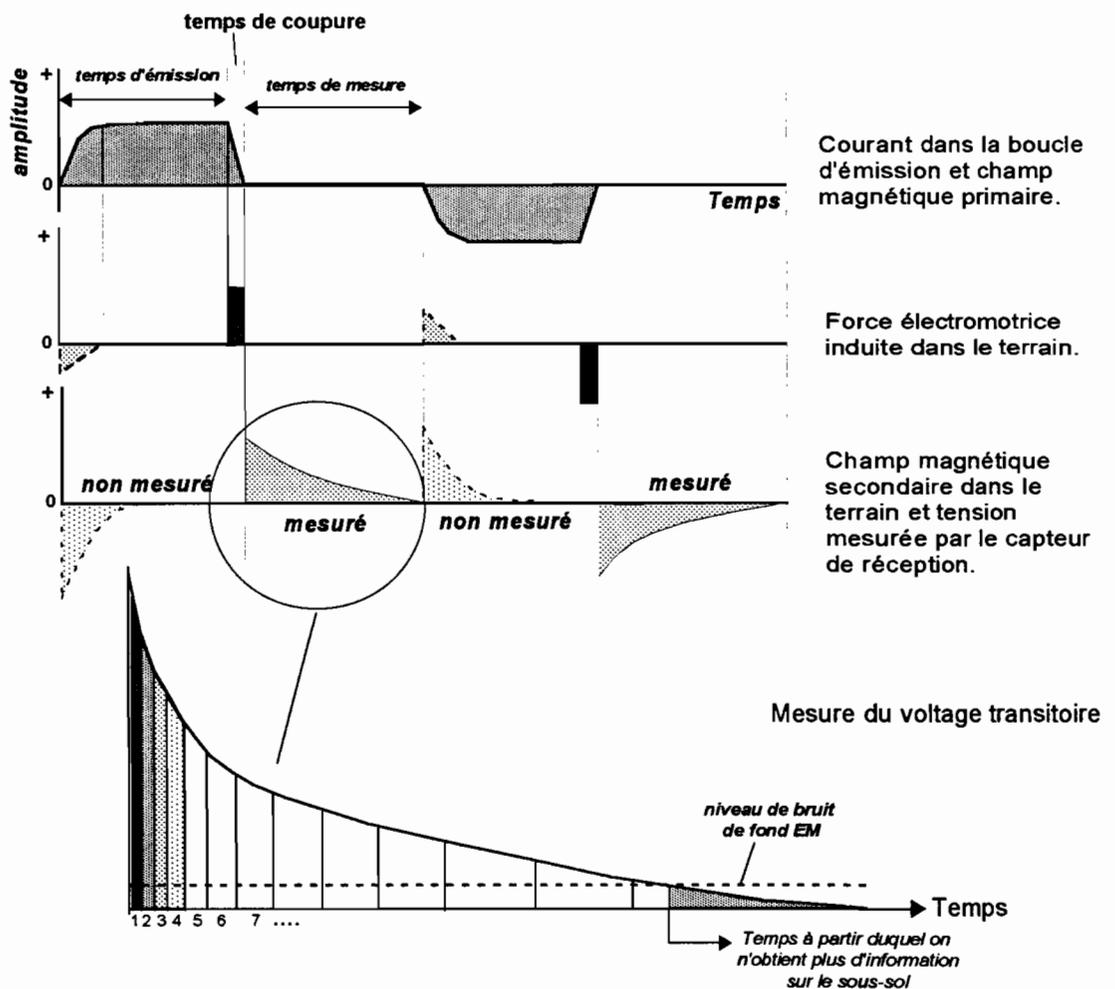
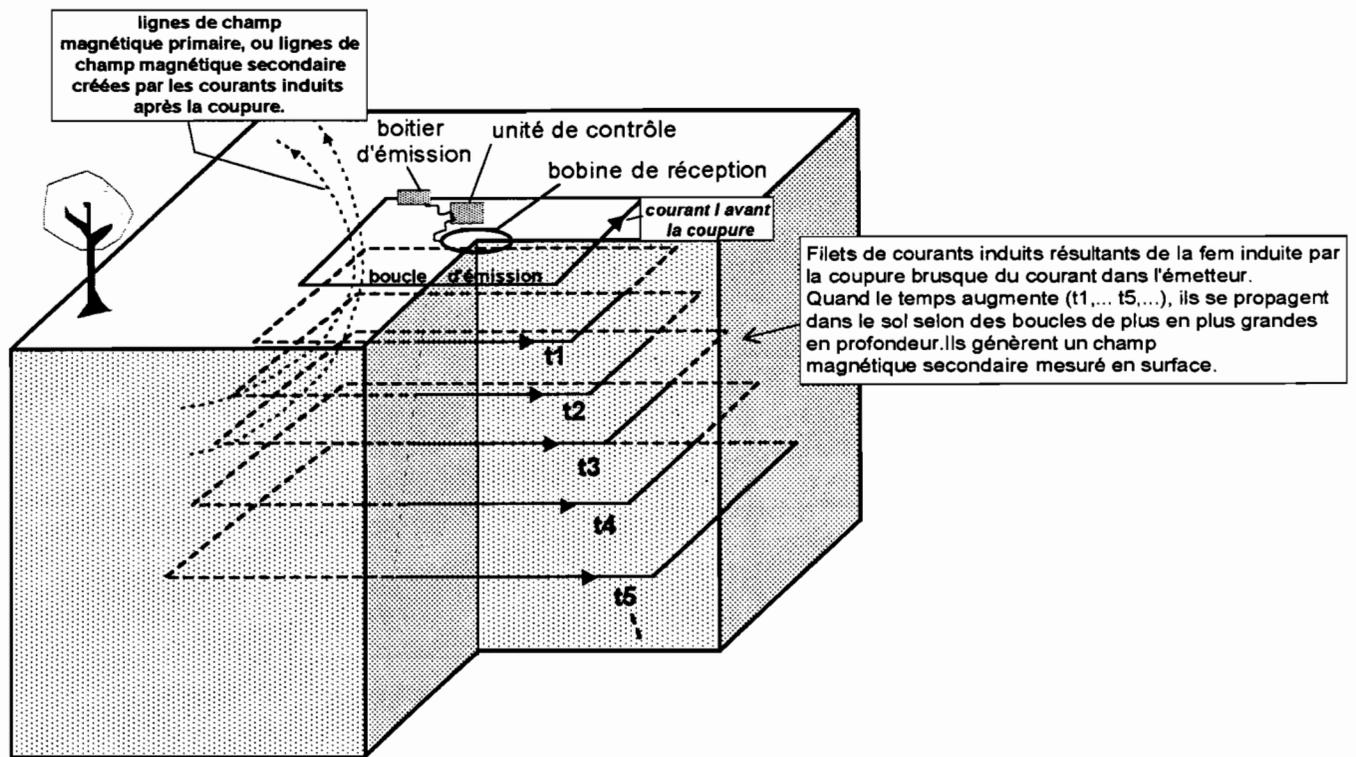


Figure 9. Méthode TDEM. Schématisation de la diffusion des boucles de courant dans le sol après la coupure du courant. Le sens du champ secondaire est défini pour un capteur de réception placé au centre du dispositif d'émission. D'après McNeill, 1990.

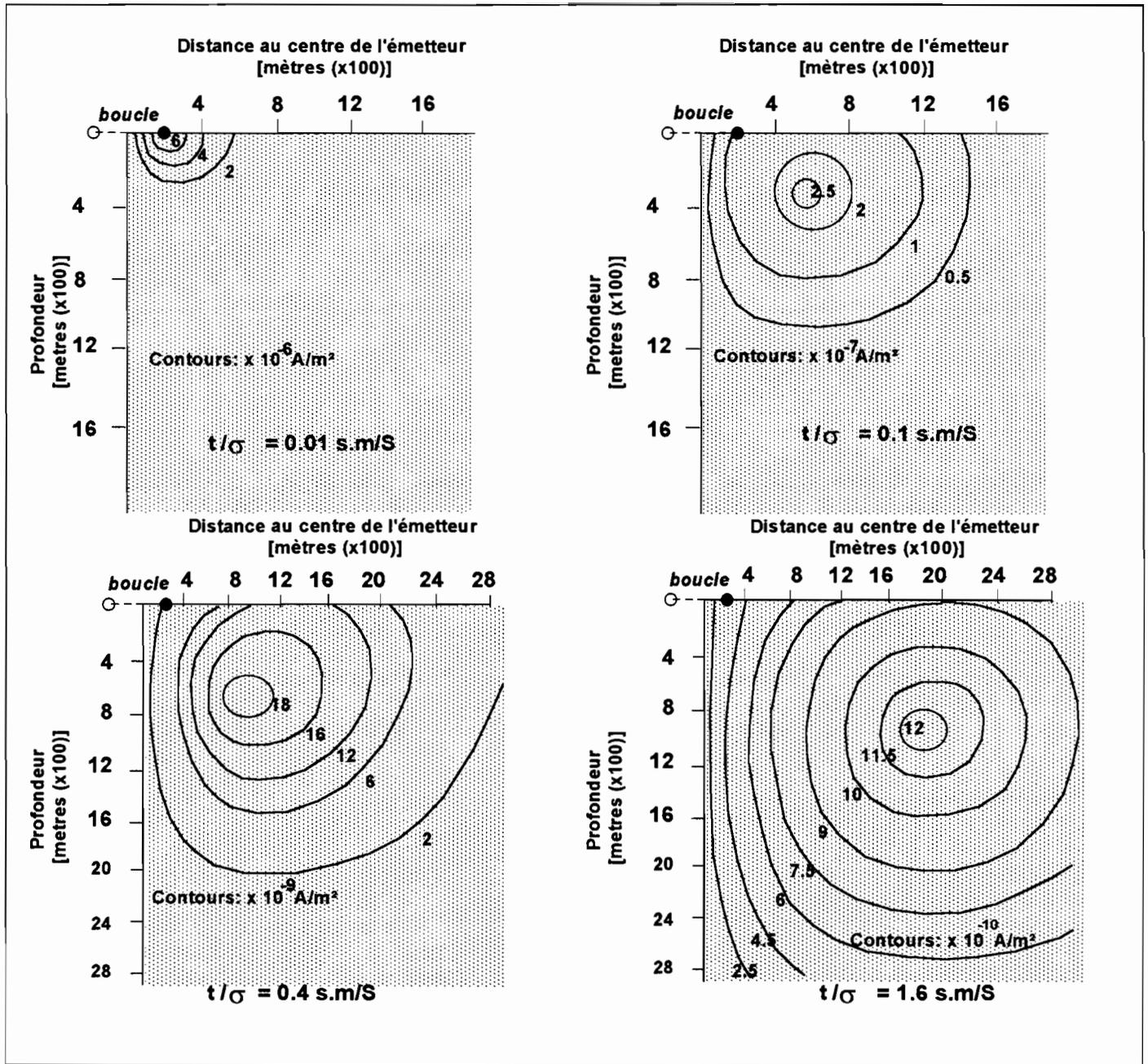


Figure 10. Iso-contours de la composante normale de la densité de courant dans le sol pour diverses valeurs de  $t/\sigma$ . La boucle a une dimension de 400x800 m. Les calculs sont réalisés dans un plan vertical passant par le centre de la boucle. Les densités de courant sont exprimées en  $\text{A/m}^2$ . D'après Nabighian et MacNae, 1991.

plus le temps augmente, la mesure du transitoire dans le temps permet d'obtenir des *informations de plus en plus profondes. Ce principe est à la base des sondages TDEM.*

Le principe de mesure utilisé pour la plupart des appareillages est illustré sur la figure 9. L'amplitude du signal possède une très grande dynamique (plusieurs décades) et est très faible pour les temps longs. Les mesures sont effectuées selon des fenêtres de temps ouvertes de façon séquentielle. Au début du signal, là où la dynamique est la plus grande, les premières fenêtres sont étroites et se succèdent rapidement pour s'élargir ensuite lorsque la dynamique est plus réduite.

Il faut noter que l'établissement du courant dans la boucle produit aussi une variation de flux et par conséquent une fem et une réponse du sous-sol. Celle-ci n'est généralement pas mesurée car elle s'établit pendant que le champ primaire s'accroît et se stabilise. Elle pourrait l'être, s'il était possible de tenir compte du champ primaire qu'il s'agirait de mesurer avec la précision adéquate, puis de soustraire à la réponse totale. En pratique, c'est trop complexe à réaliser et c'est sur deux quarts de période seulement qu'on mesure le transitoire, en l'absence du champ primaire.

#### **4.2.4 Période et durée d'injection.**

La période d'injection est choisie en fonction des profondeurs d'investigation souhaitées. Prenons par exemple un transitoire de durée 10 ms. Pour le mesurer convenablement, nous devons disposer d'au moins un quart de période de 10 ms, c'est-à-dire d'une période totale de 40 ms, ce qui correspond à une fréquence d'injection de 25 Hz. En réalité, le terme de fréquence est relativement impropre pour ce type de signal et nous emploierons les termes de « taux de répétition » ou « cadence d'injection » ultérieurement, tout en conservant l'unité, le hertz.

Puisque la dynamique du signal est importante, certains constructeurs ont choisi de fractionner l'acquisition en plusieurs cadences d'injection, chacune comportant 20 à 30 fenêtres. De cette manière, le signal sera échantillonné convenablement, les séries de mesure issues de différentes cadences se recouvrant partiellement dans le temps.

La durée d'une séquence d'acquisition est choisie par l'opérateur. La mesure unitaire réalisée sur un transitoire est répétée des centaines de fois et moyennée, ce qui permet d'améliorer considérablement le rapport signal sur bruit. A titre d'exemple, 15 s d'acquisition avec une cadence de 25 Hz produiront 750 courbes qui seront moyennées pour obtenir une seule courbe de  $\delta B/\delta t$  en fonction du temps par exemple. Une procédure classique consiste à effectuer plusieurs séquences d'acquisition successives. La mesure, une fois le dispositif installé, ne dure que quelques minutes. Cette rapidité de mesure des mesures TDEM est un avantage déterminant par rapport aux sondages électriques à courant continu, pour lesquels la mesure reste rapide, mais la gestion du dispositif géométrique beaucoup moins.

Pour des applications profondes, on cherchera à mesurer la tension transitoire le plus longtemps possible. L'exploration sera cependant interrompue lorsque cette dernière sera si faible qu'elle ne pourra plus être mesurée (figure 9). La limitation pratique est en fait le niveau de bruit ambiant dans lequel fini par « se noyer » le transitoire. Il a des origines diverses et en présence d'une perturbation EM extérieure très faible, se réduit au bruit électronique des composants de l'appareillage. La profondeur d'exploration sera toujours limitée par cette caractéristique (le moment magnétique de l'émission ne peut être augmenté indéfiniment pour des raisons pratiques). La méthode TDEM trouve là une de ses limites pratiques et les méthodes EM en zone lointaine prendront dans ce cas le relais, avec des émetteurs beaucoup plus puissants de type bipôle électrique, pour finir avec la méthode magnétotellurique lorsque les profondeurs sont supérieures à plusieurs kilomètres.

#### **4.2.5 Forme du signal mesuré, composantes.**

Pour décrire la forme du signal mesuré, nous nous placerons dans le cas d'une mesure de  $\delta B/\delta t$  par une bobine à induction. Ce dipôle pourrait être orienté selon trois directions perpendiculaires X, Y et Z. Les applications les plus communes ne mesurent que la composante verticale du champ secondaire. La forme du signal enregistré dépend aussi de la position du capteur par rapport à la boucle d'émission.

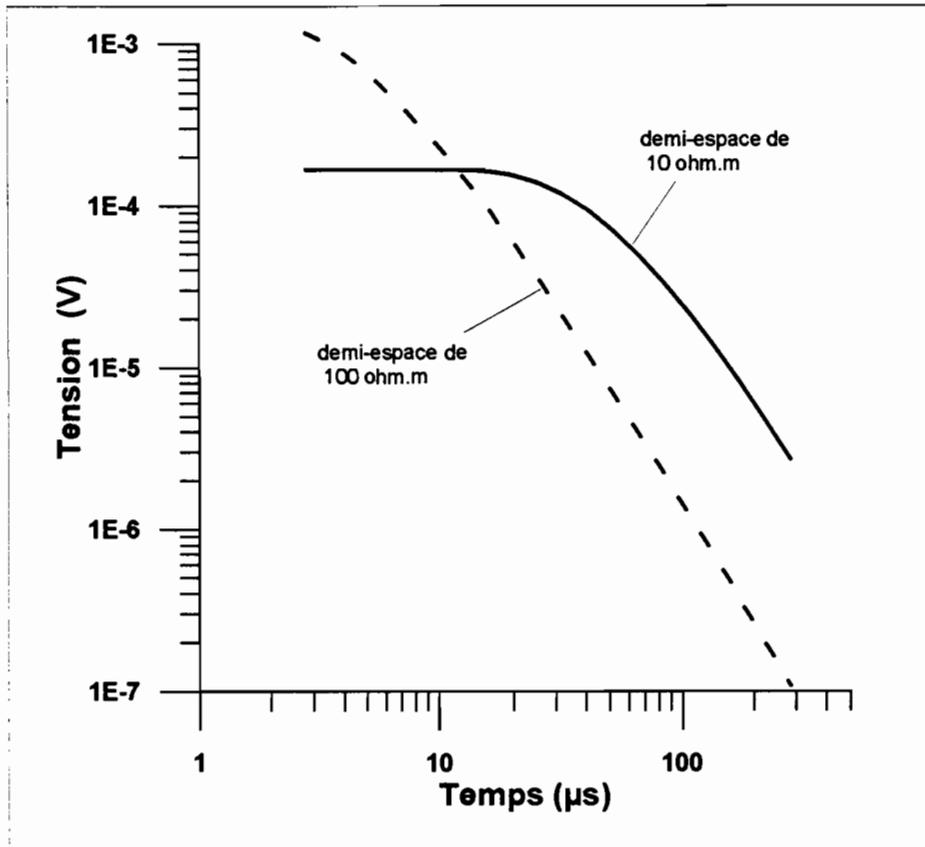


Figure 11. Forme du signal (emf) en fonction du temps en dispositif central pour un demi-espace homogène. Composante verticale. Les composantes horizontales sont nulles.

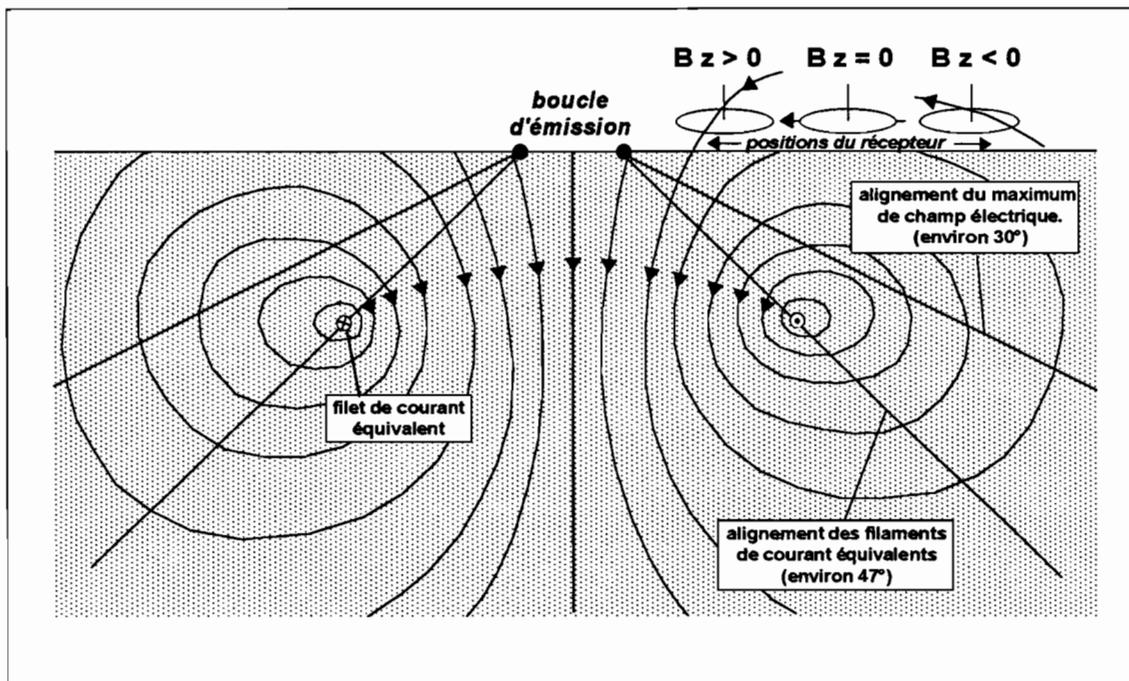


Figure 12. Comportement des champs produits en TDEM au dessus d'un demi espace conducteur. Signe de la réponse en position d'offset pour un temps  $t$  fixé. D'après Nabighian et MacNae, 1991.

### *a. Dispositifs central et coïncident.*

Pour ces types de dispositifs, l'allure générale des réponses d'un sous-sol homogène ou stratifié horizontalement est illustrée sur la figure 11 pour la composante verticale Z. Les composantes X et Y sont nulles. La forme de la décroissance dépend de la conductivité du milieu. On notera que cette réponse, de même signe que le champ primaire, est *conventionnellement considérée comme positive*.

Lorsque le terrain ne sera plus tabulaire, les composantes X et Y ne seront plus nulles et leur forme dépendra de la géométrie du sous-sol. La mesure avec un dispositif central, des trois composantes du champ secondaire apporte donc un moyen de reconnaître si, à l'aplomb du sondage, la structure géoélectrique peut être considérée ou non comme 1D.

### *b. Dispositif avec offset.*

#### ➤ *Composante verticale Z.*

La forme et le signe de la réponse mesurée selon Z varient en fonction de l'offset et du temps de mesure. La figure 12 explique ce comportement : le concept de filets de courants équivalents permet de dessiner les lignes de champ magnétique secondaire traversant le capteur. A l'instant t après la coupure du courant considéré sur cette figure, si le capteur est proche du câble d'émission, la réponse sera positive (conventionnellement) car sa position relative fait qu'il se trouve à l'intérieur de la boucle de courant. En s'éloignant du câble, la réponse est successivement nulle puis négative.

Imaginons une position fixe du récepteur et faisons varier le temps. L'allure de la réponse totale dépendra de l'offset : si le capteur est proche du câble, il se trouvera tout de suite à l'intérieur des boucles de courant et la réponse sera toujours positive. Si l'offset est important, la réponse sera négative, puis positive.

L'instant de passage à zéro pour une position donnée dépend de la conductivité du milieu. Si le milieu est conducteur, il sera plus tardif que pour un milieu résistant. Pour

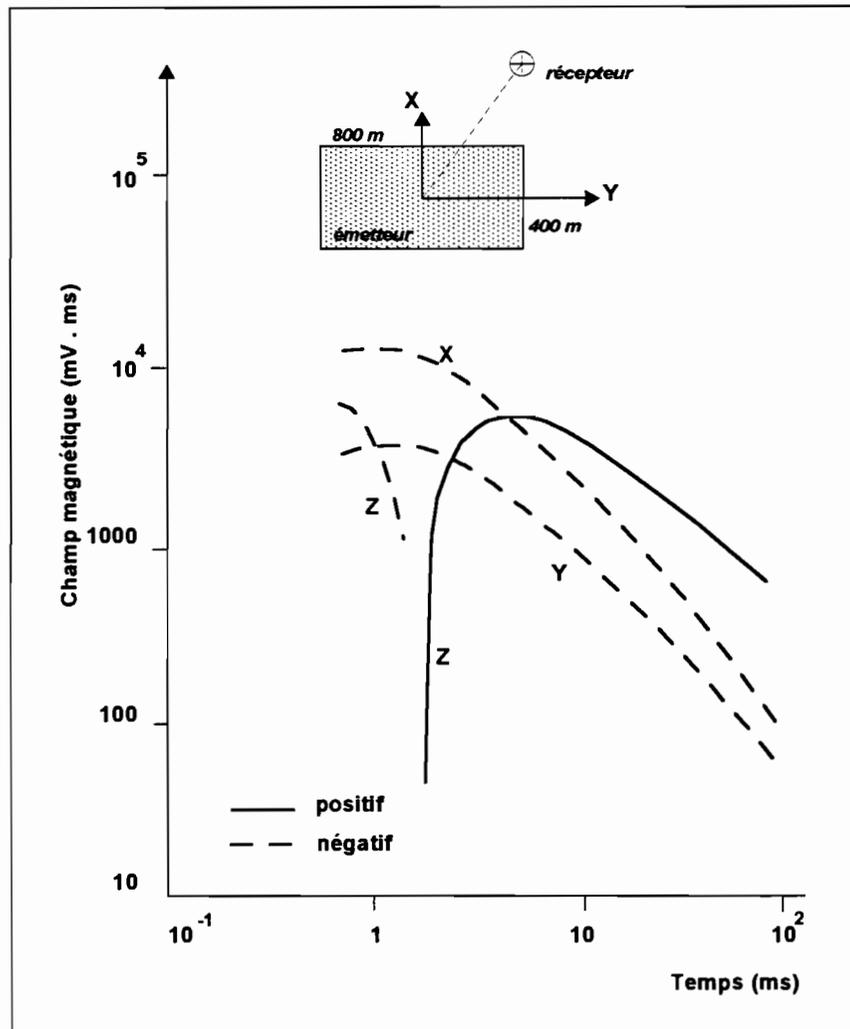


Figure 13. Composantes du champ magnétique secondaire calculées pour une position de réception excentrée (offset). D'après Spies, 1980.

démontrer cela, on s'appuie sur l'expression de la vitesse  $v_d$  de diffusion verticale des boucles de courant qui est donnée par Nabighian (1979) :

$$v_d = \frac{2}{\sqrt{\pi\sigma\mu t}} \quad (4.1)$$

et d'autre part, sur le fait que l'expansion horizontale (latérale) des courants est proportionnelle à la profondeur de diffusion  $d$ .

Pour un instant  $t$  donné, les boucles de courant auront diffusé plus rapidement en profondeur tout en s'étant élargies de façon plus importante pour un milieu résistant que pour un conducteur.

Ces effets « géométriques » ne sont pas sans conséquences sur l'information qu'on tirera d'un sondage TDEM avec un dispositif donné (et une durée de mesure limitée) :

- Pour les terrains conducteurs, l'exploration latérale est plus limitée et la profondeur d'investigation plus faible.
- Pour les terrains résistants, l'exploration latérale et la profondeur d'investigation sont plus importantes.

➤ *Composantes X et Y.*

Indépendamment du phénomène décrit ci dessus, les composantes X et Y ne sont plus nulles en offset et présentent des formes complexes même au dessus d'un demi espace homogène. La figure 13 présente un résultat obtenu par Spies et Frischknecht (1991) par modélisation de la réponse théorique d'un demi espace. Sur cet exemple, les composantes X et Y sont négatives, et la composante Z est négative puis positive. Même si cet exemple concerne le champ magnétique et non sa dérivée par rapport au temps, l'allure de cette dernière changera de forme mais non de signe.

On remarquera que dans le cas de mesure en offset, l'existence du signal selon X et/ou Y *n'est pas une preuve que le milieu est 2D ou 3D*. Pour établir cela, il faut utiliser la

composante Z et faire des mesures à divers endroits autour de l'émetteur. Si des différences notables d'amplitude sont constatées à des stations de mesure symétriquement disposées autour de l'émetteur, la structure est forcément 2D ou 3D.

### 4.3. Expressions asymptotiques des champs en TDEM.

#### 4.3.1. Réponses d'un demi-espace homogène.

Le tableau III [équations (4.2) à (4.28)] présente les principales expressions analytiques du champ magnétique secondaire vertical et de sa dérivée par rapport au temps pour des configurations centrale, coïncidente et offset (dipole-dipole ou Slingram) données par Spies et Frischknecht (1991). Les expressions correspondantes aux deux domaines asymptotiques sont aussi données, ainsi que les formules donnant la résistivité apparente.

Etant donné que la mesure de  $B_z$  est réalisée à l'aide d'un capteur assimilable à un dipôle (cas central et offset), la tension  $v$  mesurée dans celui-ci sera :

$$v = -\mu_0 S_r \cdot \frac{\delta B}{\delta t} \quad (4.29)$$

$v$  est exprimée en volts,  $S_r$  étant la surface du récepteur ( $m^2$ ).

Pour analyser l'influence des différents paramètres sur la réponse TDEM d'un demi-espace homogène, nous prendrons l'exemple du dispositif central et l'expression des tensions  $v_1$  et  $v_c$  enregistrées sur le capteur pour les temps longs et courts respectivement:

$$v_1 = -\mu_0 S_r \cdot \left( \frac{-I \sigma^{3/2} \mu_0^{3/2} a^2}{20\pi^{1/2} t^{5/2}} \right) \quad (4.30)$$

Dispositifs géométriques	Expression générale du champ EM secondaire vertical	Valeur en courant continu	Expression asymptotique Temps courts ( $0R \gg 1, t \rightarrow 0$ )		Expression asymptotique Temps longs ( $0R \ll 1, t \rightarrow \infty$ )	
			champ vertical	résistivité apparente	champ vertical	résistivité apparente
Central	$B_z = \frac{It}{\sigma\mu_0 a^3} \left[ (2\theta^2 a^2 - 3)\text{erf}(\theta a) + \frac{6}{\sqrt{\pi}} \theta a e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (4.2)$	$B_z^0 = \frac{I}{2a} \quad (4.7)$	$B_z^c = \frac{I}{2a} \left[ 1 - \frac{6t}{\sigma\mu_0 a^2} \right] \quad (4.10)$	$\rho_a^c = \frac{\mu_0 a^3}{3It} \left[ \frac{I}{2a} - B_z \right] \quad (4.15)$	$B_z^l = \frac{I\sigma^{3/2} \mu_0^{3/2} a^2}{30\pi^{1/2} t^{3/2}} \quad (4.19)$	$\rho_a^l = \frac{I^{2/3} \mu_0^{2/3} a^{4/3}}{30^{2/3} \pi^{1/3} t} (B_z)^{-2/3} \quad (4.24)$
	$\frac{\delta B_z}{\delta t} = \frac{-I}{\sigma\mu_0 a^3} \left[ 3\text{erf}(\theta a) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta a (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (4.3)$		$\frac{\delta B_z^c}{\delta t} = \frac{-3I}{\sigma\mu_0 a^3} \quad (4.11)$	$\rho_a^c = -\frac{\mu_0 a^3}{3I} \frac{\delta B_z}{\delta t} \quad (4.16)$	$\frac{\delta B_z^l}{\delta t} = \frac{-I\sigma^{3/2} \mu_0^{3/2} a^2}{20\pi^{1/2} t^{5/2}} \quad (4.20)$	$\rho_a^l = \frac{I^{2/3} \mu_0^{5/3} a^{4/3}}{20^{2/3} \pi^{1/3} t^{5/3}} \left( -\frac{\delta B_z}{\delta t} \right)^{-2/3} \quad (4.25)$
Coïncident	$v = \frac{-2Ia\mu_0\sqrt{\pi}}{t} (\theta a)^3 \sum_{m=0}^{\infty} \frac{(-1)^m (2m+2)! (\theta a)^{2m}}{m!(m+1)!(m+2)!(2m+5)} \quad (4.4)$	$v^0 = 0 \quad (4.8)$	$v^c = \frac{-I\mu_0 a}{2t} \quad (4.12)$	non définie	$v^l = \frac{-\sqrt{\pi} I \sigma^{3/2} \mu_0^{5/2} a^4}{20t^{5/2}} \quad (4.21)$	$\rho_a^l = \frac{I^{2/3} \pi^{1/3} \mu_0^{5/3} a^{8/3}}{20^{2/3} t^{5/3}} (-v)^{-2/3} \quad (4.26)$
Offset (Dipôle-Dipôle)	$B_z = \frac{m}{4\pi r^3} \left[ \frac{9}{2\theta^2 r^2} \text{erf}(\theta r) - \text{erf}(\theta r) - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left( \frac{9}{\theta r} + 4\theta r \right) e^{-\theta^2 r^2} \right] \quad (4.5)$	$B_z^0 = \frac{-m}{4\pi r^3} \quad (4.9)$	$B_z^c = \frac{-m}{4\pi r^3} \left[ 1 - \frac{18t}{\sigma\mu_0 r^2} \right] \quad (4.13)$	$\rho_a^c = \frac{2\pi\mu_0 r^5}{9mt} \left[ \frac{m}{4\pi r^3} + B_z \right] \quad (4.17)$	$B_z^l = \frac{m\sigma^{3/2} \mu_0^{3/2}}{30\pi^{3/2} t^{3/2}} \quad (4.22)$	$\rho_a^l = \frac{m^{2/3} \mu_0}{30^{2/3} \pi t} (B_z)^{-2/3} \quad (4.27)$
	$\frac{\delta B_z}{\delta t} = \frac{m}{2\pi\sigma\mu_0 r^5} \left[ 9\text{erf}(\theta r) - \frac{2\theta r}{\sqrt{\pi}} (9 + 6\theta^2 r^2 + 4\theta^4 r^4) e^{-\theta^2 r^2} \right] \quad (4.6)$		$\frac{\delta B_z^c}{\delta t} = \frac{9m}{2\pi\sigma\mu_0 r^5} \quad (4.14)$	$\rho_a^c = \frac{2\pi\mu_0 r^5}{9m} \frac{\delta B_z}{\delta t} \quad (4.18)$	$\frac{\delta B_z^l}{\delta t} = \frac{-m\sigma^{3/2} \mu_0^{3/2}}{20\pi^{3/2} t^{5/2}} \quad (4.23)$	$\rho_a^l = \frac{m^{2/3} \mu_0^{5/3}}{20^{2/3} \pi t^{5/3}} \left( -\frac{\delta B_z}{\delta t} \right)^{-2/3} \quad (4.28)$

(notations :  $m$  : moment magnétique de l'émetteur ( $m = n.I.Se = nb$  de tours  $\times$  courant  $\times$  surface émetteur) ;  $r$  : distance émetteur-récepteur (cas offset) ;  $a$  : rayon de l'émetteur (cas central) ; erf : fonction erreur ;  $t$  : temps après la coupure).

$$v_c = -\mu_0 S_r \cdot \left( \frac{-3I}{\sigma \mu_0 a^3} \right) \quad (4.31)$$

➤ *Temps courts.*

La tension  $v_c$  est inversement proportionnelle à  $\sigma$ . En terrain résistant, la réponse en temps courts possédera une plus grande amplitude que pour les terrains conducteurs. Cela est illustré sur la figure 11. La tension  $v_c$  est directement proportionnelle à  $I$  et *constante* dans le temps pour le demi-espace conducteur de  $10 \Omega.m$ . A ce sujet, il faut souligner que ce domaine asymptotique n'est réalisé en TDEM que pour des temps très courts, puisqu'il faut vérifier la condition  $\theta R \gg 1$ , et que l'hypothèse d'absence d'effet des courants de déplacement devient difficile à vérifier.

➤ *Temps longs.*

Après être passé par le domaine intermédiaire, le phénomène d'induction aborde la zone proche où  $\theta R \ll 1$ . C'est ce domaine qui est le plus généralement utilisé. La tension mesurée dépend de  $\sigma^{3/2}$ , ce qui la rend plus sensible aux faibles variations de la conductivité que les méthodes à courant continu, où elle varie linéairement en fonction de  $\rho$ . C'est la raison pour laquelle la méthode TDEM est très sensible aux variations de la conductivité, et ce lorsque les terrains sont conducteurs.

La décroissance se produit selon une pente en  $t^{-5/2}$ , ce qui est très rapide et rend la mesure techniquement plus difficile.

L'expression d'un résultat de transitoire est souvent normalisée par rapport à la surface  $S_r$ , ce qui permet de comparer entre eux les différents transitoires issus de mesures réalisées avec différents récepteurs ou émetteurs.

Le résultat est aussi exprimé à l'aide d'un paramètre plus familier au géophysicien, la résistivité apparente. En dispositif central ou offset, ce sont les formules (4.25) et (4.28) du tableau III.

Par convention, cette formule de représentation dite « temps longs » (ou « late-stage ») est utilisée aussi lorsque le phénomène d'induction se produit en temps courts ou intermédiaires. Les conséquences de cette convention sont décrits dans le paragraphe suivant.

Fitterman et Stewart (1986) donnent l'expression de la résistivité apparente  $\rho_a^l$  en temps longs pour un dispositif central en fonction de la tension  $V_1$  enregistrée :

$$\rho_a^l = \frac{\mu_0}{4\pi t} \cdot \left( \frac{2\pi\mu_0 a^2 S_r I}{5tv_1} \right)^{2/3} \quad (4.32)$$

La représentation en résistivité apparente temps longs présente trois avantages notables : (1) on visualise un paramètre comparable à celui obtenu avec d'autres méthodes, (2) on s'affranchit de la décroissance rapide de la tension et on transcrit la moindre variation fine de cette décroissance par des grandes variations dans la courbe de résistivité apparente et (3), on normalise en quelque sorte des résultats qui peuvent être acquis avec des configurations différentes. Nous ne parlerons pas des autres expressions asymptotiques de façon aussi détaillée. On remarquera seulement que les tensions ou les expressions de  $\delta B/\delta t$  du tableau III - équations (4.19) à (4.23) -, s'expriment toutes en  $\sigma^{3/2}$ , ce qui rend ces configurations particulièrement sensibles à la conductivité.

La mesure de  $B_z$  pourrait se faire à l'aide d'un magnétomètre. Le principal avantage dans ce cas serait de mesurer un phénomène qui varie moins vite dans le temps (en  $t^{-3/2}$  seulement).

### **4.3.2. Effets de l'approximation « temps longs » sur la résistivité apparente.**

La figure 14 présente la tension enregistrée pour des temps courts, intermédiaires et longs au dessus d'un demi-espace homogène. Lorsqu'on représente ce résultat en terme de résistivité apparente  $\rho_a(t)$ , elle est égale à  $\rho_1$  pour les temps longs. Pour les temps courts,  $\rho_a(t) > \rho_1$ . Cela est dû au fait qu'en utilisant la formule d'approximation temps longs, la tension réelle en temps court est inférieure à la droite de pente  $t^{-5/2}$ , et la résistivité surestimée. Cette forme de courbe est un artefact de représentation dont il faut tenir compte pour l'interprétation qualitative.

### **4.3.3. Terrain stratifié horizontalement.**

Lorsque le temps augmente, les filets de courant diffusent plus profondément dans le sol. Ils rencontrent successivement les terrains qui, de part leur nature conductrice ou résistante, auront tendance à les atténuer plus ou moins. Par voie de conséquence, l'amplitude du champ magnétique secondaire suivra les mêmes variations.

A titre d'exemple simple, la figure 15 représente les tensions et les résistivités apparentes correspondant à un milieu comportant deux terrains de résistivités  $\rho_1$  et  $\rho_2$ . Lorsque  $\rho_1 > \rho_2$ , il se produit un phénomène appelé « overshoot »: la tension, avant de prendre sa valeur nominale correspondant à l'induction dans le deuxième terrain, s'infléchit d'abord vers le bas. Cela se traduit par une remontée artificielle de la résistivité apparente qui ne correspond pas à un terrain intermédiaire. Lorsque  $\rho_1 < \rho_2$ , l'overshoot n'existe pas.

### **4.4. Résolution et équivalence.**

L'équivalence est définie par le fait qu'un terrain peut être remplacé par un ou plusieurs autres (d'épaisseur et/ou de résistivité différentes) sans changer la courbe de réponse. La résolution peut être définie comme la capacité de la méthode à détecter la présence d'un terrain et à le caractériser, et ce pour une configuration donnée.

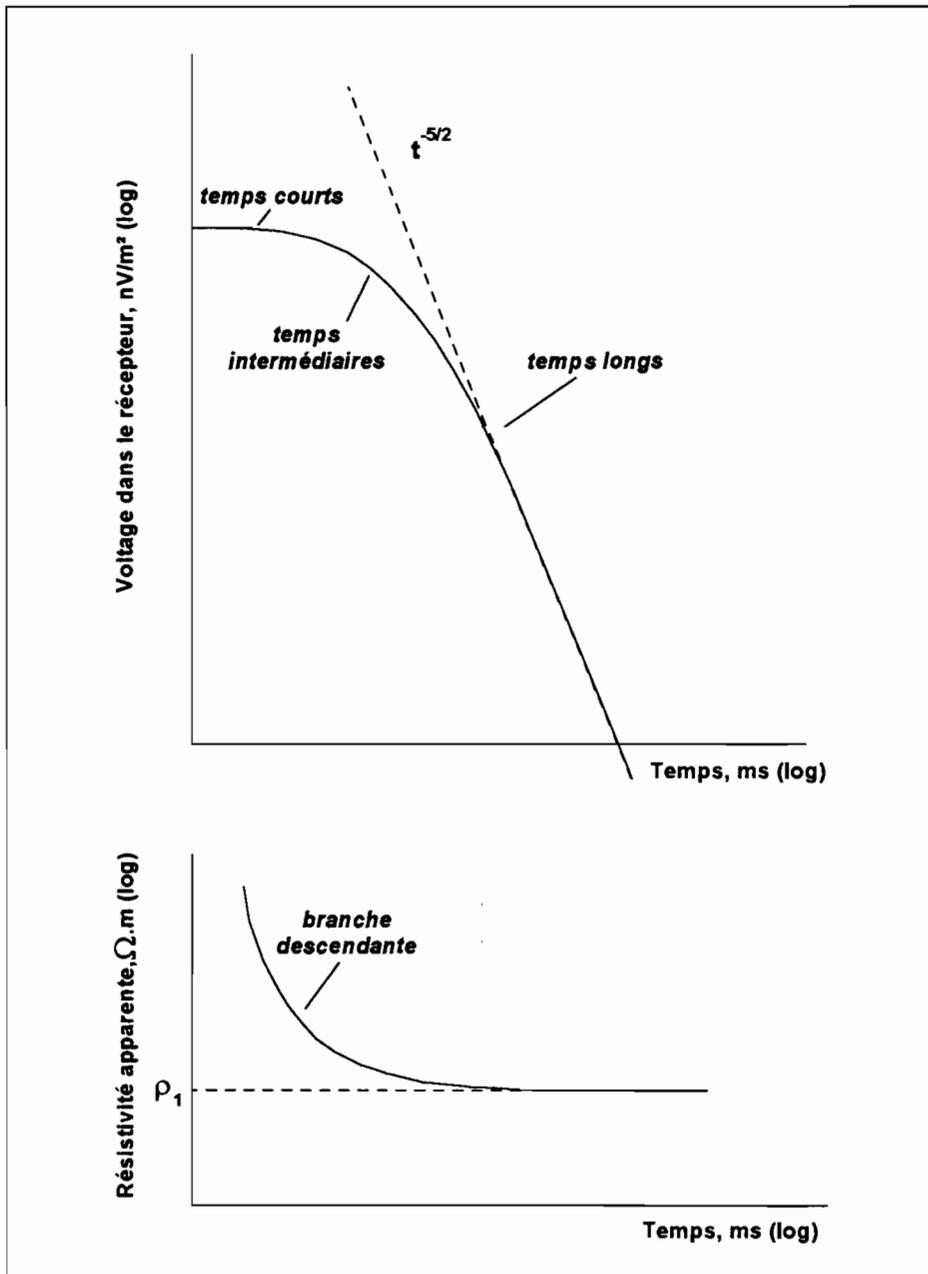


Figure 14. Réponse d'un demi-espace de résistivité  $\rho_1$ . Voltage et représentation de la résistivité apparente en approximation "temps longs". d'après McNeill, 1994.

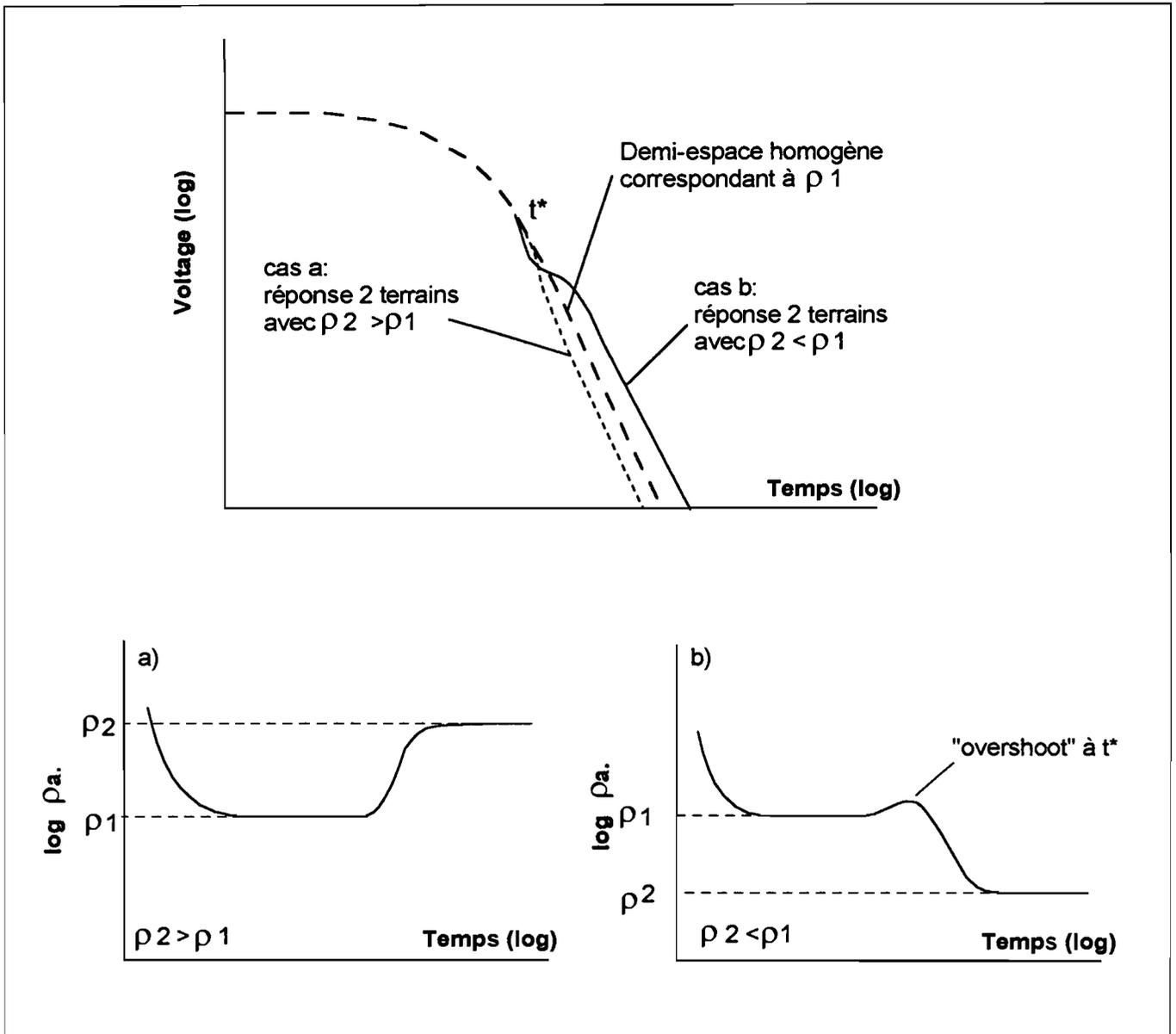


Figure 15. Réponses TDEM au dessus d'un milieu stratifié (2 terrains). Courbes de résistivités apparentes calculées avec l'approximation "temps longs". Définition de "l'overshoot". D'après McNeill, 1994.

Pour les sondages électriques à courant continu, la réponse d'un terrain résistant peu épais est contrôlée par le produit de sa résistivité par son épaisseur (résistance transversale). Pour un terrain conducteur peu épais, elle est contrôlée par le produit de la conductivité par l'épaisseur (conductance longitudinale).

Les méthodes EM sont plus sensibles à l'épaisseur  $h$  d'un terrain résistant peu épais qu'à sa résistivité  $\rho$ . Pour un terrain conducteur peu épais, elles sont sensibles à la conductance  $\sigma.h$ . Pour les conducteurs plus épais, elles sont plus sensibles à la *conductivité*  $\sigma$  qu'à  $h$ . Quelques cas d'étude présentés par Spies et Frischknecht (1991) tendent à prouver qu'on obtient empiriquement le paramètre d'équivalence suivant:

- Pour les conducteurs :  $\sigma \cdot \sqrt{h}$  (4.33)

- Pour les résistants :  $\rho \cdot h^2$  (4.34)

Ce comportement est cependant dépendant de la configuration choisie et des terrains en présence. Il faut toujours estimer ces équivalences dans l'interprétation. Les calculs de réponse théoriques sont également nécessaires avant de commencer une prospection, de manière à estimer au mieux la résolution des terrains recherchés et la configuration à adopter. Cette démarche s'applique d'ailleurs aussi pour les méthodes à courant continu. Les équivalences données par Spies et Frischknecht - équations (4.33) et (4.34) - sont cependant estimatives. Nous préférons adopter une démarche faisant appel à des calculs de modèles tabulaires. A titre d'exemple, la figure 16 présente les résultats d'une modélisation de structure tabulaire trois terrains. La résistivité  $r_1$  du premier terrain est fixée à  $100 \Omega.m$  et son épaisseur  $e_1$  à  $100 m$ . La résistivité du second terrain  $r_2$  et son épaisseur  $e_2$  sont variables. La résistivité du troisième terrain est fixée à  $10 \Omega.m$ . Lorsque  $r_2$  varie de  $200$  à  $1000 \Omega.m$ , pour  $e_2 = 50 m$ , les courbes de résistivité apparente sont identiques : il sera impossible de différencier les résistivités du second terrain. Lorsque  $r_2$  est fixée à  $1000 \Omega.m$ , il est en revanche possible d'apprécier des différences d'épaisseur  $e_2$  entre  $25$  et  $100 m$ . Cet exemple montre que la méthode TDEM est plus sensible à l'épaisseur des résistants qu'à la valeur de leur résistivité, et que la relation d'équivalence  $\rho.h^2$  proposée par Spies et Frischknecht n'est pas vérifiée dans ce cas.

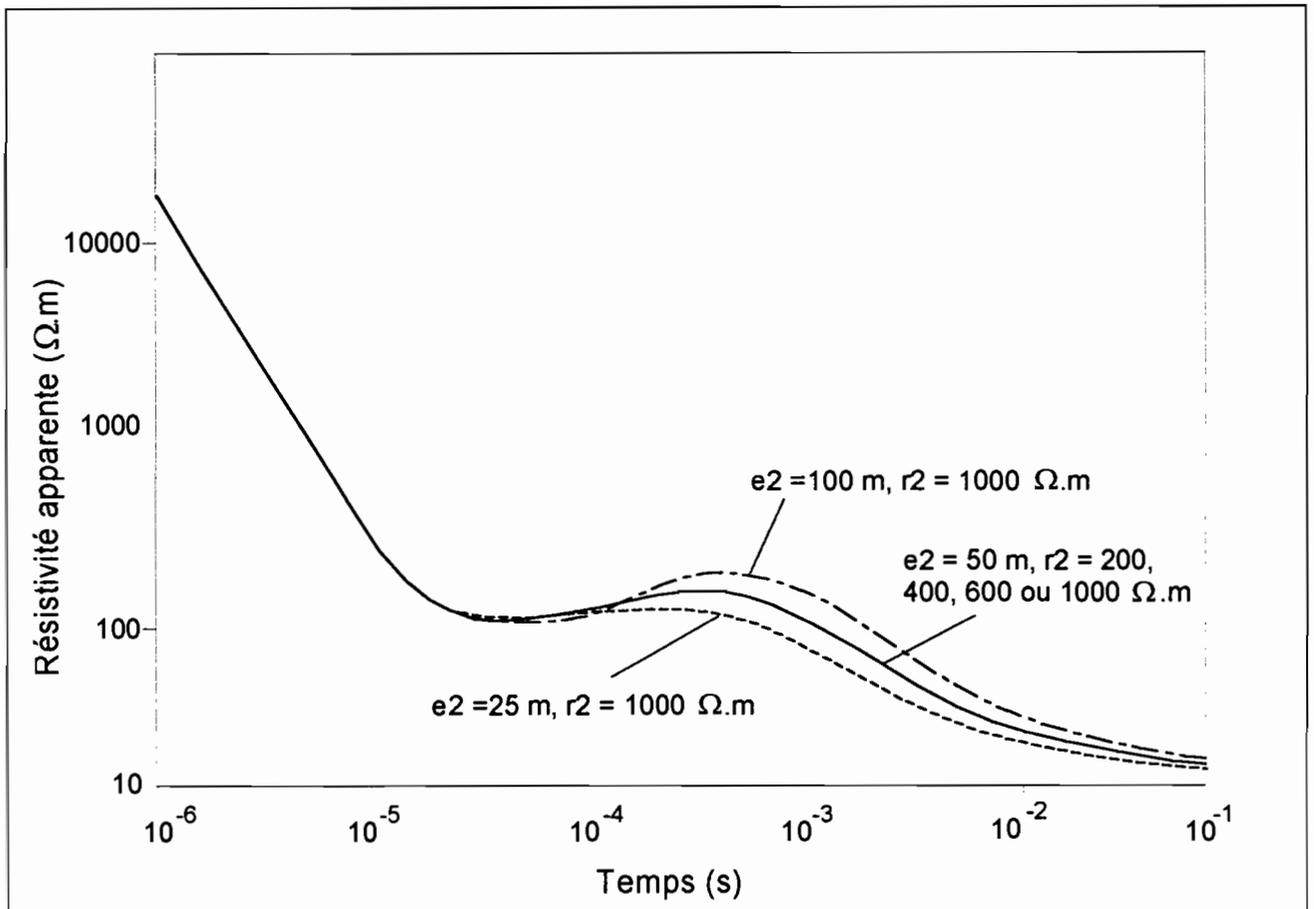


Figure 16. Exemple de modélisation 3 terrains avec une couche intermédiaire de résistivité et d'épaisseur variable.  $e_1$ ,  $e_2$ , épaisseurs (m) des deux premiers terrains,  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$ , résistivités ( $\Omega.m$ ) des trois terrains. ( $r_1 = 100$  et  $r_3 = 10$ ).

#### 4.5. Profondeur d'investigation.

Elle peut être définie comme la profondeur à laquelle la méthode, pour un terrain et une configuration donnés, (1) détectera le terrain le plus profond, et (2) le caractérisera. Cette profondeur sera limitée, nous l'avons vu, lorsque le transitoire est plus faible que le bruit de fond. Prenons le cas de deux terrains, le plus superficiel ayant pour conductivité  $\sigma_1$ . Utilisons une configuration centrale. En temps longs, la tension  $v(t)$  dans le récepteur est :

$$v(t) = 1,59 \cdot 10^{-17} I S_e \sigma_1^{3/2} t^{-5/2} \quad (4.35)$$

où  $S_e$  est la surface équivalente de l'émetteur.

Le temps ultime  $t_u$  auquel la réponse sera encore mesurable dépend du niveau de bruit de fond EM,  $\eta_v$ . Il est généralement inférieur à 0,5 nV/m<sup>2</sup>.

$$t_u = 1.9 \cdot 10^{-17} (I S_e)^{2/5} \sigma_1^{3/2} \eta_v^{2/5} \quad (4.36)$$

Pour avoir une chance de détecter un terrain à une profondeur  $h$  au dessous du premier terrain, il est nécessaire de mesurer jusqu'à un temps  $t$  de telle manière que l'interface soit à environ une profondeur de diffusion  $d$ . On a :

$$t = 6 \cdot 10^{-7} \sigma_1 h^2 \quad (4.37)$$

En combinant l'équation (4.36) et (4.37), la profondeur d'investigation  $h$  est donnée par :

$$h \approx 0.5 \left( \frac{I S_e}{\sigma_1 \eta_v} \right)^{1/5} \quad (4.38)$$

A titre d'exemple, on donne ci-dessous la profondeur d'investigation  $h$  pour un dispositif central de 200x200 m, un courant de 20A et un bruit de 0.5nV/m<sup>2</sup>:

$\rho_1$ ( $\Omega.m$ )	$h$ (m)	Dernier temps de mesure (ms)
1	550	230
3	685	120
10	870	58
30	1080	30
100	1380	15
300	1720	7.5
1000	2180	3.7

Cependant, ces formules ne tiennent pas compte de la façon dont la méthode va résoudre le second terrain de conductivité  $\sigma_2$ . Spies (1989) considère que pour résoudre ce terrain, il faut multiplier le moment magnétique de l'émetteur (produit  $I.S_e$ ) par un facteur 5,7 dans l'équation (4.38). D'autre part, si  $\sigma_2$  est très inférieure à  $\sigma_1$ , les inductions correspondantes au deuxième terrain n'ont aucune chance d'être « vues » lorsqu'elles proviennent d'une grande profondeur : un terrain conducteur masquera ainsi souvent des terrains résistants plus profonds.

Cette notion de profondeur d'investigation peut être aussi appréhendée par des calculs directs de réponses TDEM pour des modèles comportant plus de deux terrains. On testera pour diverses configurations géométriques la capacité de résolution de la méthode pour des terrains conducteurs ou résistants de faible épaisseur. Ces modélisations sont très importantes à réaliser avant même d'aller sur le terrain. Cela nécessite d'avoir quelques notions préalables sur le terrain prospecté.

La capacité de l'appareillage à apprécier un signal assez proche du bruit de fond est très importante pour améliorer la profondeur d'investigation (équation (4.38),  $\eta_v$  faible). Sur le terrain, il sera souvent nécessaire de réaliser des séquences d'acquisition assez longues pour extraire l'information utile dans la moitié de décade précédant le niveau de bruit de fond. La

détection de terrains profonds, et surtout la résolution qu'on en aura, dépendra du soin apporté à l'acquisition.

#### **4.6. Les sources d'erreur.**

Les sources d'erreur peuvent être classées en plusieurs types :

- erreurs instrumentales (calibrations, bruit EM interne,...)
- erreurs de mise en œuvre (géométrie, mauvais choix du turn-off-time, ...)
- erreurs dites « bruits géologiques »: tous les phénomènes s'écartant d'un milieu stratifié, ou correspondant à des propriétés complexes des sols ou des roches,...
- erreurs dites « bruits industriels et artificiels » : présence de câbles, clôtures, tuyau, lignes électriques, etc...
- erreurs dues à la topographie du terrain de mesure.

##### **4.6.1. Erreurs instrumentales.**

Les composants électroniques de l'appareillage peuvent dériver dans le temps et il est nécessaire de procéder à des calibrations ou des contrôles sur les points suivants :

- *émission* : stabilité du courant d'injection et forme du turn-off-time. Ce dernier doit être le plus proche possible d'une décroissance linéaire parfaite dont la durée doit être correctement définie. On risque sans cela de commencer les mesures quand le courant existe encore dans le câble d'émission. Chaque appareillage possède son propre système pour définir le turn-off-time.
- *réception* : elle doit être parfaitement synchronisée avec l'émission. Le capteur doit aussi être fréquemment contrôlé. La linéarité de la réponse lorsqu'on augmente le gain doit aussi être vérifiée.

#### 4.6.2. Erreurs de mise en œuvre.

L'erreur principale à ne pas commettre sur le terrain est de sous-estimer le turn-off-time : la réponse pourra être très distordue pour les temps courts. En surestimant le turn-off-time, on perd de l'information sur la première partie superficielle du terrain. La seconde erreur possible est de fixer un gain trop élevé. Elle est facilement reconnaissable par l'analyse de la linéarité de la réponse en fonction de gains différents.

Outre ces erreurs « irrémédiables », toutes les autres erreurs « géométriques » (mauvais relevé de la taille de la boucle d'émission ou de la position du récepteur, etc.) peuvent être corrigées par la suite lors de l'interprétation, si on peut rétablir la vérité. Par exemple, lorsqu'on travaille sur des terrains difficiles (accidentés ou couvert de végétation très dense), la surface de la boucle d'émission peut parfois être surestimée.

#### 4.6.3. Bruits « géologiques ».

##### a. Structures non tabulaires.

Par comparaison avec le cas simple unidimensionnel (1D), les structures 2D ou 3 D déforment les lignes du courant induit. A titre d'exemple, nous avons calculé les distorsions de la courbe de résistivité apparente en dispositif central produites par un cylindre conducteur de  $2 \Omega.m$  dans un environnement moins conducteur de  $20 \Omega.m$  et reposant sur un substratum de  $2 \Omega.m$ .

L'algorithme de calcul est basé sur la méthode des différences finies (Goldman et al., 1994) pour des structures à symétrie axiale dans un terrain tabulaire. La figure 17 présente le modèle utilisé pour le calcul et la distorsion observée sur la composante verticale du champ, qui s'interpréterait comme un terrain fictif si on utilisait une interprétation 1D.

Nous avons conduit une interprétation 1D dite « multi-couche » automatique de plusieurs courbes de sondages synthétiques. Ces dernières sont obtenues en déplaçant fictivement le dispositif au dessus de la structure avec un pas régulier. L'interprétation obtenue est présentée sur la figure 18 pour une géométrie donnée et l'image montre un effet

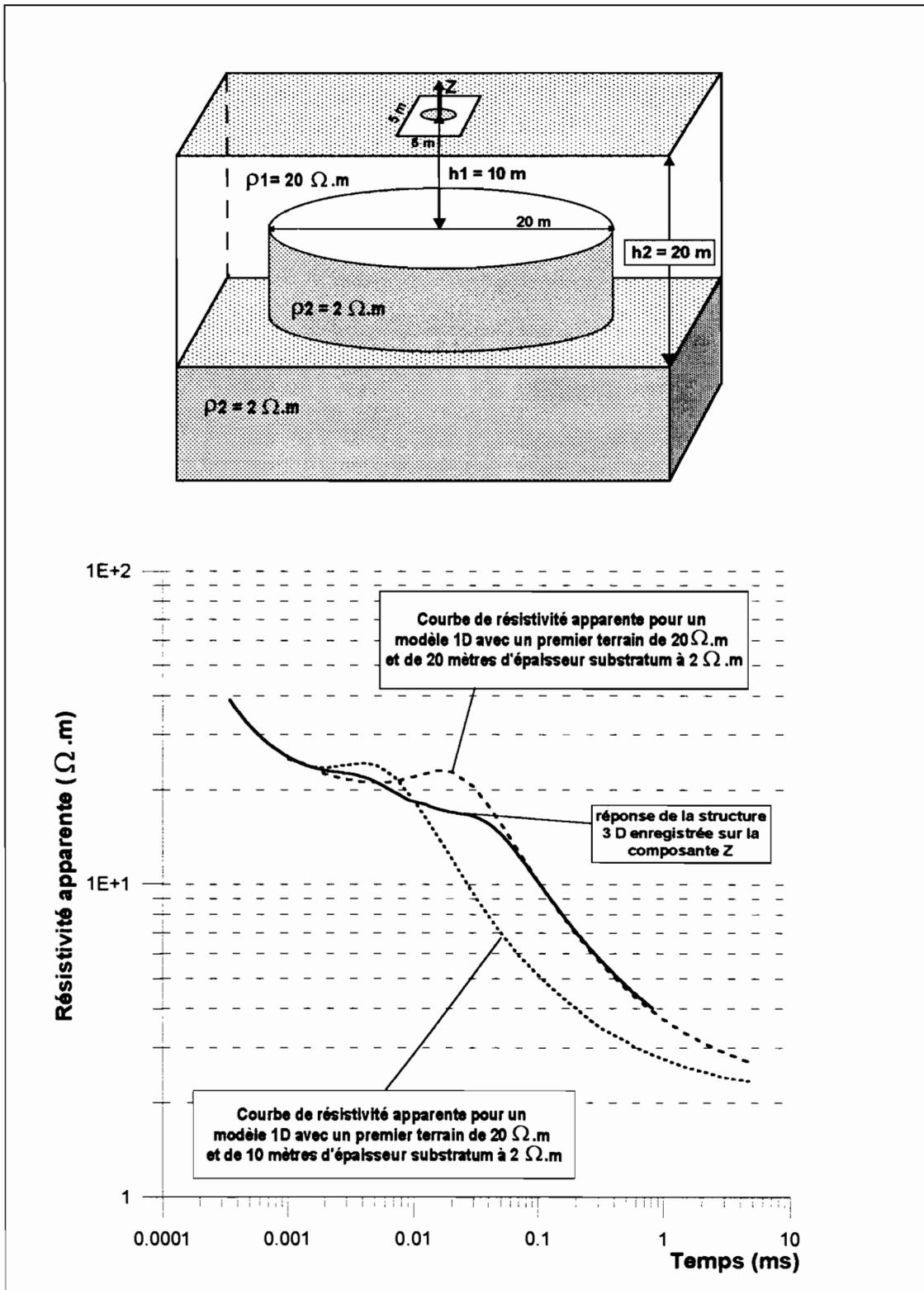


Figure 17. Réponse TDEM au dessus d'une structure 3D. Comparaison avec les réponses en terrain stratifié sans structure.

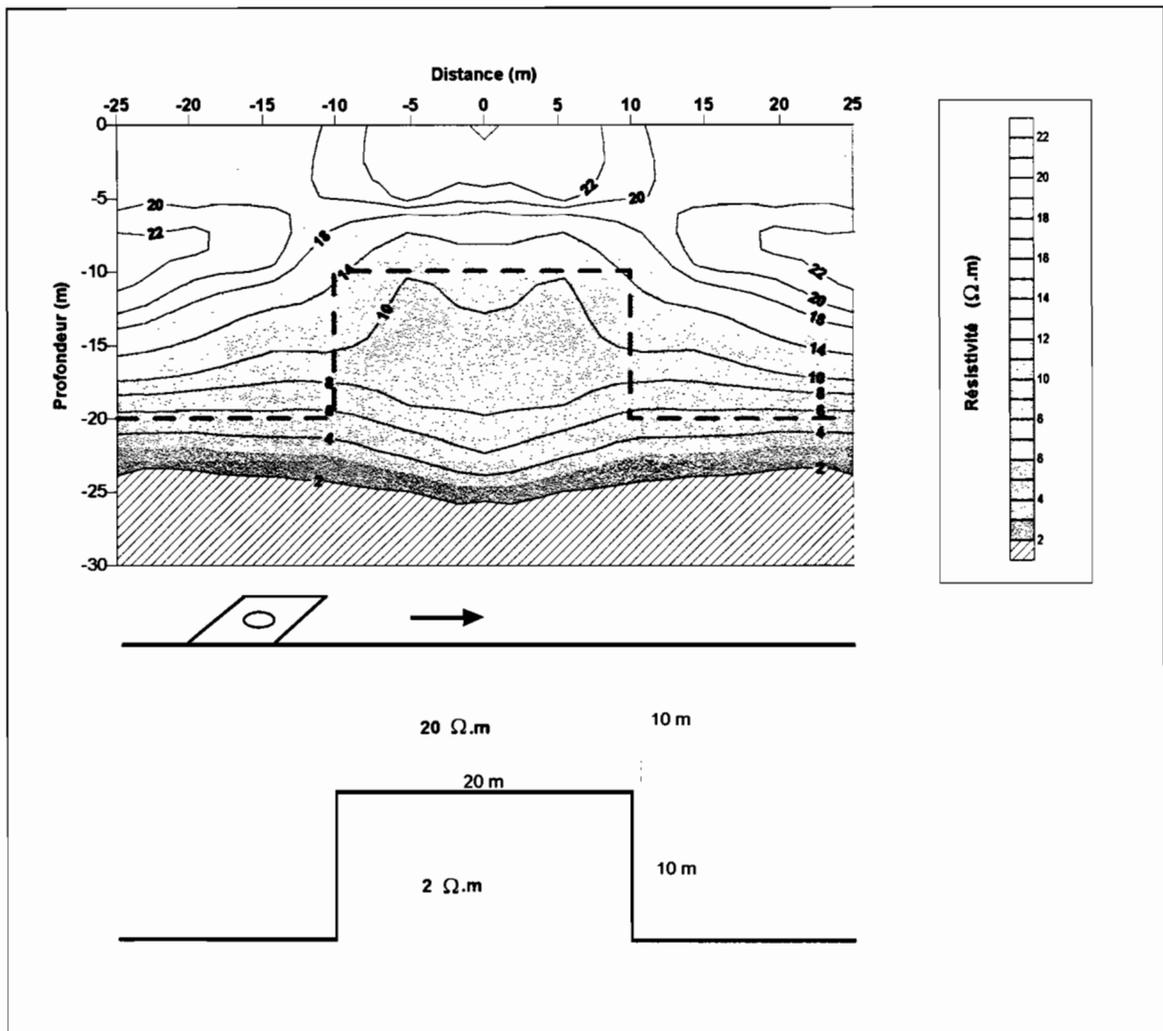


Figure 18. Profil TDEM au dessus d'un cylindre et substratum conducteur. Emission= 10 x 10 mètres, dispositif "central loop". résultats de l'inversion 1D des courbes synthétiques 3D.

d'aplatissement de la structure, une surestimation de sa résistivité ainsi qu'un élargissement notable.

On peut, sur le terrain, reconnaître la tabularité d'une structure grâce aux mesures des composantes X et Y du champ. Dans ce cas, on peut calculer un paramètre géométrique, le « tipper »  $T_v(t)$ , défini ainsi par Spies et Frischknecht (1991) pour des dispositif de mesure en mode central uniquement:

$$T_v(t) = \frac{v_h(t)}{v_z(t)} \quad (4.39)$$

où  $v_h(t)$  et  $v_z(t)$  sont les tensions correspondantes aux champs magnétiques horizontaux et verticaux respectivement.  $T_v(t)$  est nul en milieu tabulaire. D'après Spies et Frischknecht (1991), les interprétations 1D peuvent être considérées comme valides si  $T_v(t)$  reste inférieur à 0,1.

#### *b. Perméabilité magnétique et viscosité magnétique.*

Les effets dus à une perméabilité magnétique relative  $\mu_r$  supérieure à 1 seront décrits dans le chapitre 5. On note ici que  $\mu_r$  peut être indépendante ou dépendante de la fréquence, selon le type de roche ou de sol. Dans ce dernier cas, on parle (improprement) de « superparamagnétisme » ou mieux, de viscosité magnétique.

#### *c. Conductivité complexe.*

La conductivité est un paramètre pouvant être dépendant de la fréquence pour certains types de sol ou de roche. Ces phénomènes, regroupés sous le terme « polarisation provoquée » feront l'objet d'une étude spécifique présentée dans le chapitre 5.

#### *d. Courants de déplacement et effets de propagation.*

Dans l'équation (3.3) exprimant le nombre d'induction  $kR$  lorsque l'hypothèse basse fréquence ne peut être considérée, la permittivité diélectrique  $\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$  et la perméabilité magnétique  $\mu = \mu_0 \mu_r$  interviennent dans le second terme en  $\omega^2$ .

Weir (1985) a calculé les expressions exactes des champs en TDEM pour un demi espace homogène non perméable (c'est-à-dire avec  $\mu_r = 1$ ), en incluant les courants de conduction et de déplacement. Ses résultats montrent que les courants de déplacement ne peuvent être négligés lorsqu'on se trouve en présence d'un terrain très résistant et de permittivité diélectrique relative élevée. Cependant, les effets de propagation ne sont vus que lorsque la distance émetteur-récepteur sera très grande (zone lointaine d'induction) et pour des gammes de mesure de l'ordre de quelques micro secondes (par exemple 3.3  $\mu$ s avec  $R = 1000$  m). Ce domaine d'induction est encore largement inexploré. Des études récentes du projet VETEM (Very Early Transient Electromagnetism) utilisent des appareillages capables de mesurer dans des gammes de temps de l'ordre de quelques nanosecondes, permettant la prise en compte des courants de déplacement et d'obtenir des informations sur  $\epsilon$ . Goldman et al (1996a) exposent les premières conclusions indiquant que le *domaine intermédiaire entre la propagation et la diffusion* permettrait d'obtenir l'information sur  $\epsilon$ .

#### **4.6.4. Bruits EM « industriels » et artificiels.**

##### *a. Bruits EM « industriels » ou extérieurs.*

Les lignes transportant du courant variant dans le temps créent des champs de même fréquence. Les appareillages sont généralement conçus pour mesurer selon des cadences d'injection décalées des fréquences parasites possibles (50Hz, 60Hz, 33.3Hz, etc.). Il est cependant possible d'être perturbé lorsqu'on se trouve proche de sources intenses. Cela est identifiable sur la courbe de sondage par des points dispersés dont l'amplitude varie d'une acquisition à l'autre.

Certains transitoires (pulses radio, etc.), dont les « spherics », peuvent perturber les enregistrements. Ils ont un caractère aléatoire et peuvent être éliminés par des acquisitions multiples à des moments différents.

*b. Bruits EM artificiels induits par des objets métalliques.*

Ce cas est beaucoup plus fréquent. Lorsque la boucle d'émission se trouve assez proche d'une ligne électrique, d'un câble, d'un tube métallique enterré, d'une clôture, etc., une induction est créée dans ces objets par le champ primaire. Cet effet est impossible à éliminer sauf en s'éloignant, et se manifeste par des points dispersés, dont l'amplitude ne varie pas d'une mesure à l'autre. La figure 19 présente l'exemple de distorsion obtenue avec notre appareillage quand une ligne téléphonique traverse la surface de l'émetteur de 100 x 100 m (courant d'émission de 2 A).

Fitterman (1990) donne des exemples d'inductions parasites obtenues au dessus d'un pipe-line et propose une correction des courbes de terrain distordues par soustraction de la réponse théorique du pipe-line à la réponse totale. Cette correction doit cependant être utilisée avec précaution car la réponse du pipe-line est dépendante non seulement du pipe-line mais aussi du terrain.

Nos expériences de mesures réalisées au dessus d'un tube de forage métallique vertical de gros diamètre nous ont montré qu'à moins de placer le récepteur à proximité immédiate du tube, il n'y avait pas d'effet notable. Le couplage entre le tube et les lignes de champ magnétique primaire, verticales au centre du dispositif, est minimal. Aucune induction notable ne devrait se produire. Ce point demande toutefois à être vérifié pour des mesures en offset ou lorsque le tube de forage n'est pas situé exactement au centre du dispositif d'émission.

**4.6.5. Erreurs de topographie ou de nivellement du capteur de réception.**

Si on travaille sur des pentes assez fortes, ou à proximité d'une falaise, on peut mesurer des réponses distordues dans les cas suivants :

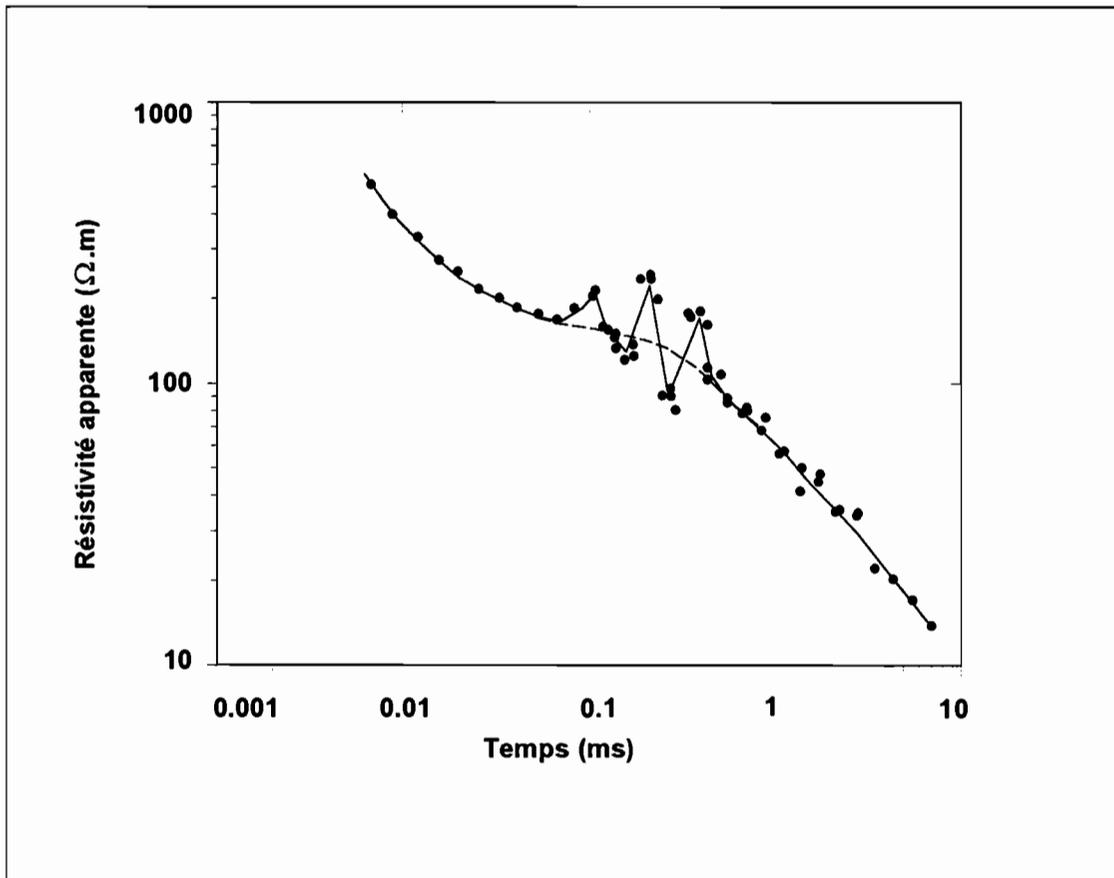


Figure 19. Exemple de distorsion produite par une induction du champ primaire dans une ligne téléphonique traversant l'émetteur. Les points noirs sont les points de données résultant de 4 acquisitions successives. La courbe en trait continu souligne simplement la distorsion. la réponse "normale" du terrain est estimée par un trait pointillé.

- Sur des pentes fortes ( $> 20-30^\circ$ ), si le capteur est placé horizontalement, il ne présentera pas sa surface nominale pour mesurer la variation de flux. Il faut dans ce cas le placer parallèlement à la pente.
- A proximité d'une falaise, l'hypothèse de demi espace pris en compte dans les interprétations classiques n'est plus vérifiée. De la même façon, des terrains conducteurs dans la falaise pourront jouer le rôle de structure 2D.

A notre connaissance, aucun résultat n'a été publié sur ces cas particuliers.

#### **4.7. Techniques d'interprétation.**

##### **4.7.1. Logiciel TEMIXXL**

Dans les travaux présentés, la plupart des interprétations ont été conduites avec le logiciel TEMIXXL (1996, Interpex Ltd.). Ce programme réalise le calcul des réponses TDEM pour des milieux tabulaires en utilisant les procédures de calcul décrites par Anderson (1979). Les calculs directs se basent sur une approximation de dipôle équivalent proposée par Stoyer (1990). La forme du signal d'injection est prise en compte par convolution selon le calcul décrit par Fitterman et Anderson (1987). Plusieurs configurations géométriques peuvent être considérées.

L'inversion des données est réalisée au sens des moindres carrés en utilisant l'algorithme de calcul de « ridge régression » décrit par Inman (1975). Les paramètres de résistivité et d'épaisseur du modèle de départ sont fixés par l'utilisateur. A la suite de l'inversion, des calculs d'équivalence permettent d'estimer les variations possibles des épaisseurs et des résistivités autour de la solution obtenue par l'inversion.

Enfin, il est possible de calculer une inversion dite « automatique » multi-terrains (jusqu'à 19) de type Occam qui optimise l'ajustement de la courbe théorique aux données (TEMIXXL, notice d'utilisation, 1996). Aucun modèle préalable n'est nécessaire. Les courbes résultantes ajustent au mieux les données de terrain, mais ne sont pas forcément représentatives de la géologie. Cette procédure est toutefois utile quand aucune information géologique qui permettrait de contraindre une inversion simple n'est disponible.

#### 4.7.2. Autres techniques.

D'autres programmes d'interprétation sont disponibles sur le marché ou auprès de leurs auteurs. Nous présentons ici ceux qui, à notre connaissance, présentent des options complémentaires à l'interprétation conventionnelle proposée par le logiciel TEMIXXL.

- *Interprétation conjointe TDEM / Sondages électriques / Polarisation provoquée.* Le logiciel conçu par Sandberg (1990) permet l'inversion conjointe et simultanée de trois jeux de données issus de ces trois méthodes géophysiques. L'inversion conjointe est d'un grand intérêt car elle permet d'améliorer les interprétations et réduit considérablement les problèmes d'équivalence. Les sondages électriques permettent de reconnaître des terrains résistants pour lesquels la résolution de la méthode TDEM est médiocre.
- *Interprétation 2D et 3D.* Aucun logiciel commercial ne propose ce type de modélisation directe ou inverse. Plusieurs auteurs présentent des calculs de structures 3D avec des configurations différentes. Goldman et al (1994b) prennent en compte des structures cylindriques dans un milieu stratifié et calculent par la méthode des différences finies les réponses pour un dispositif central. Ils évaluent les erreurs produites par une interprétation 1D des courbes synthétiques 3D (un exemple de calcul utilisant ce logiciel a été présenté précédemment dans le paragraphe concernant les distorsions). Newman et Hohmann (1988) décrivent les courbes de réponses TDEM pour des prismes conducteurs ou résistants dans des structures tabulaires. Leur approche est orientée vers la résolution de problèmes miniers. Rakotondrasoana (1995) propose une modélisation directe 3D de structures simples en dispositifs offset par une approche théorique utilisant la théorie des distributions. Tabarovsky et al (1996) dressent un panorama des problèmes de modélisation 2.5D pour les méthodes EM par différences finies et calcul intégral. Ils proposent des applications pour l'utilisation du TDEM en forage.
- Nous disposons au Département de Géophysique Appliquée (Paris 6) d'un logiciel 3D de calcul direct utilisant la méthode des moments et une inversion numérique de la transformée de Laplace.

En résumé, les structures modélisables actuellement restent de géométrie assez simple et l'emploi de modèles 2D ou 3D est peu courant, sauf dans certains cas particuliers (cibles minières, « contacts géologiques » entre deux formations, présence de câble etc...).

#### **4.8. Exemples d'applications de la méthode TDEM.**

Nous présentons ici quelques exemples publiés pour des applications relativement proches de la surface (les sondages crustaux, les applications minières aéroportées ou en forage ne sont pas considérés ici).

##### **4.8.1. Hydrogéologie.**

L'application de la méthode TDEM en hydrogéologie est relativement récente. Fitterman et Stewart (1986) ont été les premiers à évaluer les possibilités de la méthode dans ce domaine. Ils ont montré par des calculs directs de réponse de structures simples, les possibilités de détection dans les cas suivants : zones de gravier sur bedrock, lentilles de sables et biseau salé. Pour ces objectifs, ils insistent sur le fait de conduire préalablement à toute mission une modélisation directe pour reconnaître d'éventuels problèmes d'équivalence. Un des résultats majeur est la capacité de la méthode à évaluer précisément la valeur de la résistivité des formations aquifères et la profondeur du toit du biseau salé. Fitterman (USGS file report, année d'édition inconnue, rapport disponible auprès de Geonics) a utilisé le TDEM pour quantifier les ressources en eau souterraine dans le bassin du Michigan et a repéré des zones d'eau minéralisées impropres à la consommation jusqu'à des profondeurs de 350 m.

Goldman et al (1988, 1991) ont cartographié l'extension et la profondeur du toit du biseau salé sur la plaine côtière d'Israël. La comparaison avec les forages existants a permis de confirmer l'excellente résolution procurée par la méthode pour ce type de problème. Goldman et al (1994) ont évalué l'utilisation conjointe du TDEM et de la méthode RMN (Résonance Magnétique Nucléaire). Cette dernière est jugée très efficace pour la détection directe du toit de l'aquifère, mais reste inemployable en présence de bruits EM extérieurs même faibles : le passage d'un véhicule à distance de 200 m perturbe les mesures (Goldman, communication personnelle).

Taylor et al (1992) ont prospecté des zones de failles potentiellement aquifères en zone aride. Ils ont conclu que la stratégie de recherche doit faire intervenir des profils de sondages très rapprochés les uns des autres. L'interprétation 1D, bien que théoriquement inadaptée à la géométrie en question, est capable de fournir une image facilitant l'implantation des forages.

Chouteau et Krivochieva (1995) ont prospecté les nappes aquifères dans la région de Mexico. Leurs résultats mettent indirectement en évidence les limites d'écoulement de la nappe et sa contamination par une décharge.

#### **4.8.2. Géothermie, volcans.**

L'application de la méthode TDEM en milieu volcanique a été cantonnée –à notre connaissance- aux applications géothermiques jusqu'en 1993, date de nos premières études sur les volcans de La Fournaise et de Fogo, qui s'intéressaient aux aquifères à eau douce. Les premières études TDEM en milieu volcanique semblent avoir été celles de Jackson et Keller (1972), Jackson et al (1987) sur le Kilauea à Hawaii pour le repérage de zones conductrices profondes associées aux zones hydrothermales et/ou à la présence de chambre magmatiques relativement proches de la surface.

Fitterman et al (1988) ont décrit la structure profonde du volcan Newberry, Oregon, par une remarquable interprétation corrélée avec des données de sondages électriques à grande longueur de ligne, TDEM et MT. Leurs comparaisons avec les forages géothermiques profonds ont permis de relier les zones conductrices à certaines zones hydrothermales. Certains de leurs résultats ont été repris par Patella et al (1991) pour expliquer les distorsions de certaines courbes de MT par des phénomènes de polarisation provoquée.

Pellerin et al (1996) ont présenté un article synthétique sur l'utilisation des méthodes EM pour la recherche de zones géothermiques recouvertes par des argiles. Dans ce cas particulier, la méthode TDEM ne permet pas une détection optimale lorsqu'on la compare à la MT.

### **4.8.3. Environnement.**

L'utilisation de la méthode pour des applications dites « environnementales » est apparue depuis le milieu des années 80 (mais d'autres études antérieures pourraient aussi être classées sous ce vocable). Hoekstra et Blohm (1990) ont donné des exemples de prospection pour la reconnaissance de site de stockage de déchets industriels, le repérage des eaux salées et ont identifié des aquifères stratifiés en fonction de la minéralisation de leurs eaux respectives. Lathi et Hoekstra (rapport technique de BlackHawk Geosciences, date d'édition inconnue, rapport disponible auprès de Geonics) ont utilisé le TDEM pour le suivi de polluants conducteurs dans le sol sous des réservoirs d'évaporation, tandis que Ferguson et al (1996) ont réalisé une cartographie de la contamination du sol par des eaux salées sous un bassin de stockage de saumure. Dans cette dernière prospection, le TDEM était très perturbé par la présence des canalisations souterraines alors que les méthodes FDEM l'étaient beaucoup moins.

### **4.8.4. Domaine minier.**

Mise à part l'utilisation généralisée de la méthode aéroportée INPUT (ou de ses dérivés) pour la détection de zones conductrices majeures sur de vastes territoires (voir par exemple Zerbo, 1993), les applications minières du TDEM au sol sont très nombreuses. A titre d'exemple, nous citons les études de Sinha et Stephens (1987) pour la détection de sulfures profonds (> 300 m) au Canada, ou Lakanen (1990) qui a étudié un gisement de soufre, zinc et cuivre de géométrie très complexe mais connu par 130 forages. Il obtient une « carte » TDEM qui se calque remarquablement bien sur la carte géologique. L'analyse des forages a permis d'affirmer que la méthode possédait une profondeur de détection de 200 à 400 m pour un dispositif central de 100x100 m.

Plus récemment, Aktarakçi et al (1997) ont utilisé la méthode pour la définition de la géométrie de terrains contenant de l'or. Le titre de leur article peut d'ailleurs prêter à confusion puisqu'ils semblent appliquer la méthode pour la prospection de l'or. Ce sont en fait les structures associées au gisement (substratum de roches volcaniques et alluvions le recouvrant) qui sont étudiées.

Goldman et al (1989) ont utilisé le TDEM pour la cartographie d'une intrusion résistante, ce qui est assez rare. L'intrusion de syénite était repérable par son encaissant plus conducteur et son épaisseur, évaluée par de solides arguments géologiques, contraignait l'interprétation.

Ces exemples ne représentent que certains résultats publiés dans le domaine minier. Chaque société d'exploration minière réalise fréquemment des dizaines de sondages TDEM. Les applications en forages sont elles aussi courantes et permettent d'obtenir des logs d'induction dans des environnements où les techniques de FDEM ne sont pas efficaces, par exemple si le forage est éloigné de l'amas conducteur. Ce dernier, « énergisé » par une grande boucle en surface, verra ses inductions détectées par le capteur descendu dans le trou.

#### **4.8.5. Génie civil, archéologie, pédologie.**

La méthode TDEM n'est pas utilisée, ou très rarement, pour des applications de subsurface (0 – 10 m). La raison principale en est que le turn-off-time reste trop important. Pour des petites boucles d'émission (quelques mètres de coté), la première mesure est généralement faite  $5\mu\text{s}$  après le début de la décroissance du courant. La profondeur de diffusion - équation (3.13) - nous permet de calculer un ordre de grandeur de la *profondeur minimum de diffusion*. Par exemple, pour un temps de coupure de  $5\mu\text{s}$ , celle-ci sera de 3 m pour un terrain de  $1\ \Omega\cdot\text{m}$  et de 28 m pour un terrain de  $100\ \Omega\cdot\text{m}$ . Cependant, il existe des appareillages spécifiquement conçus pour la détection d'objets métalliques (EM61 de Geonics) ou pour les problèmes environnementaux (NanoTem de Zonge Organisation) pour lesquels le turn-off time est inférieur à  $5\mu\text{s}$ . Avec certains appareillages TDEM, comme l'EM47 (Geonics), il est aussi possible d'utiliser des boucles d'émission de taille réduite et des turn-off time assez réduits. Par exemple, notre expérience récente sur le glissement de terrain de Super-Sauze dans un environnement relativement conducteur ( $20\ \Omega\cdot\text{m}$ ) tend à prouver que la configuration utilisée (boucle de  $5\times 5\ \text{m}$ , turn-off-time d'environ  $0,5\ \mu\text{s}$ ) est capable d'apprécier des variations d'épaisseur du recouvrement entre 2 et 15 m.

Les structures archéologiques ne sont généralement pas suffisamment conductrices pour se prêter à l'emploi du TDEM. En revanche, les objets métalliques sont des cibles idéales.

Certains constructeurs proposent l'utilisation de la méthode avec des dispositifs d'une taille inférieure au mètre (EM61, Geonics). Ces appareillages permettent, moyennant un temps de coupure très bref, le repérage de masses métalliques enterrées qui produisent des réponses très fortes. Il faut souligner cependant que ce type de mesure donne sur les sols avec de petites boucles de fortes réponses dues à la viscosité magnétique (Colani et Aitken, 1966). Ce type de mesure a aussi été utilisé avec succès par Dabas (1989), Trigui et Tabbagh (1990), Dabas et Skinner (1993) pour la définition des propriétés magnétiques des sols et de certaines roches volcaniques (basaltes océaniques). Dans ce dernier cas, les mesures ont été effectuées en laboratoire.

#### **4.8.6 Utilisation conjointe avec d'autres méthodes géophysiques.**

La méthode TDEM est aussi utilisée conjointement avec d'autres méthodes. Un des intérêts majeurs concerne la correction des phénomènes de « static-shift » (décalages statiques) obtenus en MT, AMT et CSAMT (Controlled Source Audiomagnetotelluric). Andrieux et Wightman (1984) ont été les premiers à proposer la correction du static-shift à l'aide de données TDEM. Sternberg et al (1988) et Pellerin et Hohmann (1990) ont suivi cette voie en convertissant des courbes TDEM en courbes MT par une formule simple. Celle ci est obtenue empiriquement en égalisant la profondeur de peau  $p$  et la profondeur de diffusion  $d$ . La conversion temps-fréquence est :

$$t = 194 / f \quad (4.40)$$

avec  $t$  (s) et  $f$  (Hz).

La courbe de MT est remplacée au niveau de la courbe de résistivité apparente TDEM convertie (les temps sont remplacés par les fréquences équivalentes). Nous avons employé cette conversion avec succès pour la correction de quelques courbes AMT obtenues sur le Piton de La Fournaise, dont les résultats sont présentés dans ce mémoire. On peut également proposer une interprétation conjointe pour laquelle le modèle obtenu en TDEM est calculé par un programme de modélisation directe AMT, et utilisé ensuite pour corriger les courbes AMT.

Meju (1996) a développé une approche basée sur l'interprétation conjointe de données MT relatives à la phase, qui ne sont pas affectées par le phénomène de static-shift, et de données TDEM. Cela évite selon lui l'emploi de cette formule de transformation.

L'interprétation conjointe des données TDEM avec les sondages électriques a déjà été évoquée précédemment. Raiche et al (1985) ont mis en évidence l'intérêt d'une telle démarche d'inversion : le modèle final est moins dépendant de la solution proposée au départ, la dispersion est moindre et les problèmes d'équivalence inhérents à chacune des méthodes sont réduits.

Sandberg (1993) a suivi la même voie et appliqué la technique pour des problèmes d'hydrogéologie.

Enfin, Krivochieva et Chouteau (1997) ont proposé une inversion conjointe de jeux de données TDEM obtenus à la fois en dispositif central et offset. Cela améliore notablement les interprétations. Nous suivrons la même démarche dans ce travail, mais pour des réponses plus compliquées faisant intervenir des conductivités complexes, en problème direct.

#### **4.8.7. Applications non conventionnelles**

Une application remarquable du TDEM a été présentée par Cheesman et al (1987, 1990, 1991). Il s'agit d'un dispositif TDEM déplacé sur le fond marin pour la détermination de l'épaisseur de sédiments. Ils ont développé une interprétation adaptée au fait que l'émetteur est inclus dans le premier terrain, l'eau en l'occurrence.

Goldman et al (1996b) ont réalisé une cartographie des différences de salinité des eaux de la Mer de Galilée en traînant derrière un canot pneumatique un dispositif TDEM flottant sur des gonfleurs. Ils ont montré que la définition des salinités est possible, et très fine.

Enfin, on mentionnera aussi l'étude de Chouteau et Krivochieva (1995) réalisée en galerie de mine au Brésil. L'émetteur était déployé selon le réseau de galeries existantes et le récepteur en divers endroits. Les résultats ont permis le repérage d'aquifères, non détectables depuis la surface, situés au dessus de l'exploitation, et menaçant de l'envoyer.

## **5. INFLUENCE DE LA POLARISATION PROVOQUEE ET DE LA VISCOSITE MAGNETIQUE EN TDEM.**

### **5.1. Introduction.**

Dans le cadre de nos recherches sur la méthodologie de la prospection géophysique pour la recherche d'eau sur les édifices volcaniques, une première campagne de mesure TDEM a été menée sur le volcan Fogo (archipel des Iles du Cap Vert). L'objectif était de détecter les zones conductrices dans les premières centaines de mètres du sous-sol de la caldeira sommitale.

Les résultats de cette prospection sont présentés le chapitre 6 de cette étude, mais nous en présentons ici quelques éléments car nous avons été confrontés à un problème de distorsion des courbes de sondage TDEM dans certaines zones. Ces distorsions rendent hasardeuses les interprétations conventionnelles qui conduisent à la détermination d'un substratum conducteur dont la résistivité et la profondeur étaient très probablement sous-estimées (Descloitres et al, 1995.), quoique l'hypothèse d'une sous-estimation soit elle même discutable. Dans cette prospection, la détermination la plus précise possible de la résistivité et de la profondeur du substratum est extrêmement importante, car elle permet de proposer les schémas hydrogéologiques ou géologiques sur ce volcan relativement peu exploré.

Pour tenter de comprendre l'origine des distorsions observées et obtenir une image géoélectrique du sous-sol qui ne soit pas erronée pour les zones considérées, nous avons conduit une seconde mission de prospection, dont un des objectifs principaux était entièrement dédié à l'étude des causes des distorsions.

Nous proposons dans un premier temps de décrire le phénomène observé à l'aide d'une série de mesures expérimentales. Cela nous permet de dégager deux origines possibles: un effet de viscosité magnétique et un effet de polarisation provoquée.

Dans un second temps, on évaluera l'influence de la viscosité magnétique sur les réponses TDEM. Nous décrivons le phénomène en nous appuyant sur des études publiées et

sur quelques modélisations. Nous tenterons aussi d'évaluer l'effet de viscosité magnétique sur nos données.

Dans un troisième temps, nous exposerons quelques principes de base du phénomène de polarisation provoquée. L'importance de ce phénomène en TDEM sera évaluée à l'aide des études publiées. Nous présenterons quelques modélisations qui permettent de dégager l'influence de différents paramètres sur la forme des courbes TDEM. Enfin, les modélisations seront directement appliquées sur les données de Fogo en les présentant sous la forme d'un article soumis pour publication. Les résultats obtenus pour ce cas concret de terrain permettent de dégager des méthodologies de mise en œuvre sur le terrain et d'interprétation, adaptées au problème de l'effet de polarisation provoquée en TDEM.

Le lecteur notera que nous avons choisi une approche plus pratique que théorique : c'est en effet pour résoudre un problème concret de mesure que ces modélisations ont été entreprises. Si certains aspects théoriques sont explorés, cette étude ne constitue cependant pas un catalogue exhaustif des distorsions dues à la viscosité magnétique ou à la polarisation provoquée pour tous les dispositifs de mesure TDEM ou tous les types de terrains. Enfin, il faut aussi noter que la compréhension des phénomènes est encore partielle car si les outils de modélisation actuels permettent une représentation correcte des mesures, les phénomènes physiques à l'origine de la polarisation provoquée dans les sols et les roches sont encore mal compris (Parasnis, 1995).

## **5.2. Description des données.**

### **5.2.1. Les données TDEM.**

La première campagne de mesures à Fogo a été menée en 1994 avec un appareillage TDEM PROTEM 47, spécialement conçu pour les applications relativement superficielles (15-150 m). Nous avons mis en œuvre un dispositif de mesures en configuration centrale, avec une taille de boucle d'émission de 100 x 100 m dans laquelle passe un courant de 2 A. Le capteur de réception mesure la composante verticale Z. Dans certaines zones de la caldeira, les données acquises à la cadence d'injection la plus haute (237,5 Hz) montraient une inversion de signe du transitoire. La figure 20 présente un exemple représentatif de ce signal. Entre 6,8 et

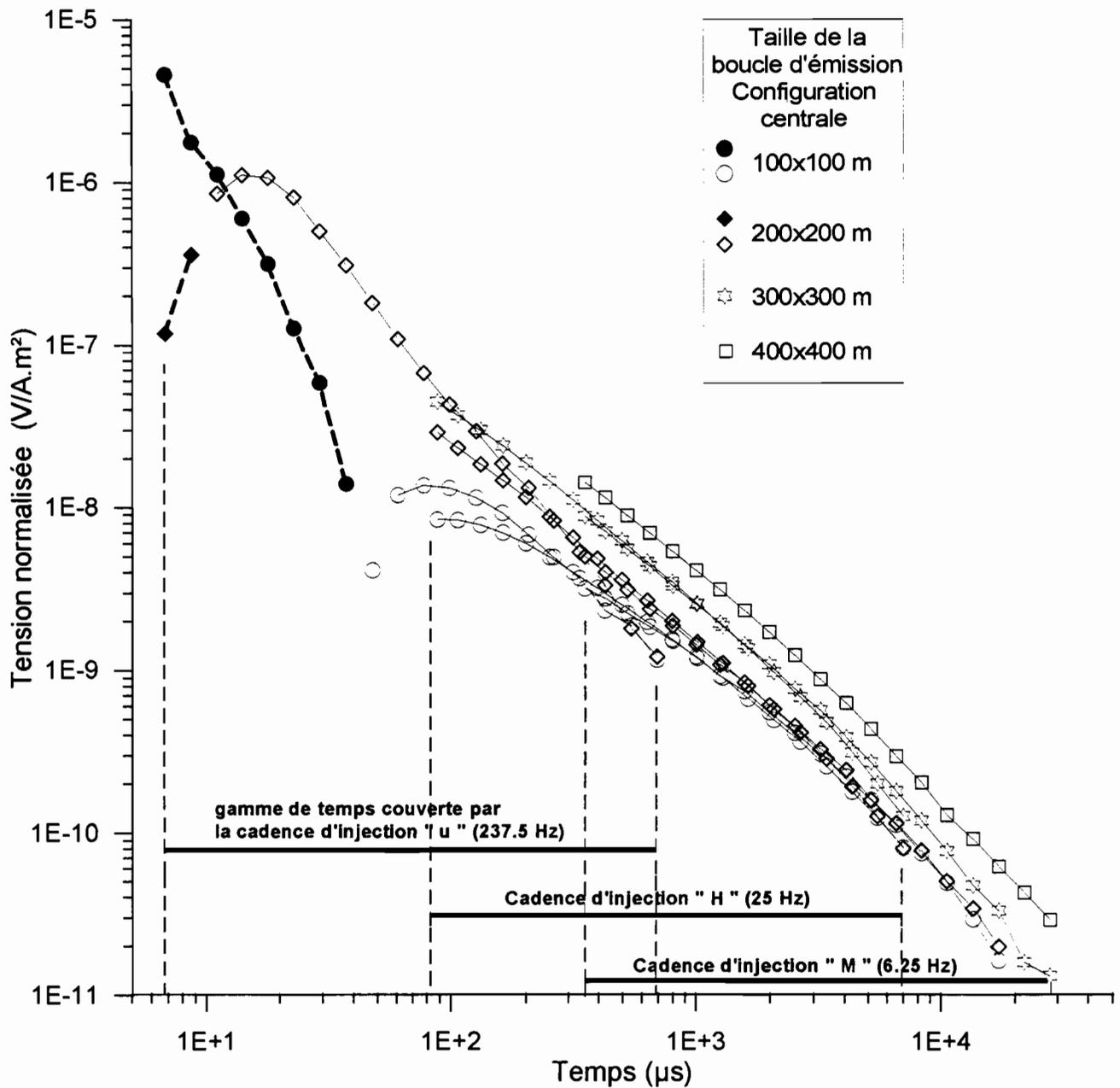


Figure 20. Exemple de courbes TDEM obtenues en configuration centrale et présentant un renversement de signe entre 6.8 et 37 μs (pour 100x100m). Les cadences d'injection "u", "H" et "M" échantillonnent le signal avec 20 fenêtres chacune. Les symboles pleins et les lignes pointillées correspondent aux valeurs négatives du signal.

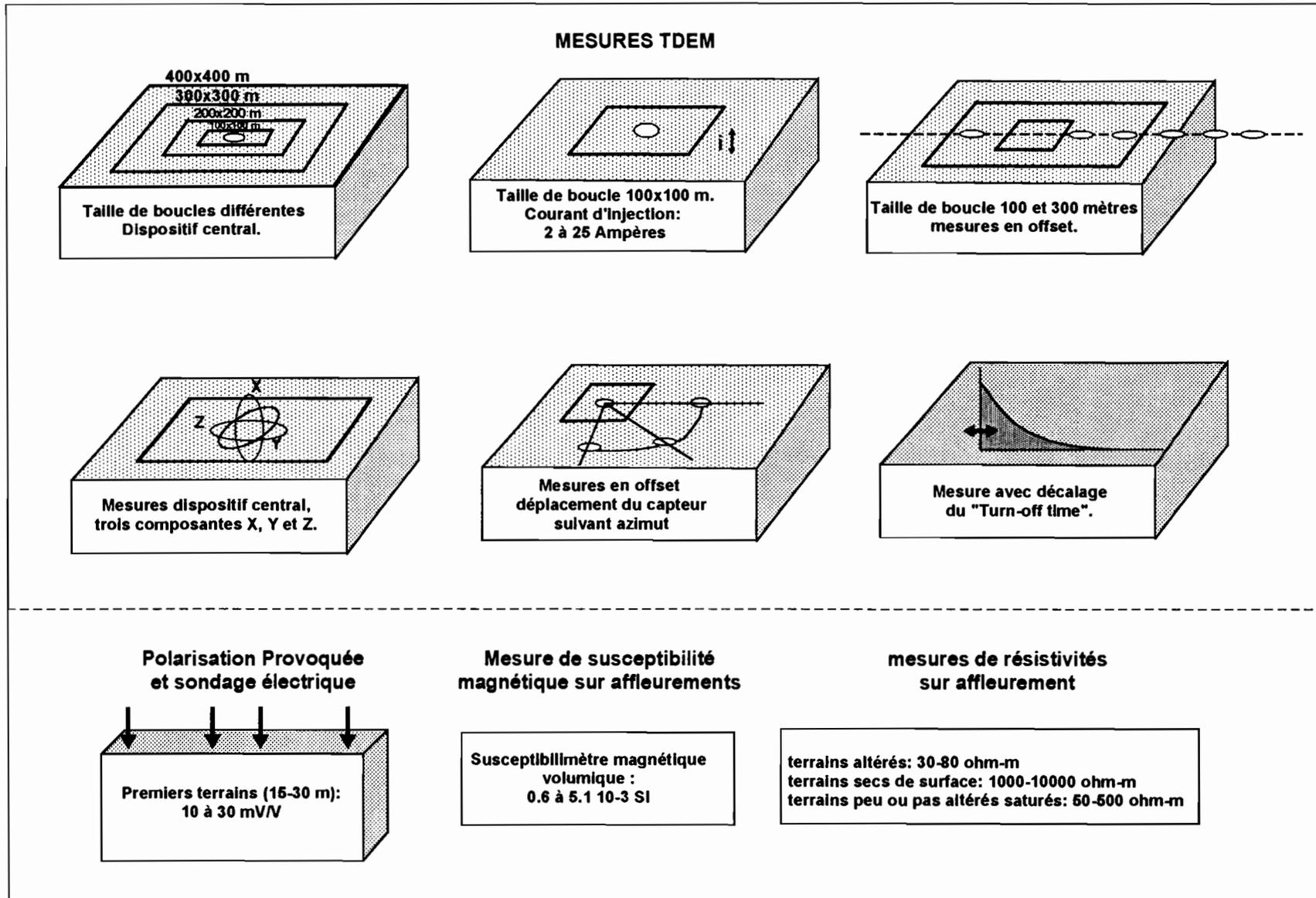


Figure 21. Mesures effectuées sur le site test et aux alentours.  
Pour les mesures TDEM, les carrés représentent la boucle d'émission et les ronds le récepteur.

37  $\mu$ s, le signal est *négalif*. Il est positif au delà de 37  $\mu$ s et le reste pour la fin du transitoire mesurable aux cadences d'injection plus basses de 25 et 6.25Hz. Cette figure présente aussi les données acquises sur le même site en configuration centrale pour des tailles de boucle d'émission de 200 x 200 m, 300 x 300 m et 400 x 400 m qui seront décrites plus loin. On remarque ici que les données obtenues avec un émetteur de 200 x 200 m présentent aussi des renversements de signe sur les deux premières fenêtres de temps (6,8 et 8,7  $\mu$ s).

Pour cette configuration géométrique, nous avons vu précédemment qu'il est impossible dans des conditions « normales » d'obtenir une réponse négative sur la composante verticale Z du champ magnétique secondaire (ce qui n'est pas le cas pour les composantes X et Y ou lorsque le capteur de réception est placé à l'extérieur de la boucle d'émission). Cette distorsion affecte plus de 30% des courbes de sondage et représente un phénomène majeur pour les zones considérées.

Plusieurs études publiées présentent des renversements de signe en TDEM. Leurs auteurs proposent la mise en œuvre d'un certain nombre de mesures spécifiques susceptibles de décrire ou d'expliquer l'apparition de points négatifs en dispositif central ou coïncident. Nous avons mené lors de la deuxième campagne en 1995 une série de mesures sur un site test, qui constitue un jeu de données aussi exhaustif que possible avec notre appareillage, auquel nous avons adjoint un dispositif d'émission plus puissant, l'EM37 (Geonics). Ce dernier est capable de fournir la puissance nécessaire pour injecter des courants de 20 A dans des boucles d'émission de grande dimension. Cet appareillage est en général dédié à la reconnaissance de zones conductrices dans la gamme de profondeur 50-500 m.

La figure 21 décrit les principaux tests effectués qui font essentiellement intervenir des géométries différentes.

- Mesures en dispositif central pour des tailles d'émetteur de 100 x 100, 200 x 200, 300 x 300 et 400 x 400 m.
- Mesures en dispositif avec offset, avec des émetteurs de 100 x 100 et 300 x 300 m, l'offset étant variable.
- Mesures des trois composantes X, Y et Z du champ secondaire en dispositif central.
- Mesures avec offset, le capteur de réception étant placé selon plusieurs azimuts autour de l'émetteur.

D'autres tests ont été effectués en modifiant la valeur du courant et les paramètres d'acquisition.

- Mesures en dispositif central 100 x 100, courant variable de 8 à 25 A.
- Mesures des réponses avec modification du temps de déclenchement de la mesure.

Les résultats d'un certain nombre de ces expérimentations permettent d'ores et déjà d'écarter certaines causes possibles des distorsions :

*a. Mesures des trois composantes X, Y et Z.*

Les mesures des trois composantes X, Y et Z du champ secondaire en mode central et celles de la composante Z réalisées en offset selon plusieurs azimuts permettent d'évaluer la présence de structures conductrices 2D ou 3D à l'aplomb du point de sondage. Un exemple de ces mesures est présenté dans l'article à la fin de ce chapitre. L'équation (4.39) exprimant le coefficient « tipper » T permet de quantifier l'importance de la non tabularité du sous-sol. Pour notre site, sa valeur ne dépasse pas 10%. La présence de structures 2D ou 3D est par conséquent une cause que nous pouvons écarter pour expliquer les distorsions possibles.

*b. Influence du courant et réglages des paramètres d'acquisition.*

Les tests avec un dispositif central de 100 x 100 et un courant I variable de 8 à 25A ont permis de tracer les réponses du sous-sol pour la cadence d'injection 25Hz (0,088 à 8 ms). Notre intention était de vérifier la linéarité de la réponse du sous-sol avec l'intensité I. Les résultats ont montré que les réponses normalisées étaient identiques à moins de 0,3 nV/A.m<sup>2</sup> pour un signal de 10 nV/A.m<sup>2</sup>. Ces différences sont trop faibles pour être clairement interprétées. Il est possible qu'elles soient dues à l'appareillage, car on conçoit mal un phénomène physique tel que la polarisation provoquée, ou évidemment l'induction, puisse être non proportionnel au courant.

Les acquisitions avec un déclenchement de l'acquisition avancé avaient pour but de mesurer la réponse du terrain au plus près de la fin du turn-off-time de 5,2  $\mu$ s afin de déceler d'éventuels renversement de signe. Ces essais n'ont pu être validés car ils ont provoqué des saturations des pré-amplificateurs du système de réception. Ces saturations nous ont été

confirmées par le constructeur, Géonics. Enfin la linéarité de la réponse en fonction du gain d'acquisition a été vérifiée.

Le phénomène observé n'est en aucun cas imputable à un quelconque défaut de l'appareillage. C'était un point important qu'il fallait contrôler.

### 5.2.2. Les mesures de susceptibilité magnétique.

Un susceptibilimètre EDA mesurant la susceptibilité magnétique volumique  $K$  sur échantillon a été utilisé pour procéder à des mesures sur quelques affleurements caractéristiques. Nous donnons ci-dessous les valeurs obtenues :

Type de roche	Susceptibilité magnétique volumique ( $\times 10^{-4}$ SI)		
	Minimum	Maximum	Moyenne
lapillis de surface	1	19	5
coulée non altérée	47	51	50
coulée pahoehoe	6.3	8	7
autre coulée pahoehoe	4	6.3	5
coulée de type AA	14	16	15

Ces valeurs confirment que les roches présentes sont magnétiques.

Trois échantillons de lave prélevés sur la paroi de la caldeira ont été placés à proximité du capteur d'un appareillage de type TDEM, le DECCO mesurant la viscosité magnétique (Dabas, 1989). Ces échantillons présentent une *viscosité magnétique* trop importante qu'il n'a pas été possible de quantifier avec cet appareillage conçu pour mesurer des valeurs de viscosité relativement faibles observées dans les sols. La viscosité magnétique peut conduire à des réponses TDEM « anormales ». C'est la première voie de recherche présentée ci-après.

### 5.2.3. Sondages électriques et mesures de polarisation provoquée.

Les effets de polarisation provoquée (PP) sont connus en TDEM et conduisent, selon plusieurs auteurs, à l'apparition de réponses négatives en dispositif central ou coïncident. La méthode de prospection PP est largement utilisée en domaine minier. La mesure est faite à l'aide d'appareillages utilisant un courant électrique de forme créneaux bipolaire séparés par des interruptions d'injection. Le courant est injecté dans le sol par des électrodes. La mesure des potentiels résultants est faite pendant l'absence du courant d'injection à l'image du processus décrit pour le TDEM. Le sondage PP utilise les mêmes dispositifs que les sondages électriques à courant continu, Schlumberger, Wenner ou dipôle-dipôle par exemple. Nous avons utilisé un dispositif de mesure Schlumberger avec des électrodes de potentiel impolarisables pour ne pas entacher les mesures d'éventuelles erreurs dues aux potentiels résultants de l'interaction de l'électrode avec le terrain. Les câbles de mesures ont été disposés de manière à éviter les couplages résultant d'inductions mutuelles, ce qui est primordial lorsque ce dispositif est employé. Un sondage « électrique + PP » a été mis en œuvre sur le site test. Les conditions de surface (lapillis très secs) n'ont pas permis d'obtenir des mesures correctes au-delà de 400 m de ligne d'injection.

Les résultats sont présentés sur la figure 22. Le sondage électrique montre une décroissance de la résistivité apparente de 18000  $\Omega$ .m à moins de 5000  $\Omega$ .m. En ce qui concerne le sondage de polarisation provoquée, il montre une décroissance de la chargeabilité de 30 mV/V à moins de 15mV/V pour des distances inter-électrodes d'injection de 10 à 200 m. La mesure de la chargeabilité est généralement réalisée selon le même principe que le TDEM, en échantillonnant la décroissance du signal par intégration du signal sur des fenêtres de temps successives. Notre appareillage, un résistivimètre SYSCAL R2 (Iris Instruments) permet la mesure de quatre fenêtres de temps successives de 120 à 800 ms. Les valeurs données ci-dessus correspondent à une moyenne des quatre fenêtres pondérées par leurs durées respectives, après une injection de courant de deux secondes.

Ces résultats démontrent la capacité du terrain à se polariser sous l'action d'un champ électrique. Le phénomène est en général décrit comme résultant d'une dépendance de la résistivité en fonction de la fréquence. Le terme de résistivité complexe est aussi approprié. Parfois, on emploie aussi dans la littérature le terme de résistivité dispersive.

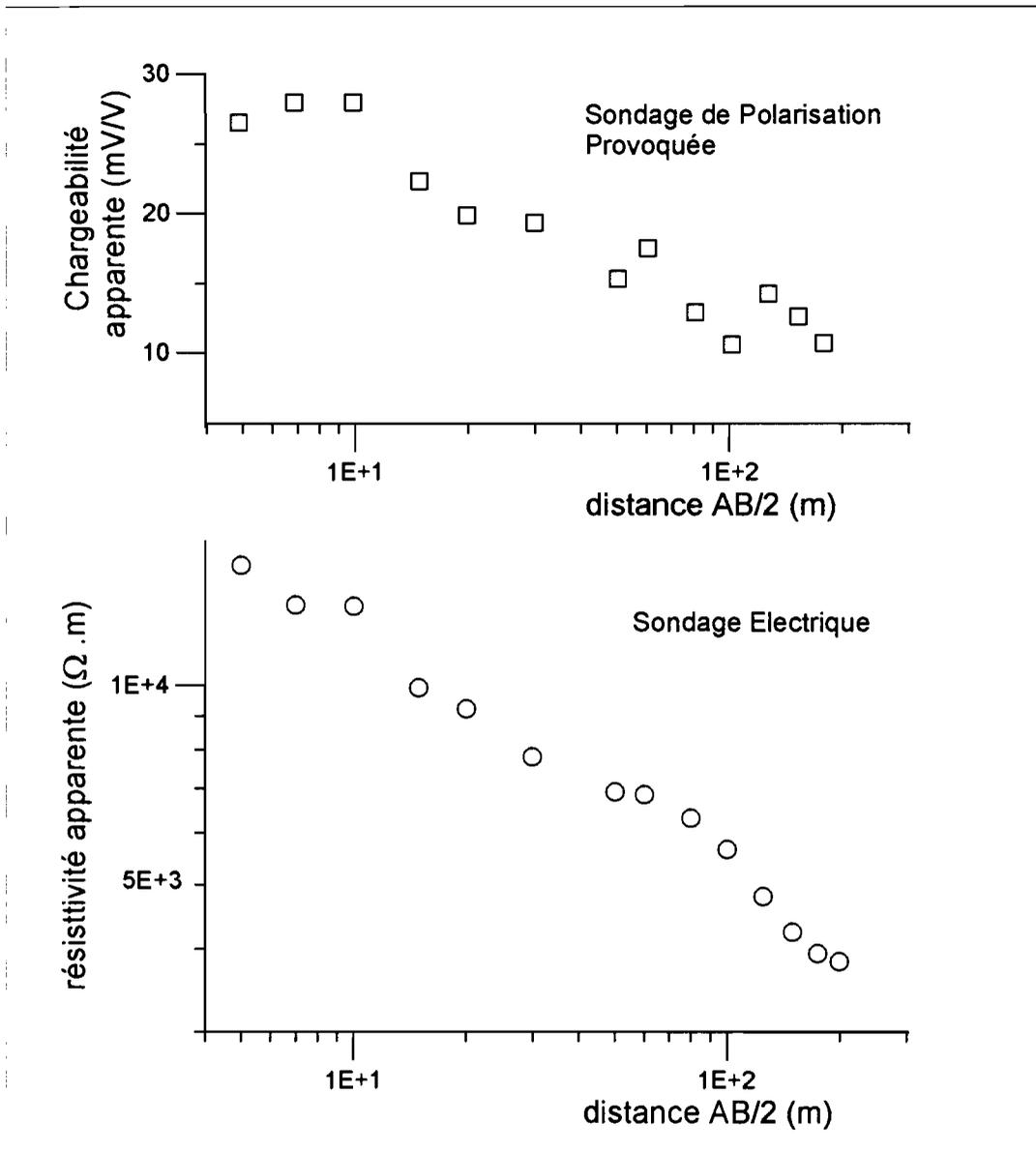


Figure 22. Sondages électriques et de polarisation provoquée sur le site test. Dispositif Schlumberger.

Il est cependant difficile de prime abord d'affirmer que ce phénomène, clairement mis en évidence par le sondage PP, puisse aussi exister lorsqu'une source électromagnétique telle que celle du TDEM est employée. Cette dernière produit une réponse du terrain mesurable de quelques micro-secondes à quelques milli-secondes, durée très inférieure à celle mesurée par le SYSCAL R2 (plusieurs centaines de milli-secondes). Cependant, le fait d'observer une chargeabilité relativement importante en sondage PP nous impose d'évaluer les conséquences de ce phénomène en TDEM. C'est la seconde voie de recherche développée dans cette étude.

### **5.3. Effets dus à la viscosité magnétique.**

#### **5.3.1. Définition.**

Les propriétés magnétiques fondamentales des matériaux permettent de les classer au dessous de leur température de Curie selon trois groupes principaux.

- Diamagnétiques : légère aimantation négative lorsqu'ils sont soumis à un champ magnétique extérieur.
- Paramagnétiques : légère aimantation positive lorsqu'ils sont soumis à un champ magnétique extérieur.
- Ferromagnétiques: forte aimantation positive en présence d'un champ extérieur et possibilité de présence d'aimantation rémanente. Les ferromagnétiques vrais possèdent un seul type de site magnétique. Les ferrimagnétiques possèdent des structures contenant deux types de sites magnétiques antiparallèles, dont un prédomine. Dans les antiferromagnétiques, les deux sites sont antiparallèles et de même amplitude.

Lorsqu'on considère les corps ferromagnétiques et ferrimagnétiques qui nous intéressent dans le cadre de cette étude, puisque nous avons mesuré sur le terrain de fortes susceptibilités sur les roches volcaniques, il est important d'introduire les domaines de Weiss (figure 23). Ces domaines correspondent à des volumes possédant chacun une direction d'aimantation propre, séparés entre eux par les parois de Bloch, dans lesquelles l'orientation des moments magnétiques pivote progressivement d'un domaine à l'autre.

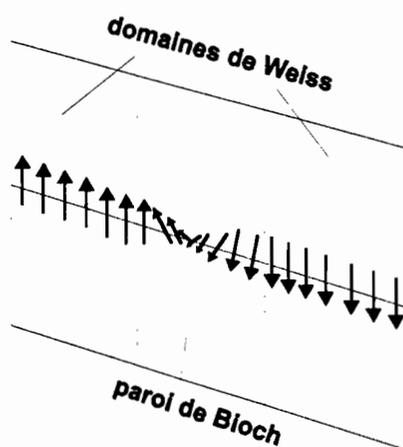
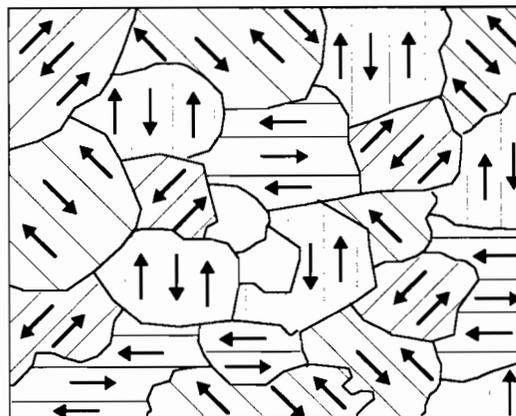


Figure 23. Arrangements des domaines magnétiques dans un corps polycristallin. Rotation progressive des orientations magnétiques à travers une paroi de Bloch à 180°. D'après Thompson et Oldfield (1986).

Au sein du groupe des ferromagnétiques et ferrimagnétiques, on distingue :

- *les comportements « multi-domaines »*. Lorsque l'échantillon est soumis à un champ magnétique, le comportement des multi-domaines s'explique par le mouvement des parois de Bloch: les domaines dont la direction correspond à celle du champ appliqué s'accroissent. Si le champ appliqué est réduit, on retourne progressivement à l'état initial.
- *les comportements « mono-domaine »*. Chaque grain ne comporte qu'un seul domaine qui possède sa propre orientation. Un champ appliqué ne pourra que faire tourner l'ensemble des grains.
- *Superparamagnétisme*. Quand les grains ferro ou ferrimagnétiques sont très petits (1 à 10 Å), les vibrations thermiques ont une énergie comparable à l'énergie magnétique. L'aimantation rémanente n'est pas stable. Ce comportement est similaire à celui des corps paramagnétiques mais beaucoup plus intense. La susceptibilité est beaucoup plus forte que pour les multi-domaines ou mono-domaines.

### 5.3.2. La viscosité magnétique.

La viscosité magnétique se réfère à un type particulier d'instabilité magnétique et correspond à *une dépendance fréquentielle de la susceptibilité magnétique*. Lorsqu'on exprime le nombre d'onde  $k$  dans l'hypothèse basse fréquence, la perméabilité magnétique  $\mu$  intervient :

$$k^2 = -i\mu\sigma\omega \quad (5.1)$$

Dans un milieu magnétique,  $\mu = \mu_0\mu_r$ , où  $\mu_r$  est la perméabilité magnétique relative du milieu. (jusqu'à présent, nous nous sommes placés dans le cas où  $\mu_r = 1$ ).

La relation entre  $\mu_r$  et la susceptibilité magnétique  $\chi$  est :

$$\mu_r = [1 + \chi] \quad (5.2)$$

La viscosité magnétique se traduit par une expression de la susceptibilité magnétique volumique  $\chi$  sous forme complexe :

$$\chi = \chi' - i\chi'' \quad (5.3)$$

où  $\chi'$  et  $\chi''$  représentent la susceptibilité magnétique en phase et en quadrature respectivement.

La relation entre  $\chi'$  et  $\chi''$  a été étudiée pour les basaltes océaniques par Trigui et Tabbagh (1990). Les roches basaltiques du Piton de la Fournaise et de Fogo pourraient s'apparenter aux basaltes océaniques puisque ces deux volcans sont des points chauds. Nous ne discutons pas ce postulat dans cette étude, car les processus de différenciation dans les chambres magmatiques sont complexes et conduisent à une très grande variété de roches volcaniques. Nous admettrons que les basaltes des coulées peuvent avoir *les mêmes propriétés magnétiques* que les basaltes s'épanchant au long des dorsales.

Les trente deux échantillons de basalte océanique étudiés par Trigui et Tabbagh (1990) sont classés en trois groupes selon la taille de leurs grains magnétiques, en mesurant le rapport  $J_{rs}/J_s$  entre l'aimantation rémanente à saturation  $J_{rs}$  et l'aimantation à saturation  $J_s$  qui décroît lorsque la taille des grains augmente.

- Si  $J_{rs} / J_s > 0.4$ , les grains ferrimagnétiques sont mono-domaines. Ce groupe forme la majorité des échantillons.
- Si  $0.1 < J_{rs} / J_s < 0.4$ , les grains sont pseudo-mono-domaines.
- Si  $J_{rs} / J_s < 0.1$ , les grains sont multi-domaines.

Les résultats expérimentaux montrent que la susceptibilité en quadrature  $\chi''$  est relativement indépendante de la fréquence  $f$ . La susceptibilité en phase, par contre, décroît linéairement avec l'augmentation de  $\log(f)$ . Les auteurs confrontent leurs résultats avec la théorie de Néel (1949) sur les grains mono-domaines dispersés et l'expression déduite de cette théorie proposée par Mullins et Tite (1973) :

$$-\frac{\delta\chi'}{\delta \log(2\pi f)} = \frac{2}{\pi} \chi'' \quad (5.4)$$

Les résultats expérimentaux s'accordent presque tous à cette loi, y compris pour les pseudo-domaines et multi-domaines, pour lesquels cette loi n'était pas à l'origine formulée. L'expression (5.4) sera utilisée pour les modélisations que nous présentons par la suite.

### 5.3.3. Viscosité magnétique et mesures TDEM.

#### *a) Description du phénomène.*

Buselli (1982) a attiré l'attention de la communauté des géophysiciens sur la mise en évidence de distorsions des courbes TDEM obtenues en configuration coïncidente, distorsions clairement identifiables à une décroissance en  $t^{-1}$  à la fin des courbes de sondage. Il démontre l'origine magnétique de cette décroissance en s'appuyant sur des mesures d'échantillons prélevés dans les couvertures latéritiques au dessus desquelles sont effectuées les mesures. La petite taille des grains magnétiques mis en jeu ( $< 250$  nm) a fait qualifier cet effet de « superparamagnétique ». La distinction entre superparamagnétisme et mono-domaine n'est pas clairement exprimée dans l'article de Buselli. On remarque d'ailleurs que la taille donnée par Buselli est très supérieure à 10 nm, valeur limite supérieure pour les superparamagnétiques (Thompson et Oldfield, 1986). A la suite de cette publication de Buselli, les effets magnétiques en TDEM ont été souvent improprement mentionnés dans la littérature comme « superparamagnétiques ». En fait, la gamme des constantes de temps de relaxation peut être très étendue ( $10^{-8}$  à  $10^n$  s) et comporter les constantes correspondant à l'appareillage TDEM utilisé. Pour les sols, cette technique de mesure est utilisée depuis plus de 30 ans. Par exemple, Dabas (1989) utilise ainsi un appareillage DECCO qui présente un temps de coupure du courant de l'ordre de  $8\mu\text{s}$  pour mesurer en laboratoire et sur le terrain la viscosité magnétique des sols.

La figure 24 illustre le phénomène pour un dispositif coïncident.

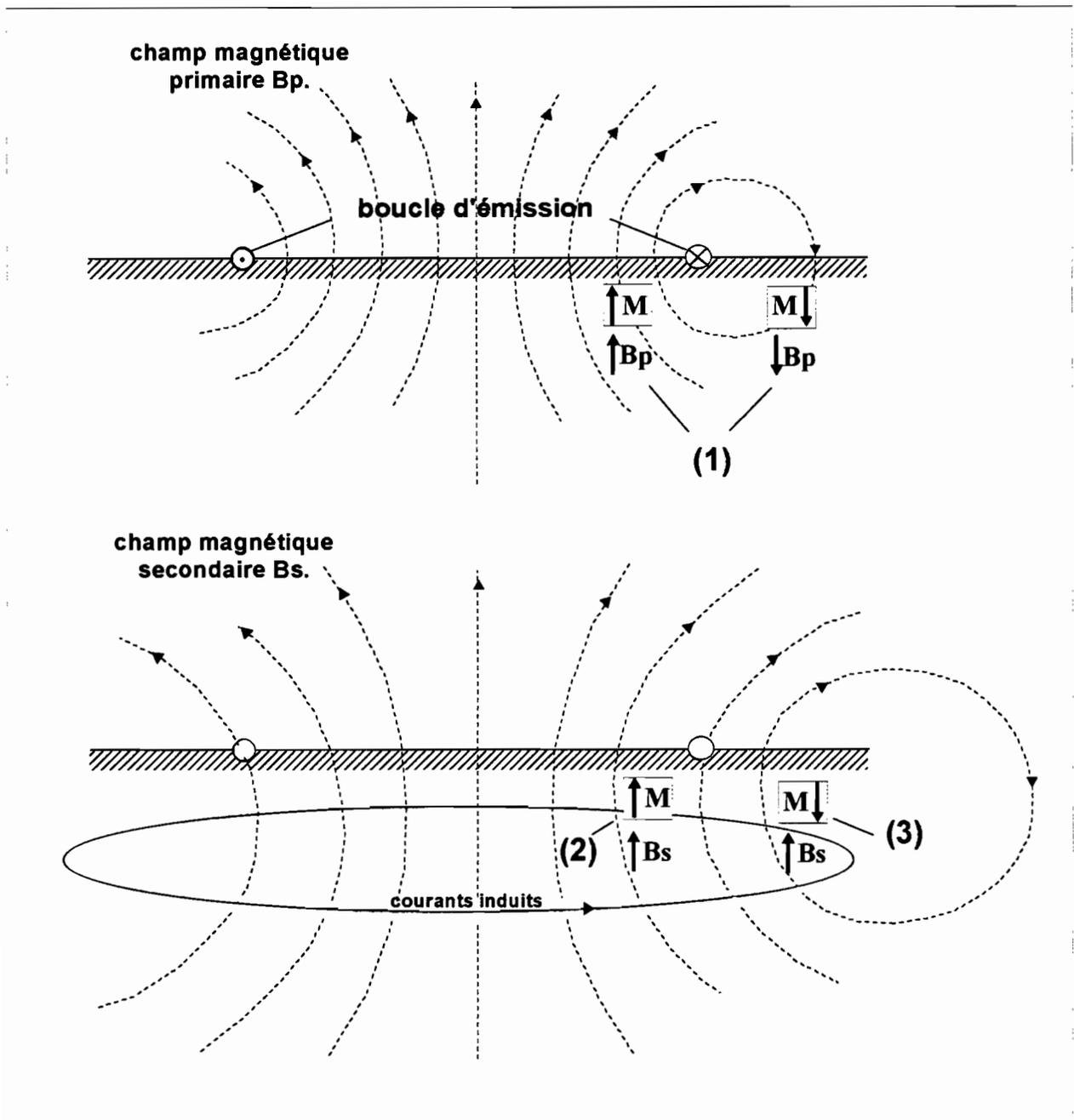


Figure 24. Schématisation de l'effet de viscosité magnétique à proximité du câble d'émission et de réception (dispositif coïncident). M est l'aimantation acquise pendant l'injection du courant. Les situations (1), (2) et (3) sont décrites dans le texte.

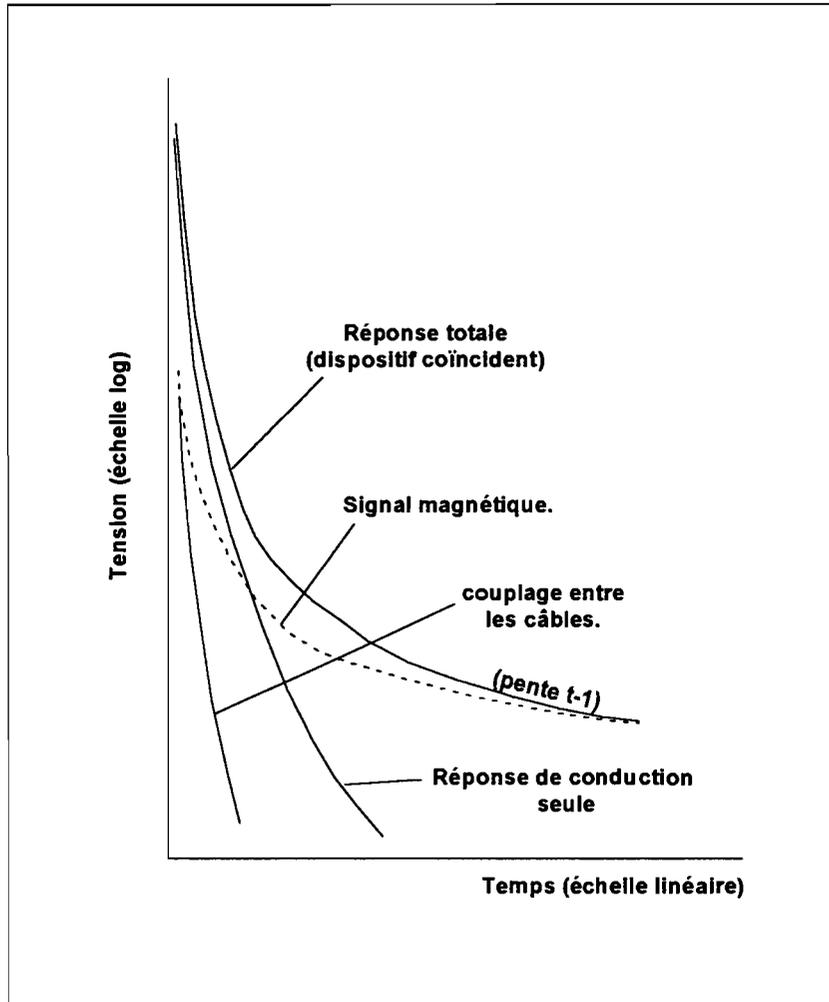


Figure 25. Schématisation des différentes réponses mises en jeu lors de mesures en dispositif coïncident et terrain magnétique. D'après Buselli (1982).

- 1) lorsque le courant est établi et pendant la durée de l'injection, les domaines magnétiques s'orientent selon le champ primaire (plus ou moins bien en fonction du type de grains magnétiques et l'intensité du champ). La polarité est définie selon l'emplacement où l'on se trouve par rapport au câble : à l'intérieur et à proximité du câble d'injection, considérons l'orientation comme positive; à l'extérieur, le champ primaire est de sens contraire, l'aimantation est négative.
- 2) lorsqu'on coupe le courant, la relaxation de l'aimantation se produit en gardant une orientation positive, comme c'est le cas pour le champ magnétique secondaire, et à l'intérieur de la boucle d'émission.
- 3) Au même instant, à l'extérieur et à proximité immédiate du câble, le champ magnétique secondaire induit présente toujours une polarité positive, les filaments de courant équivalent s'étant propagés en profondeur en s'élargissant. Par contre, la relaxation magnétique se produit, elle, en sens inverse.

Buselli (1982) a réalisé des expérimentations en réduisant la boucle de réception, jusqu'alors confondue avec celle de l'émission. Le résultat majeur montre qu'au-delà d'une distance de trois mètres, l'effet magnétique est totalement négligeable. Jackson et al (1987) ont noté de très forts effets magnétiques sur les laves du Kilauea, avec un dispositif coïncident. Cet effet est donc limité, d'après ces résultats, à la zone située à proximité du câble d'émission. La tension résiduelle mesurée se manifeste, pour ces auteurs, par une décroissance en  $t^{-1}$  sur la fin des transitoires, et reste de même sens que le transitoire. La figure 25, extraite de l'article de Buselli (1982), permet d'apprécier les différents phénomènes observés en dispositif coïncident (le couplage entre les câbles de mesure est aussi pris en compte).

Spies et Frischknecht (1991) suggèrent, à partir des expériences de terrain, que la réponse de la viscosité magnétique pour un dispositif coïncident peut être exprimée par :

$$\frac{V}{I} = k \frac{L}{t} \quad (5.5)$$

où  $V/I$  est la tension normalisée par le courant circulant initialement dans l'émetteur,  $L$  la longueur du côté de la boucle,  $t$  le temps après la coupure et  $k$  une constante dépendante du contenu du sous-sol en minéraux magnétiques. Les valeurs expérimentales de  $k$  qu'il obtient

sont de  $4 \cdot 10^{-10}$  à Elura,  $4 \cdot 10^{-11}$  à Murray Basin (Australie) et  $2 \cdot 10^{-11}$  au sud-est du Nevada. La viscosité a plus d'effet avec de petites tailles de boucle, car la réponse due à la conductivité est proportionnelle à  $L^4$  pour un dispositif coïncident, et la réponse magnétique est directement proportionnelle au périmètre  $4L$ .

Lee (1984a, 1984b) a décrit analytiquement les expressions des champs en présence d'un terrain magnétique superficiel (1984a) et d'un demi espace magnétique (1984b). Il montre que l'effet magnétique peut être important dans ce dernier cas, même si des configurations autres que coïncidentes sont adoptées. La décroissance en temps long approche alors une loi en  $t^{-2}$ .

Ces calculs théoriques prouvent qu'il est possible d'obtenir des courbes distordues en configuration centrale. Les auteurs cités ci-dessus s'accordent pour dire que le signal magnétique résultant de la relaxation magnétique est de même polarité que la réponse due à la conductivité. Les signes négatifs obtenus sur nos points de sondage à Fogo ne peuvent pas être expliqués par un effet magnétique. Cependant, il est important de conduire quelques modélisations afin d'évaluer les distorsions possibles en TDEM lorsqu'on travaille sur des terrains volcaniques très magnétiques.

#### *b) Modélisations de l'effet de viscosité magnétique.*

##### ➤ Quelles valeurs de susceptibilité magnétique choisir pour les modélisations ?

Les valeurs de susceptibilité magnétique volcanique mesurées sur affleurements à Fogo sont importantes. Sur une coulée massive à phénocristaux d'olivine, nous avons mesuré les valeurs maximales de la susceptibilité magnétique en phase  $\chi'$  de  $50 \cdot 10^{-4}$  uSI. Les valeurs représentatives des lapillis et de certaines coulées pahoehoe sont en moyenne 10 fois inférieures,  $5 \cdot 10^{-4}$  uSI. Certaines coulées présentent des valeurs intermédiaires de  $10 \cdot 10^{-4}$  uSI.

Ces valeurs sont en accord avec celles publiées par Trigui et Tabbagh (1990) pour les basaltes océaniques dont le comportement magnétique est majoritairement celui des grains mono-domaines dispersés. Pour ce groupe, des valeurs de la susceptibilité en quadrature de  $\chi''$  sont généralement au moins 10 fois inférieures. N'ayant pas de mesures de  $\chi''$  pour nos affleurements, nous sommes contraints de faire une hypothèse sur la valeur de  $\chi''$  pour ces

modélisations. Nous prendrons en général une valeur de  $\chi''$  5 fois inférieure à  $\chi'$  pour ne pas minimiser  $\chi''$ .

Le programme de modélisation calcule la réponse d'un milieu stratifié horizontalement et offre la possibilité d'introduire les paramètres  $\chi'$  et  $\chi''$  pour chaque terrain.  $\chi'$  et  $\chi''$  sont liés par la relation (5.4) observée expérimentalement pour des grains mono-domaines dispersés dans les basaltes océaniques. Ce programme de modélisation est décrit en annexe. On notera ici qu'il permet de prendre en compte les paramètres suivants :

- forme du courant d'injection.
- gamme de temps.
- Rayon équivalent de l'émetteur.
- Géométrie du dispositif (central ou offset).

Le calcul fournit la réponse en volts pour un récepteur (dipôle) de  $1\text{m}^2$  de surface et pour une injection de 1A.

Les premières modélisations ont fait apparaître une *très grande variabilité* des réponses selon les valeurs de  $\chi'$  et  $\chi''$ , particulièrement sur l'amplitude qui peut varier sur plusieurs décades. Notre première démarche fût d'estimer au mieux  $\chi'$  et  $\chi''$  pour le terrain considéré. Nous avons utilisé les données de terrain obtenues avec une petite boucle de 40 x 40 m de côté, en dispositif central. Ce dispositif, en anticipant sur certaines conclusions que nous présenterons plus loin, permet de minimiser la réponse due à la conductivité et d'englober un volume de terrain représentatif.

La courbe de terrain, dont on ne conserve que la fin du transitoire, est représentée figure 26. Les calculs ont été menés pour un demi espace homogène et magnétique, avec une résistivité de  $10000 \Omega.m$  représentative des premiers terrains.

Nous ferons l'hypothèse que la réponse observée n'est due qu'à un effet magnétique. Cette hypothèse est cependant contestable, car nous verrons, d'une part que la polarisation provoquée peut conduire à des distorsions et que d'autre part, la réponse de conduction peut elle aussi apparaître s'il existe des conducteurs en profondeur.

La figure 26 montre les résultats des modélisations pour différents paramètres  $\chi'$  et  $\chi''$ . Les valeurs qui ajustent le mieux la courbe sont :

$$\chi' = 8.10^{-4} \text{ SI}$$

et

$$\chi'' = 2.10^{-4} \text{ SI}$$

Si notre courbe est due à un effet magnétique uniquement, les paramètres magnétiques ne devraient pas dépasser ces valeurs, qui restent très représentatives des mesures effectuées sur certains affleurements. Les valeurs de  $\chi'$  et  $\chi''$  obtenues ici seront utilisées dans les modélisations ultérieures.

➤ Influence de la taille de l'émetteur.

La figure 27 présente les résultats des modélisations obtenus avec les paramètres suivants :

- résistivité  $\rho = 10000 \text{ } \Omega \cdot \text{m}$ .
- $\chi' = 8.10^{-4}$  et  $\chi'' = 2.10^{-4} \text{ SI}$
- Taille de boucle d'émission variable, entre 50 et 300 m de côté.

Les résultats de cette modélisation permettent de dégager les points suivants, pour la configuration centrale utilisée :

- 1) Quelle que soit la taille d'émetteur utilisée, les réponses magnétiques restent positives. Des essais avec des tailles de boucle de quelques mètres seulement (non présentés ici) montrent le même résultat.
- 2) L'écart existant entre une réponse de conductivité pure et la réponse avec ajout de paramètres magnétiques est plus important pour les tailles de boucle plus petites. Nous retrouvons ici les résultats de Buselli (1982), Lee (1984, a et b) et Spies et Frischknecht (1991), à savoir un effet magnétique plus prononcé quand les boucles sont de dimensions réduites.
- 3) L'écart entre les courbes « non magnétiques » et « magnétiques » s'accroît lorsqu'augmente le temps : le rapport entre le signal magnétique et le signal de conductivité s'accroît pour la gamme de temps considérée ici (6  $\mu\text{s}$  à 700  $\mu\text{s}$ ).

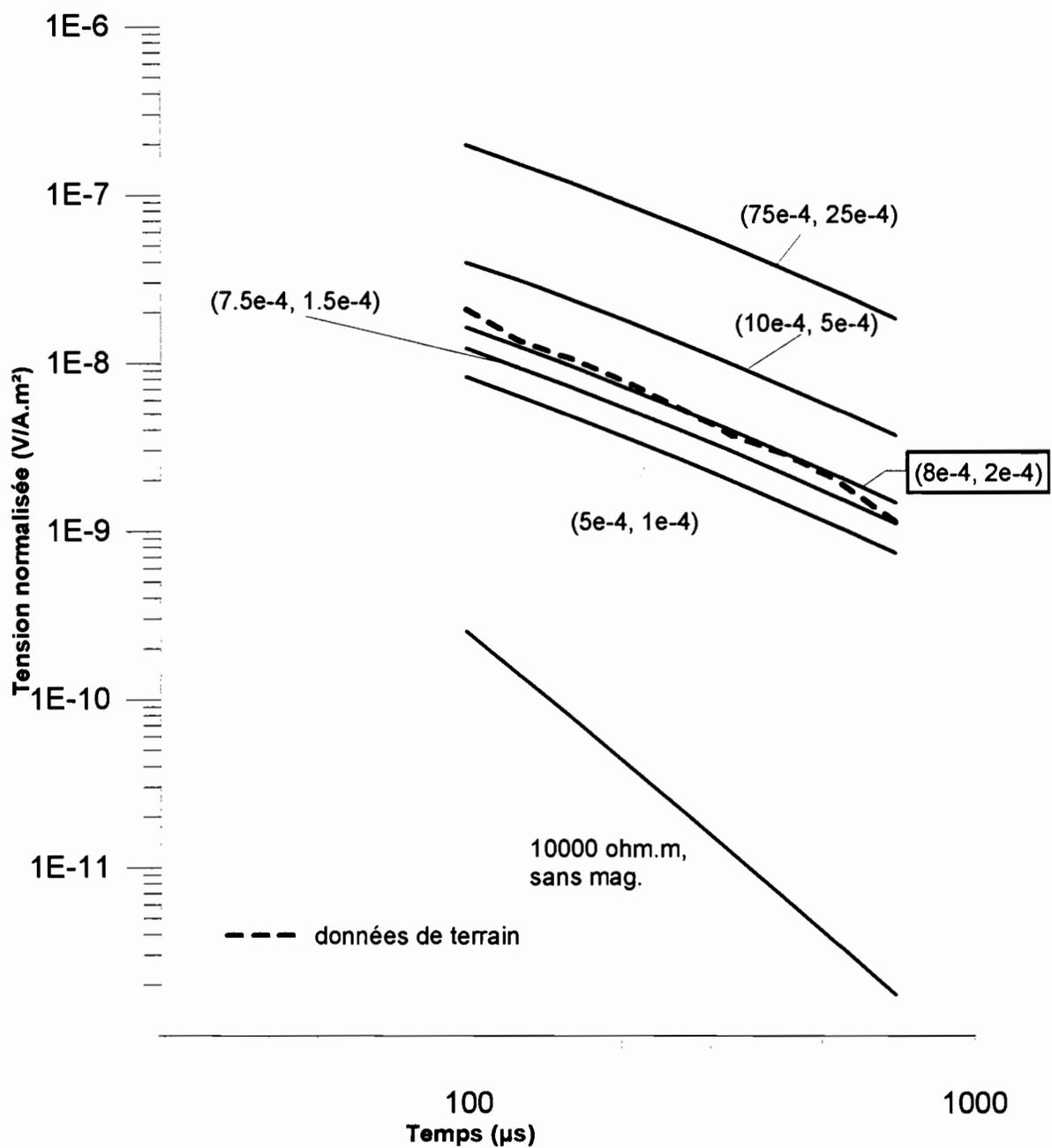


Figure 26. Détermination expérimentale des paramètres  $\chi'$  et  $\chi''$  par ajustement à des données de terrain, dispositif 40 x 40 m, central. Les nombres entre parenthèses représentent les valeurs de  $\chi'$  et  $\chi''$  respectivement. La résistivité choisie est de 10000 ohm.m

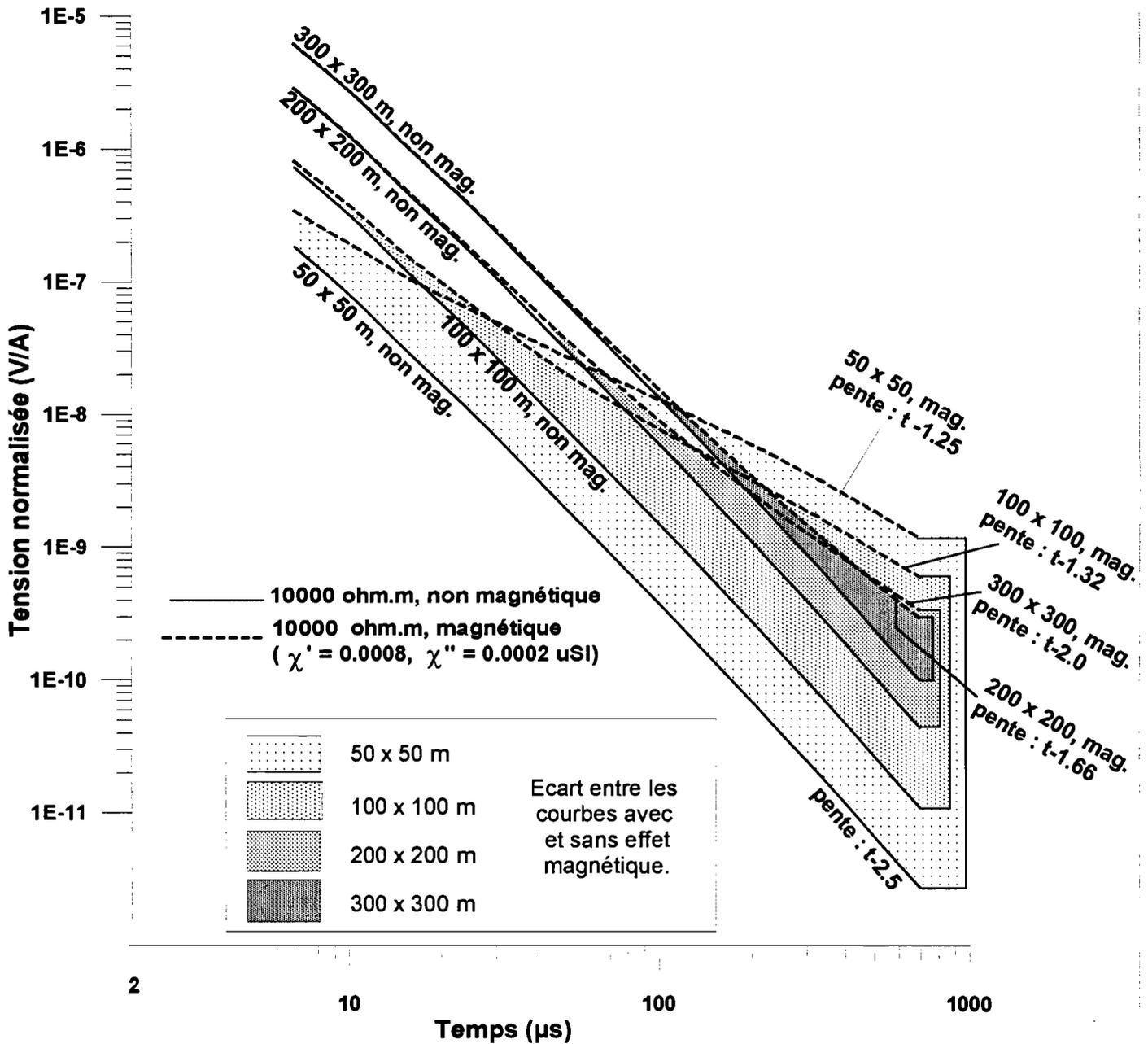


Figure 27. Effet d'un 1/2 espace homogène de 10000 ohm.m et magnétique sur la réponse TDEM pour plusieurs tailles d'émetteur. Résultats pour un dispositif central. Les pentes des réponses magnétiques sont calculées sur la fin des courbes.

- 4) les pentes des réponses « magnétiques » en fin de transitoire augmentent lorsque la taille de la boucle s'agrandit pour se rapprocher de la valeur limite de 2.5, valeur de la pente d'une réponse d'un demi espace homogène non magnétique.

La figure 28 reprend les résultats précédents en explorant le temps plus longtemps, afin d'analyser plus finement la valeur des pentes obtenues :

- Pour les temps très longs, la valeur des pentes du signal tend à se stabiliser vers une valeur limite proche de  $-1,80$ , lorsque la taille de l'émetteur se réduit. Le signal issu de la réponse magnétique étant largement prédominant en fin de transitoire, on peut donc en conclure que si  $t$  tend vers l'infini la valeur de la pente tend vers une valeur limite pour les paramètres considérés ici, et ce, quelque soit la taille de l'émetteur.
- Les courbes étudiées dans notre exemple se situent à partir de 1ms, largement en dessous du niveau de bruit de fond communément admis comme étant de 0,5 nV. L'effet magnétique ne pourra être « vu » que si le courant d'injection est suffisant pour augmenter le niveau du signal magnétique au dessus du niveau de bruit.
- Jusqu'à présent, les pentes observées pour l'effet magnétique ne sont pas en  $t^{-1}$  comme celles observées par Buselli (1982). Lee (1984b) mentionne le fait que ces pentes pourraient être en  $t^{-2}$  pour des configurations autres que coïncidentes dans certaines conditions. Dans notre modélisation, aucune pente en  $t^{-2}$  ne caractérise le signal magnétique en fin de transitoire. Spies et Frischknecht (1991) mentionnent le fait que la durée du transitoire uniquement magnétique serait proportionnelle à la durée d'injection. Cela a-t-il un effet sur la pente observée ? Dabas (1989) et Dabas et Skinner (1993) mentionnent que les pentes observées varient de  $t^{-1,2}$  à  $t^{-1,6}$  en fonction de la durée du temps d'exposition d'un échantillon de sol à un champ magnétique extérieur. Pour un temps d'exposition infini, et une coupure brusque du champ, la pente limite est  $t^{-1}$ . Pour un temps tendant vers zéro, la pente est  $t^{-2}$ .

Le critère généralement admis pour reconnaître les phénomènes magnétiques en prospection TDEM, à savoir une pente en  $t^{-1}$ , *n'est pas forcément adapté à toutes les situations*, surtout lorsque les temps d'injection sont courts. Nous illustrons sur la figure 29 la variation de la pente de la fin des transitoires en fonction du temps d'injection. La résistivité

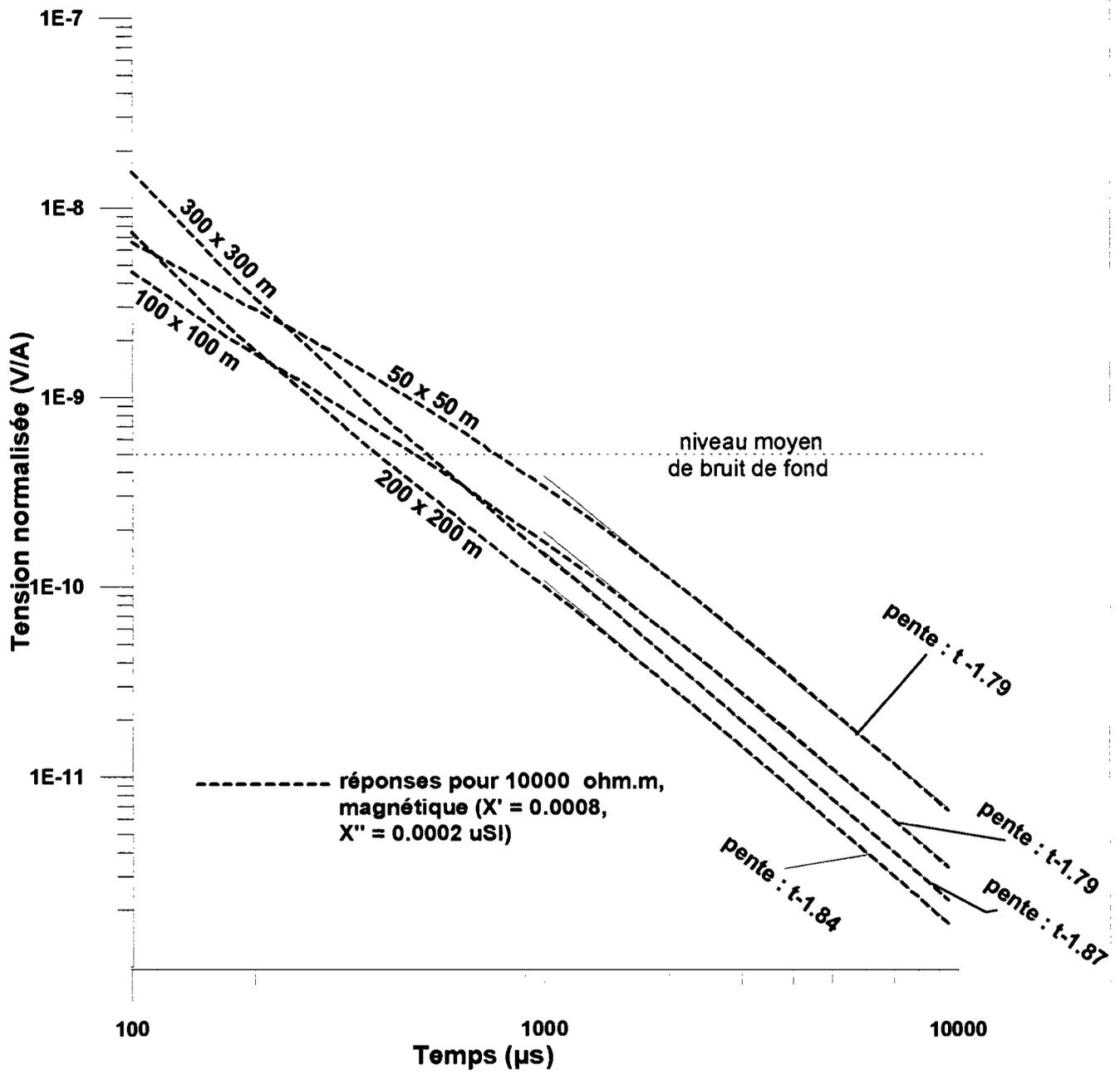


Figure 28. Courbes TDEM au dessus d'un demi espace homogène (10000 ohm.m) et magnétique pour différentes tailles d'émetteur. Gamme de temps 100 $\mu\text{s}$  - 10ms.

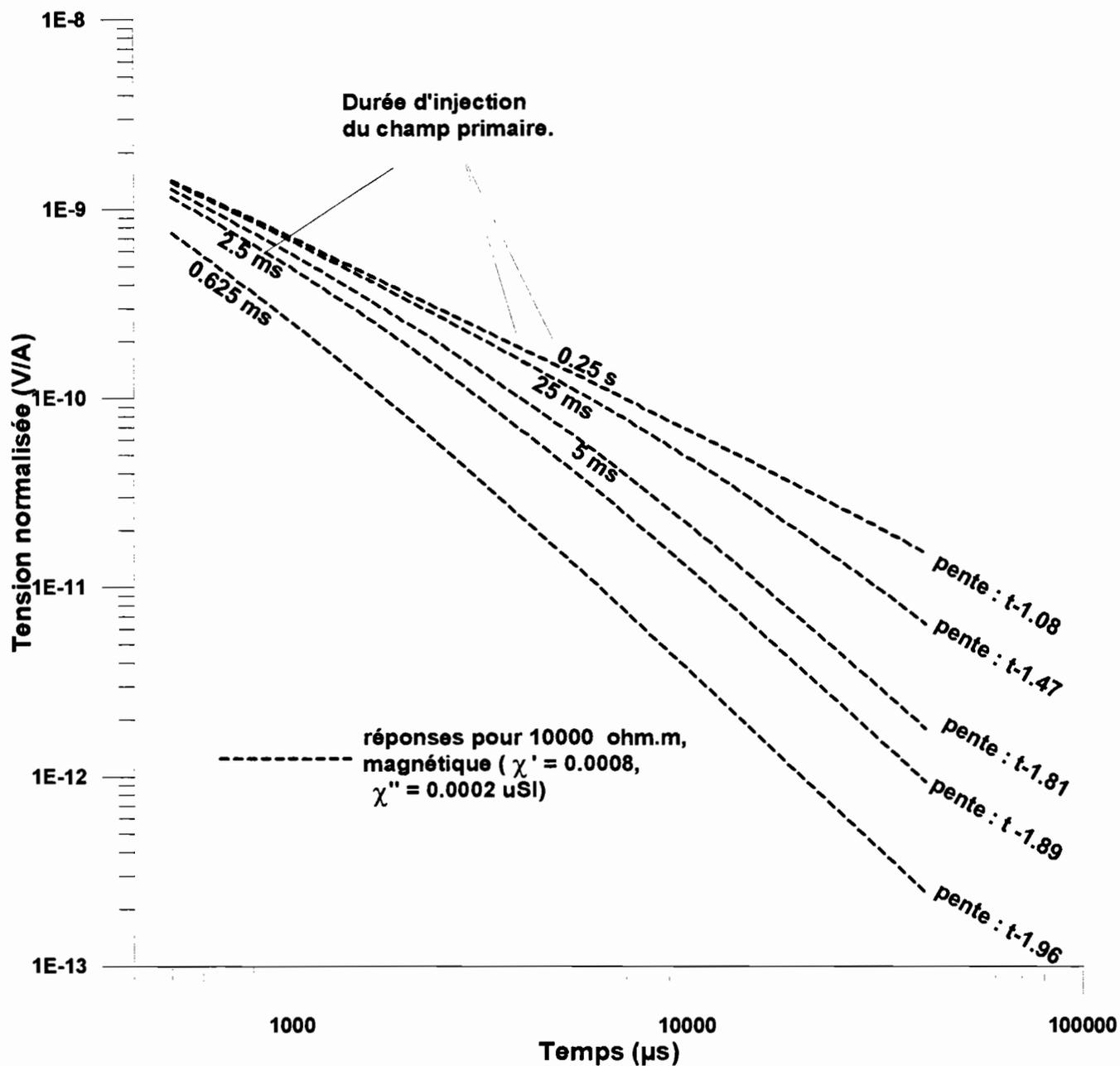


Figure 29. Evaluation de l'influence de la période d'exposition au champ magnétique primaire sur la valeur de la pente d'une réponse TDEM magnétique. Dispositif central, 50 x 50 m.

choisie pour le demi espace est toujours  $10000\Omega\text{m}$ , valeur suffisamment grande pour considérer que la réponse due à la conduction ne joue plus aucun rôle sur la fin du signal. Le dispositif choisi est central,  $50 \times 50 \text{ m}$ , plus sensible que les autres aux effets magnétiques.

Les résultats de cette modélisation montrent que, conformément à l'observation de Dabas (1989), les pentes s'accroissent si la durée d'exposition au champ diminue. La pente résultant de l'effet magnétique dépend bien du temps d'injection du signal. Pour les utilisateurs de la méthode TDEM au dessus de terrains magnétiques, il est important de préciser que les pentes des effets magnétiques prendront des valeurs entre  $t^{-1}$  et  $t^{-2}$  selon la cadence d'injection de leur appareillage.

Pour les dispositifs de terrain utilisé à Fogo, les cadences d'injection sont de 237,5, 62,5, 25 et 6,25 Hz. Un calcul d'effet magnétique, en prenant en compte les durées correspondantes, permet de définir les pentes suivantes, en l'absence de réponse de conduction :

$$237,5 \text{ Hz} : t^{-1,80}$$

$$62,5 \text{ Hz} : t^{-1,53}$$

$$25 \text{ Hz} : t^{-1,31}$$

$$6,25 \text{ Hz} : t^{-1,10}$$

Les pentes en fin de transitoire peuvent caractériser un effet magnétique si on a la certitude d'avoir une contribution négligeable de la réponse de conduction. Cela sera le cas au dessus d'un milieu extrêmement résistant par exemple. Sur le terrain on pourra chercher à mettre en évidence l'effet magnétique en utilisant une boucle d'émission aussi réduite que possible et en faisant varier la durée d'injection.

### *c) Cas de terrain à Fogo.*

Les modélisations conduites précédemment nous permettent de tenter d'apprécier si les distorsions observées sont dues ou non à un effet magnétique.

- les réponses obtenues à Fogo avec un dispositif central de  $100 \times 100 \text{ m}$  et des cadences d'injection de 237,5, 62,5 et 25 Hz montrent des points

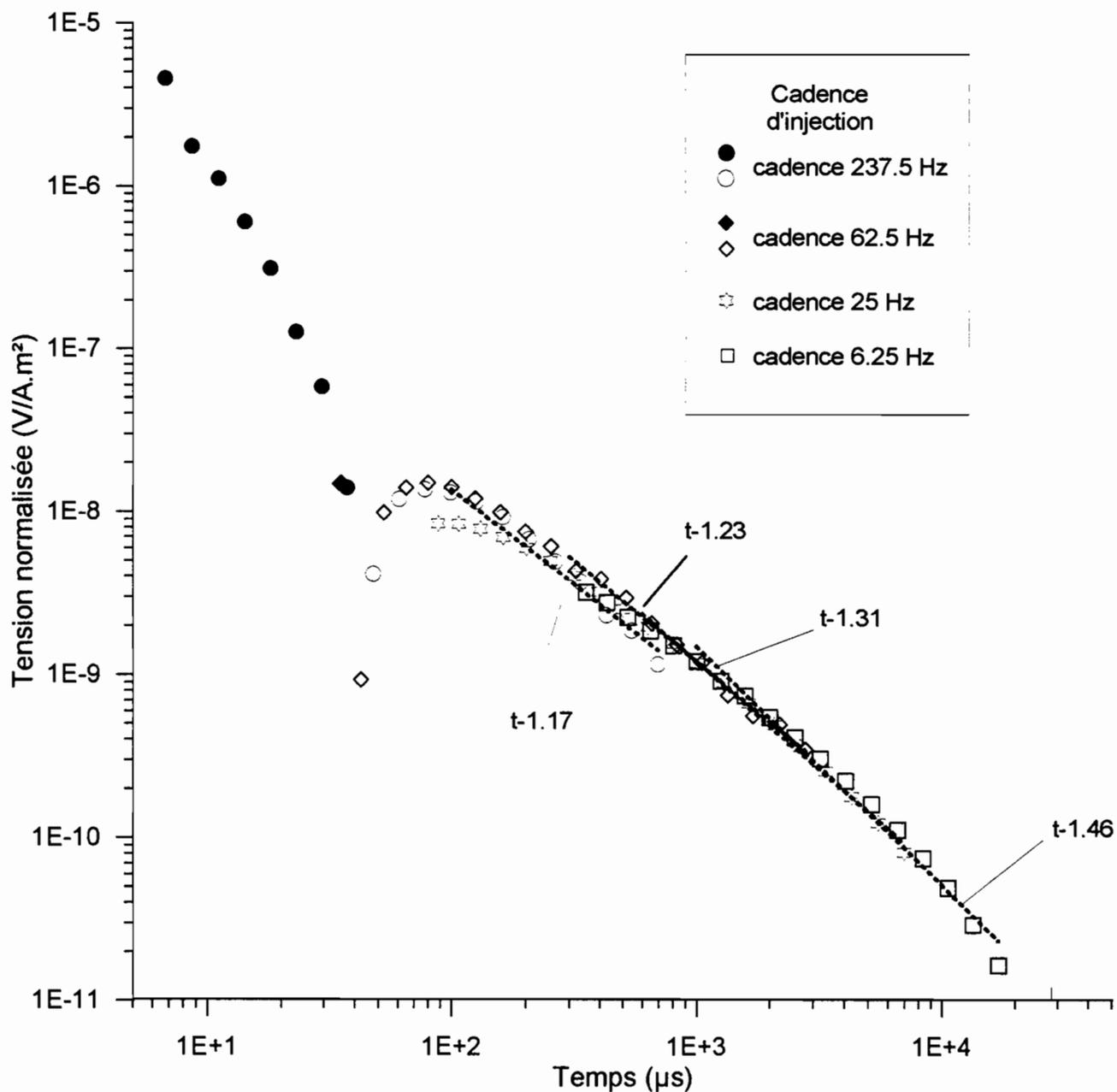


Figure 30. Calcul des pentes des fins de transitoires pour différentes cadences d'injection. Dispositif central 100 x 100 m, Les points noircis représentent les valeurs négatives du signal.

négatifs en début de transitoire. Les réponses magnétiques *étant uniquement positives* pour ce dispositif, il est par conséquent exclu d'attribuer les points négatifs à un effet magnétique.

- La fin du transitoire est par contre positive. Il est par conséquent légitime de se demander si ce signal positif ne serait pas dû à un effet magnétique.

➤ Mesures des pentes pour plusieurs cadences d'injection.

Avec un dispositif d'injection de 100 x 100 m, nous avons calculé les pentes des fins de transitoires obtenus sur le terrain pour plusieurs cadences d'injection. La figure 30 présente ce résultat. Les valeurs obtenues sont :

Cadences d'injection (Hz)	Pentes du signal observé	Pentes " magnétiques " théoriques
237,5	$t^{-1,17}$	$t^{-1,80}$
62,5	$t^{-1,23}$	$t^{-1,53}$
25	$t^{-1,31}$	$t^{-1,31}$
6,25	$t^{-1,46}$	$t^{-1,10}$

Les données de terrain montrent une augmentation de la pente alors que celles qui seraient due à un effet magnétique montrent une diminution de la pente lorsque la cadence d'injection décroît. Ce résultat montre que la seconde partie, positive, du signal ne caractérise pas une réponse purement magnétique d'un demi-espace homogène et résistant. Mais il est possible qu'une réponse purement magnétique puisse se superposer à une réponse de conduction et modifier les valeurs des pentes, en particulier lorsque la structure n'est pas un demi-espace homogène, mais tabulaire.

➤ Modèle tabulaire.

Le cas du demi-espace magnétique et résistant présenté ci-dessus était le cas le plus favorable pour la mise en évidence des effets magnétiques par le calcul des pentes, puisque la réponse de conductivité est très faible. L'ajout de terrains plus conducteurs en profondeur fait

que la réponse de conductivité pourra aussi contribuer à la réponse totale et modifier les pentes.

Nous considérons ici un exemple d'un modèle quatre terrains considéré comme robuste, qui résulte de l'interprétation conjointe présentée dans l'article illustrant les modélisations de polarisation provoquée décrites plus loin.

N° du terrain	résistivité ( $\Omega.m$ )	Epaisseur (m)
1	10000	60
2	1700	340
3	200	200
4	50	

Considérons ces quatre terrains comme magnétiques, les paramètres restant les mêmes que dans le paragraphe précédent :  $\chi' = 8.10^{-4}$  et  $\chi'' = 2.10^{-4}$  SI.

La figure 31 présente les courbes théoriques de ce modèle (cas magnétique et non magnétique) sur la gamme de temps étudiée par notre appareillage, pour la cadence d'injection proche de 25 Hz ( $\sim 100 \mu s$  à 30 ms) et des dispositifs centraux de 100 x 100 m à 400 x 400 m. Les réponses sont calculées ici pour un courant de 20 A et ne sont pas normalisées pour évaluer leur amplitude par rapport au bruit de fond moyen interne de l'appareillage. Ce bruit de fond reste de l'ordre de 0,5 à 1 nV quelque soit le courant d'injection.

La comparaison entre les courbes montre qu'il est possible d'avoir un écart notable sur la fin du transitoire. Le transitoire, se situe en dessous du bruit de fond jusqu'à 15 ms environ. Les données acquises avec ces dispositifs et une cadence d'injection de 25 Hz pourraient avoir été perturbées par un effet magnétique, et particulièrement les données 100 x 100 m.

Après ce calcul, il est nécessaire d'évaluer l'effet magnétique pour toutes les cadences d'injection plus hautes que 25 Hz (237,5 et 62,5 Hz) car ces dernières ont été utilisées en routine dans la prospection couvrant l'ensemble de la caldeira du volcan, avec un dispositif de 100 x 100 m. La figure 32 présente le résultat de ces calculs. La différence entre les courbes « magnétiques » et non magnétiques est notable.

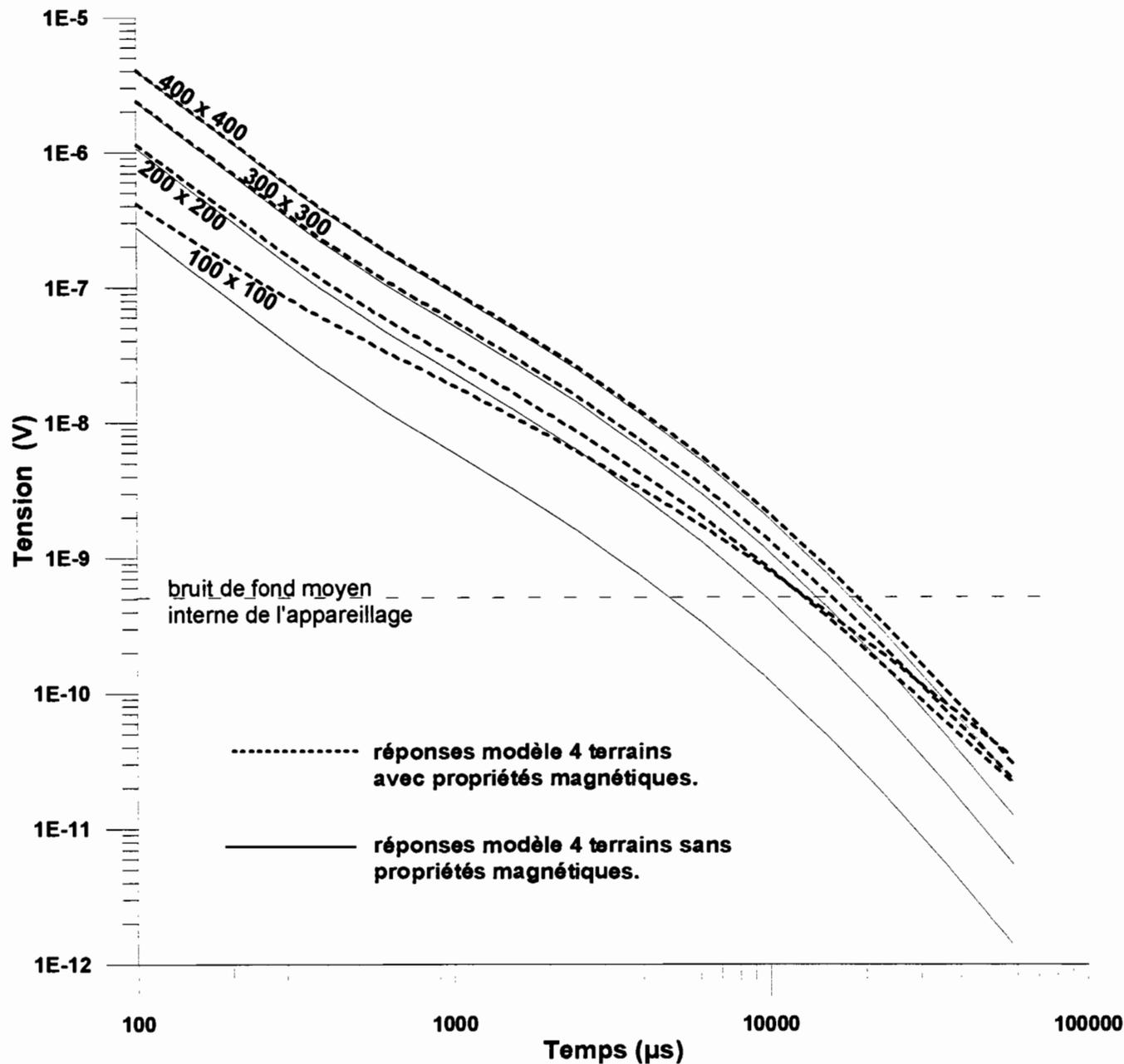


Figure 31. Evaluation de l'influence de l'effet magnétique pour un modèle 4 terrains (décrit dans le texte) pour des dispositifs centraux de 100 x 100 m à 400 x 400 m. Calculs pour une injection de 20 A de cadence 25 Hz.

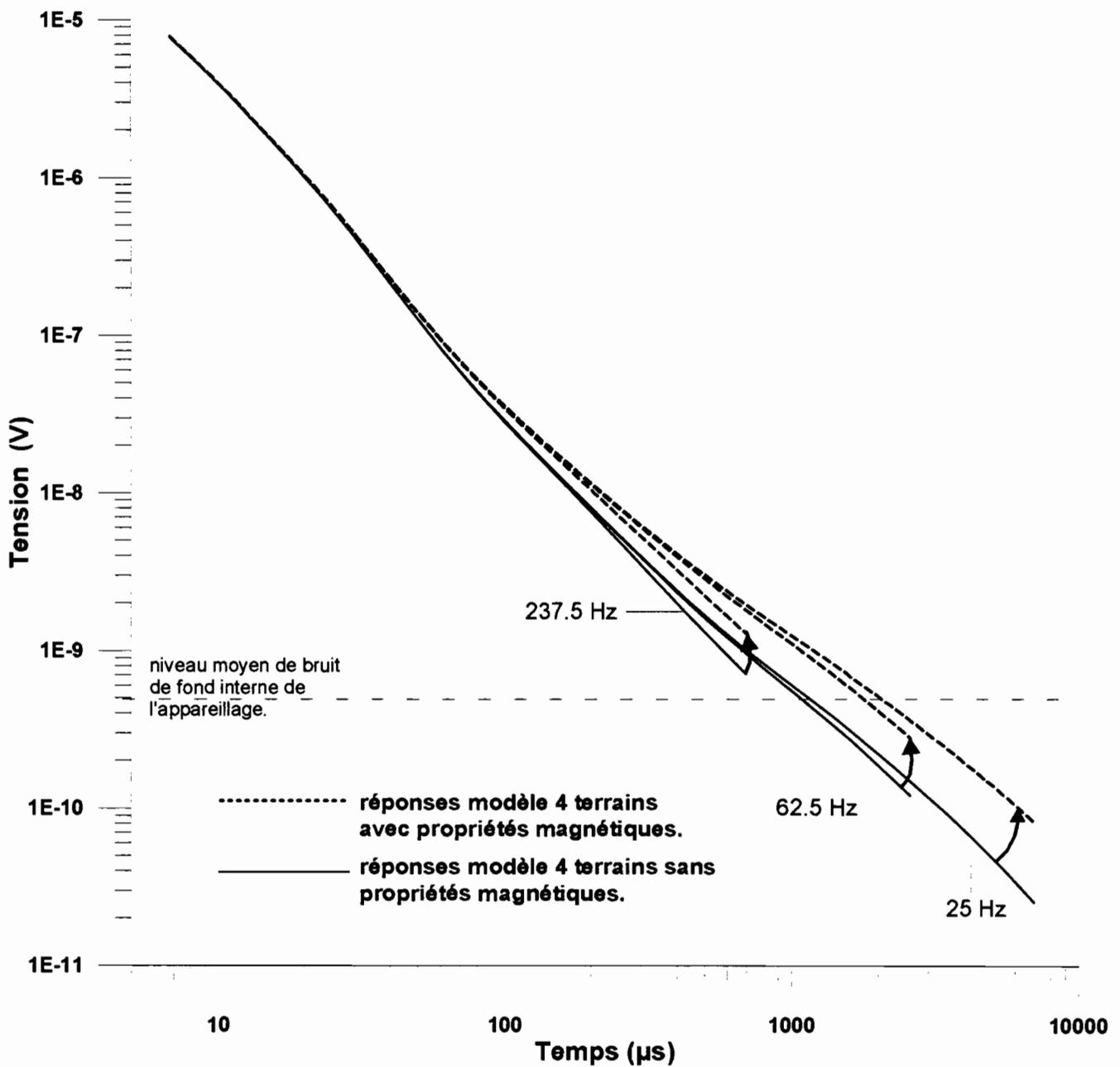


Figure 32. Influence de l'effet magnétique pour un modèle 4 terrains (décrit dans le texte) pour un dispositif central de 100 x 100 m. Calculs pour une injection de 2 A et des cadences d'injection de 237.5, 62.5 et 25 Hz.

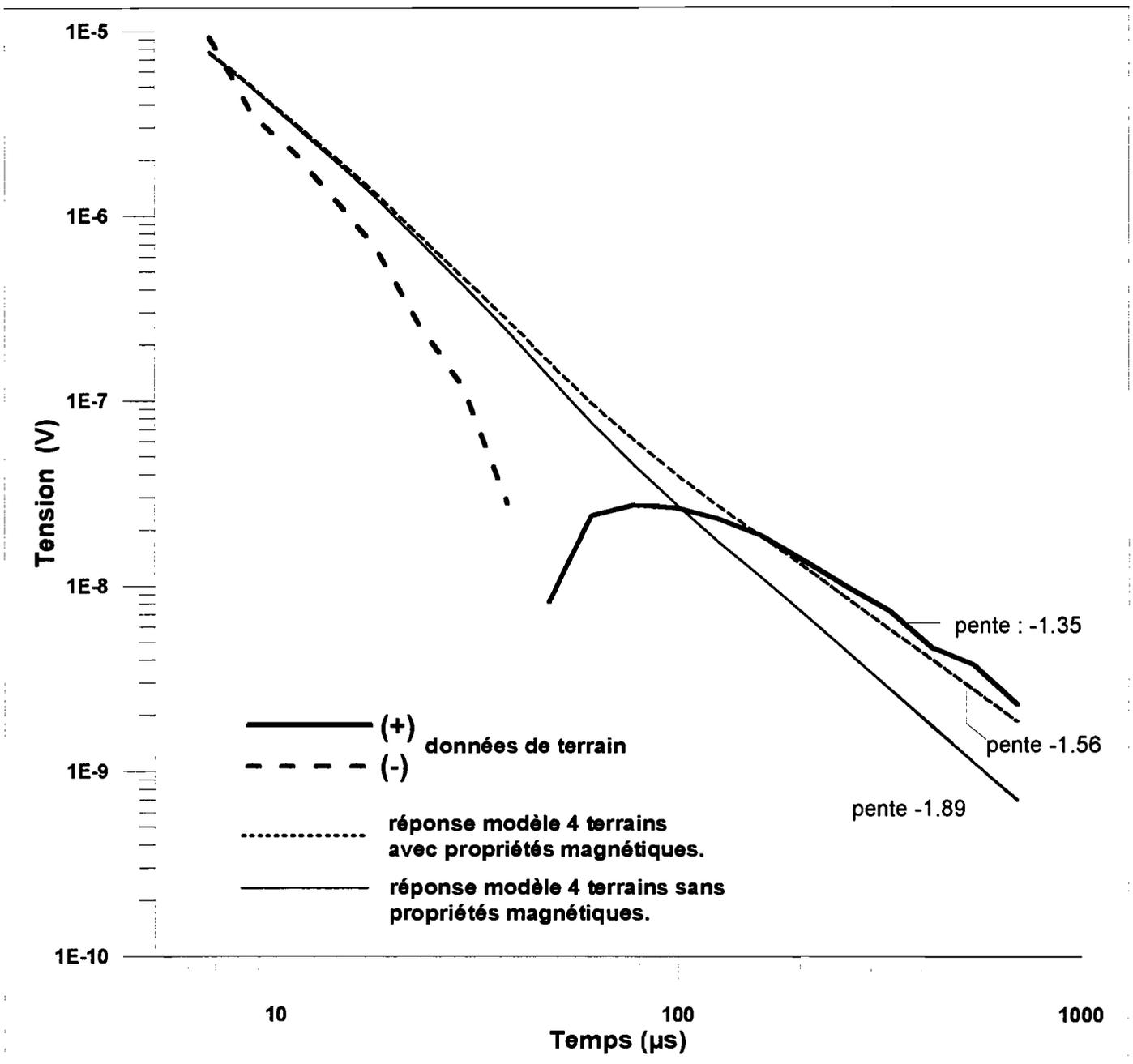


Figure 33. Evaluation de l'influence de l'effet magnétique pour un modèle 4 terrains (décrit dans le texte) pour un dispositif central de  $100 \times 100$  m. Calculs pour une injection de 2 A et une cadence de 237.5 Hz. Comparaison avec données de terrain.

En conclusion, pour un dispositif central de 100 x 100 m, un effet magnétique pourrait être « visible » sur la fin des courbes TDEM aux trois cadences de 237.5, 62.5 et 25 Hz. Cette conclusion est cependant soumise à la validité de notre hypothèse de départ, qui suppose que la réponse obtenue avec le dispositif de 40 x 40 m -réponse utilisée pour ajuster les valeurs de susceptibilité- est uniquement due à un signal magnétique, en l'absence de toute réponse de conduction.

Comparons les résultats de cette modélisation avec les données de terrain 100 x 100 m à la cadence 237.5 Hz (figure 33) . Les données de terrain positives se situent *au dessus* de la courbe distordue par le magnétisme *et les pentes sont différentes*. Il est donc à ce stade difficile de conclure avec certitude sur la présence d'une distorsion magnétique. La polarisation provoquée, que nous décrirons ensuite, pourra prendre en compte la forme des courbes de terrain. Il n'est pas exclu que les deux phénomènes puissent être présents.

*d) Conclusions sur l'effet de viscosité magnétique.*

- la réponse purement magnétique se manifeste en fin de transitoire lorsque la réponse de conduction n'est plus prépondérante. Si la réponse de conduction devient négligeable, la pente de la décroissance du signal magnétique est fonction du temps d'injection. Si ce temps est long, la pente tend vers  $-1$ . Si le temps est court, elle tend vers  $-2$ .
- Lorsque la réponse de conduction n'est plus négligeable en fin de transitoire (c'est le cas lorsque le sous-sol est conducteur en profondeur par exemple), l'effet magnétique peut dans certains cas relever l'amplitude de la courbe TDEM.
- L'effet magnétique s'atténue lorsque la taille de l'émetteur augmente.
- Pour les données de terrain obtenues à Fogo, l'effet magnétique, s'il existe, ne se manifeste pas en fin de courbe par des pentes magnétiques caractéristiques, même si le modèle choisi pour la modélisation comporte des terrains conducteurs en profondeur. Il n'est cependant pas exclu cependant que cet effet soit présent.

- La mise en évidence sans équivoque possible de cet effet demanderait des mesures complémentaires sur le terrain, réalisées par exemple avec de très petits dispositifs.

#### **5.4. Effets de polarisation provoquée.**

Nous proposons dans ce paragraphe (1) de décrire les phénomènes de polarisation provoquée, (2) de relater les effets de ce phénomène sur les mesures TDEM à travers les études publiées, (3) de conduire quelques modélisations simulant des distorsions par une formule de dispersion de type Cole-Cole, (4) de présenter les résultats obtenus sur nos données de terrain sous forme d'un article soumis pour publication.

##### **5.4.1. Description du phénomène de polarisation provoquée.**

###### *a) Introduction.*

Le phénomène de polarisation provoquée pourrait être décrit comme la faculté que possèdent certaines roches à se polariser sous l'action d'un champ électrique puis de se « dépolariser » lorsqu'on interrompt brusquement ce champ. L'analogie possible serait celle de la charge de condensateurs dans le terrain : si le courant est brusquement coupé, les condensateurs se déchargent et pour mettre en évidence ce phénomène, il s'agit de mesurer la courbe de cette décharge, d'amplitude décroissante, selon le temps. Ce principe de mesure est analogue à celui sur lequel se fondent les mesures en TDEM.

La cause principale des effets de polarisation provoquée est la présence de barrières à la circulation du courant, barrières qui dépendent de la fréquence, et qui se forment à l'interface entre l'eau minéralisée et les minéraux de la roche. Les minéraux argileux, par exemple, présentent des charges à leur surface, qui peuvent ralentir la progression des ions contenus dans l'eau. Le phénomène est aussi observé dans les roches où des grains disséminés de sulfures représentent autant de petits condensateurs isolés les uns des autres par l'eau ou la matrice.

Flis et al (1989) illustrent le phénomène de polarisation provoquée de façon schématique. La figure 34 est issue de leur article et permet de comprendre comment se créent

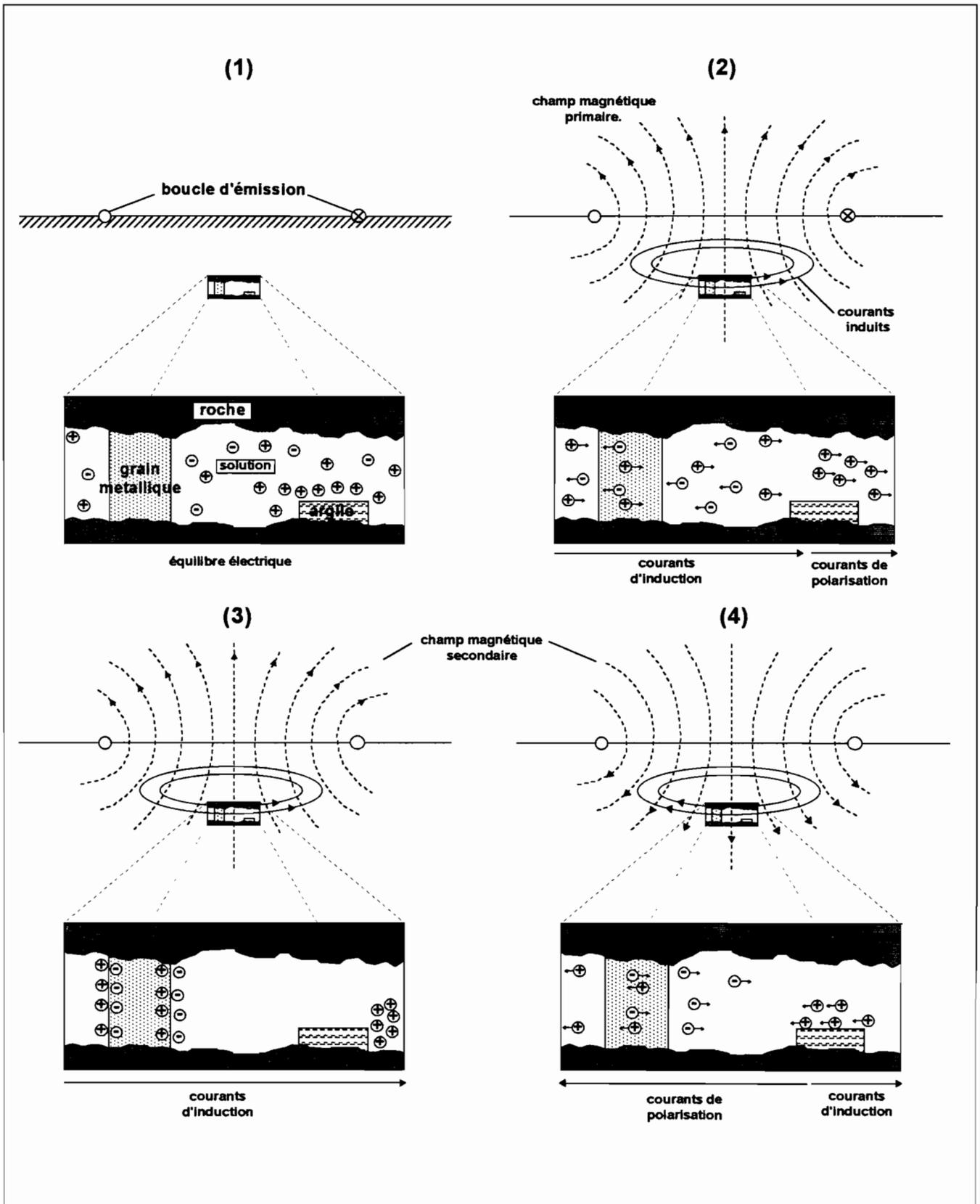


Figure 34. Mouvements ioniques dans une roche polarisable sous l'action d'une induction de type TDEM. Les stades (1) à (4) sont décrits dans le texte. D'après Flis et al (1989).

les courants de polarisation au sein de la roche. Celle-ci comporte ici deux types de minéraux responsable de la polarisation : des grains métalliques et des particules d'argile.

On fractionne le temps en quatre stades :

- (1) Avant la coupure, les ions sont en équilibre.
- (2) Pendant le turn-off-time, et immédiatement après, les cations responsables de l'effet PP participent à l'établissement des courants induits.
- (3) Quelques instants plus tard, les ions atteignent un état de charge optimal. Le courant de polarisation est nul.
- (4) Enfin, les ions reviennent à leur position initiale en produisant cette fois-ci un courant de polarisation dans un sens inverse à celui induit par le champ primaire qui n'existe déjà plus depuis le stade (3).

Dans le cas présenté ici, il est clair que si les courants d'induction sont plus faibles que les courants de polarisation, ces derniers se manifestent par un champ magnétique secondaire de sens inverse (stade 4). Cette condition n'est cependant pas toujours satisfaite et la présence de courants de polarisation pourra quand même réduire l'amplitude du champ secondaire positif sans que cela se « voit », c'est à dire sans que des point négatifs apparaissent.

*b) Expression du nombre d'onde  $k$  (domaine fréquentiel).*

Nous avons introduit au chapitre 3 l'expression complète du nombre d'onde  $k$  tel que :

$$k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega \quad (5.6)$$

Dans cette première approche, considérons un milieu où seules  $\epsilon$  et  $\sigma$  présentent un comportement dépendant de la fréquence, le cas où  $\mu$  s'exprime de façon dépendante ayant été traité précédemment. On peut écrire :

$$\sigma(\omega) = \sigma'(\omega) - i\sigma''(\omega) \quad (5.7)$$

et

$$\varepsilon(\omega) = \varepsilon'(\omega) - i\varepsilon''(\omega) \quad (5.8)$$

L'expression de  $k^2$  devient :

$$k^2(\omega) = \mu\omega^2 \left[ \varepsilon'(\omega) - \frac{\sigma''(\omega)}{\omega} \right] - i\mu\omega [\varepsilon''(\omega)\omega + \sigma'(\omega)] \quad (5.9)$$

L'équation (5.9), par analogie avec l'équation (5.6), permet de définir les paramètres suivants :

$$\sigma_{\text{eff}}(\omega) = \sigma'(\omega) + \omega\varepsilon''(\omega) \quad (5.10)$$

$$\varepsilon_{\text{eff}}(\omega) = -\frac{\sigma''(\omega)}{\omega} + \varepsilon'(\omega)$$

où  $\sigma_{\text{eff}}(\omega)$  et  $\varepsilon_{\text{eff}}(\omega)$  sont la conductivité « effective » et la permittivité diélectrique « effective » du milieu considéré.

et :

$$k_{\text{eff}}^2 = -i\mu\sigma_{\text{eff}}\omega + \mu\varepsilon_{\text{eff}}\omega^2 \quad (5.11)$$

Les termes en phase et en quadrature de l'équation (5.6) ne représentent plus dans l'équation (5.11) purement les courants de conduction et de déplacement. Les paramètres  $\sigma'$ ,  $\sigma''$ ,  $\varepsilon'$  et  $\varepsilon''$  ne peuvent pas être déterminés indépendamment les uns des autres. Il est par conséquent difficile de diviser la mesure des paramètres électriques du sous-sol en parties réelles et imaginaires de la conductivité et de la permittivité diélectrique.

### c) La formulation Cole-Cole.

Une seconde approche est utilisée pour décrire les effets de polarisation provoquée, qui permet de simplifier quelque peu le problème : les termes diélectriques de l'équation (5.6) sont

ignorés, et les modèles prennent seulement en compte une conductivité dépendante de la fréquence. C'est cette approche que nous utiliserons dans cette étude.

Nous introduisons ici la formulation de Cole-Cole (Cole et Cole, 1941) dite « modèle de relaxation de la permittivité complexe ». Pelton et al (1978) reprennent cette formulation en *la transposant uniquement à la conductivité*. Insistant sur le fait que ce modèle de relaxation est probablement une simplification de la réalité, ils n'en modélisent pas moins avec succès les courbes de réponses obtenues en sondage PP sur plusieurs sites tests à caractère minier.

La figure 35 reprend une de leurs illustrations. La roche est représentée avec un passage libre pour la conduction et un passage bloqué par une particule métallique représentant le pore où se produit l'accumulation de charges (ou le retard dans le déplacement des ions). Le circuit électrique représente cette roche de façon schématique. Dans le circuit, l'impédance complexe  $(i\omega X)^{-c}$  simule l'interface entre le grain métallique et les ions, la résistance  $R_0$  le passage « normal » utilisé par le phénomène de conduction électrolytique et  $R_1$  la résistance de la solution contenue dans le pore bloqué.

A très basse fréquence, la contribution du « passage  $R_0$  » est prédominante. A très haute fréquence, l'impédance complexe devient négligeable devant  $R_1$  et l'impédance totale est équivalente à  $R_0$  et  $R_1$  en parallèle. Entre ces deux asymptotes, le comportement dépend de la fréquence. Lorsqu'on travaille en domaine fréquentiel, Pelton et al (1978) formulent l'impédance  $Z(\omega)$  de la façon suivante:

$$Z(\omega) = R_0 \left[ 1 - m \left( 1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right] \quad (5.12)$$

Ou bien, lorsqu'on transcrit l'équation (5.12) en terme de conductivité dispersive  $\sigma(\omega)$  (El Kaliouby et al, 1997) :

$$\sigma(\omega) = \frac{\sigma_0 (1 + (i\omega\tau)^c)}{(1 + (1 - m)(i\omega\tau)^c)} \quad (5.13)$$

Dans les équations (5.12) et (5.13):

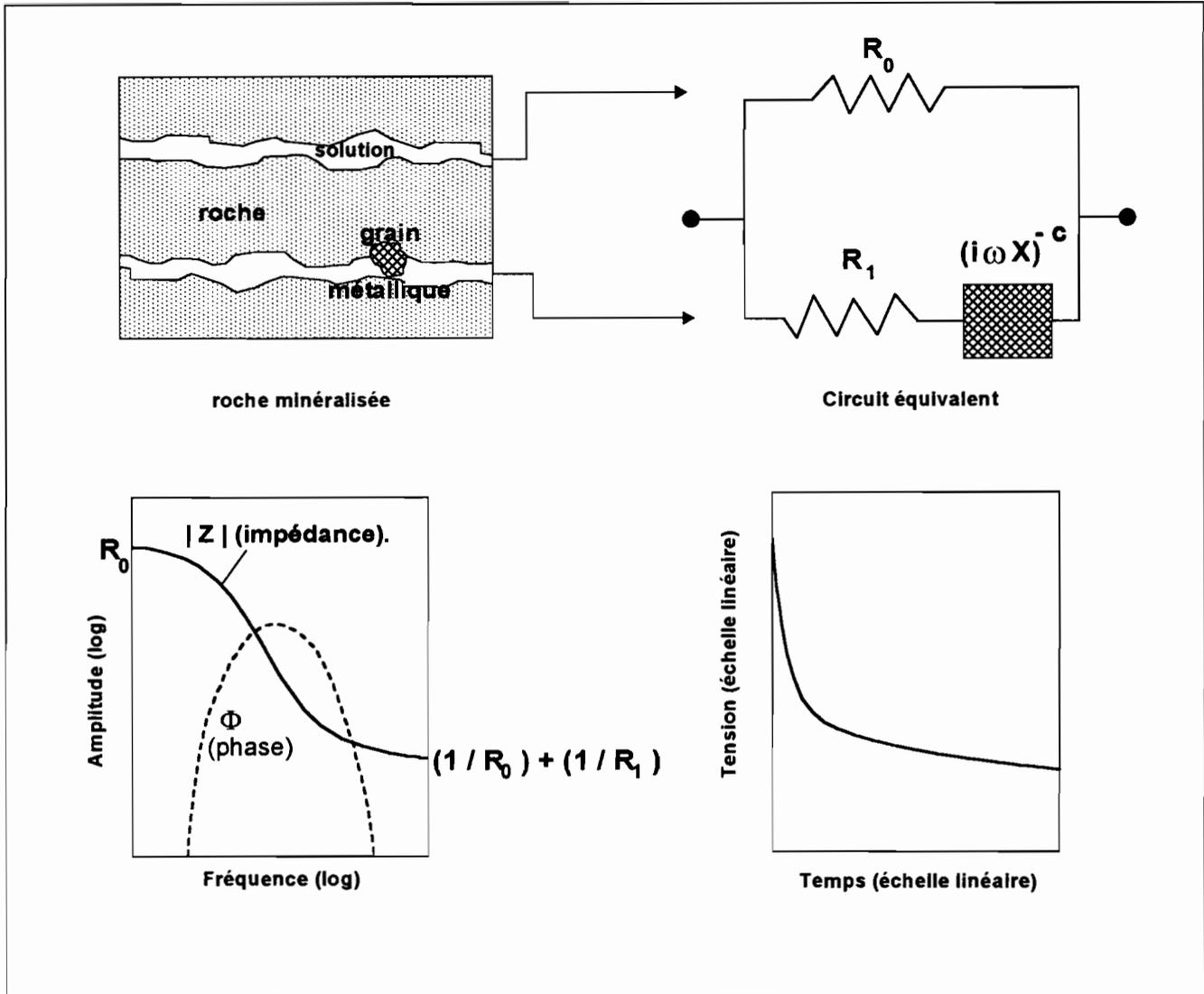


Figure 35. Schématisation du phénomène de polarisation provoquée. Circuit équivalent et formes des courbes en domaine fréquentiel et temporel. D'après Pelton et al, 1978.

$$m = \frac{1}{1 + \frac{R_1}{R_0}} \quad (5.14)$$

$$\tau = X \left( \frac{R_0}{m} \right)^{\frac{1}{c}} \quad (5.15)$$

- $\tau$  est appelée la constante de temps Cole-Cole (s).
- $c$  est appelée la dépendance fréquentielle Cole-Cole (sans unité).
- $m$  est la chargeabilité Cole-Cole (sans unité).
- $X$  a la dimension d'une impédance.

Dans un article récent, Seigel et al (1997) insistent sur l'importance que devrait avoir l'utilisation généralisée de cette formulation pour la communauté des géophysiciens utilisant la polarisation provoquée en prospection. Ils définissent ainsi la contribution des paramètres  $m$ ,  $c$  et  $\tau$  au phénomène:

- Le paramètre de chargeabilité  $m$  est la tension résiduelle qui serait mesurée immédiatement après la coupure brusque d'un courant injecté depuis un temps infiniment long.  $m$  varie de 0 à 1.
- La dépendance fréquentielle  $c$  contrôle la forme (la courbure) de la décroissance (en représentation log-log). Elle est physiquement reliée à la distribution de la taille des particules. D'une façon pratique, pour une distribution de taille très large,  $c \cong 0,1$  et si la distribution est très étroite,  $c \cong 0,6$ . La plupart des auteurs proposent des valeurs de  $c$  comprises entre 0,1 et 0,3.
- la constante de temps Cole-Cole  $\tau$  détermine le taux de décroissance de la tension résiduelle.  $\tau$  s'accroît avec la taille des grains responsables de l'effet PP, et cette croissance serait proportionnelle au carré de la taille des grains. En pratique,  $\tau$  peut varier de quelque milli-seconde à plusieurs centaines de secondes.

Les phénomènes étudiés par Pelton et al (1978) ou Seigel (1997) concernent tous des mesures réalisées en méthode de prospection PP et des injections de courants électriques de

durée supérieure à la seconde, ainsi que des « turn-off-time » très longs. En TDEM, et particulièrement lorsque les mesures sont faites quelques micro-secondes après la coupure, nous montrerons que la valeur de  $\tau$  peut, dans notre cas d'étude, être bien inférieure à la milliseconde.

*d) Quelques exemples d'utilisation du modèle Cole-Cole en TDEM.*

Les premières études s'intéressant à la mesure de la polarisation provoquée par les phénomènes d'induction ont été menées par Battacharya (1964), Dias (1968, 1972) et Morrison et al (1969). Ces auteurs concluent qu'il est possible, dans certaines circonstances, de détecter le phénomène de polarisation provoquée par induction. Morrison et al (1969) montrent en particulier que les amplitudes des réponses de polarisation provoquée seraient plus intenses sur les composantes X et Y du champ secondaire pour de cibles 2D ou 3D en prospection minière. Ce calcul n'est cependant pas validé par des mesures de terrain.

Le premier à reporter dans la littérature l'apparition de points négatifs sur des courbes TDEM est Spies (1980). Il décrit des inversions de signes qui sont obtenues en dispositif coïncident pour différentes taille de boucle. Il procède à des mesures de polarisation provoquée en dipole-dipole sur le terrain et de susceptibilité sur échantillons. En conclusion, il admet que la polarisation pourrait être à l'origine des distorsions observées, mais insiste aussi sur le fait qu'au-dessus d'autres terrains polarisables, les réponses TDEM sont restées positives.

La modélisation Cole-Cole des distorsions TDEM est proposée par Lee (1981, a et b), qui calcule les courbes TDEM théoriques avec les paramètres Cole-Cole de Pelton et al (1978) obtenues sur des gisements de sulfures massifs au Canada. Les réponses TDEM théoriques montrent des renversements de signe du transitoire, qui devient négatif en fin de courbe. La plupart des publications qui se sont succédées ensuite utilisent la formule Cole-Cole pour décrire de façon analytique les expressions des champs, ajuster des données de terrain ou proposer des dispositifs géométriques TDEM capables d'optimiser la détection de la polarisation. Le tableau IV recense ces publications. Les études citées décrivent en grande majorité des réponses TDEM de terrain obtenues avec un dispositif coïncident. L'effet PP se manifeste à la fin des courbes dans la majorité des cas. Seules deux publications relatent l'apparition de points négatifs en milieu de courbe (la réponse totale est dans ce cas positive, négative, puis positive) Ces publications sont aussi les seules à présenter des résultats

Auteurs	Titre	Année	Dispositif	position des points négatifs	Remarques	Résumé
El kaliouby et al.	Effect of clayey media on the negative response of a coincident loop.	1995	Coïncident	variable	pas d'exemple de terrain	Calcul théorique de la réponse d'un demi-espace homogène et polarisable. Cas des argiles. Mise en évidence de l'influence de la taille du dispositif.
El kaliouby et al.	Optimum negative response of a coincident loop electromagnetic system above a polarizable half-space	1997	Coïncident	idem	idem	Analyse de l'influence des paramètres Cole-Cole sur la capacité de détection du phénomène de polarisation provoquée.
Elliott	An empirical procedure for removal of polarisation effect observed in TEM data.	1991	coïncident (bobines déplacées de 15 m)	fin de courbe	-	Séparation analytique de la réponse de polarisation (à condition que $m$ soit très faible). Soustraction des données d'une station proche sans PP aux données distordues. Courbe résultante = réponse PP seule. Soustraction de cette dernière avec les autres données.
Flis et al.	Induced polarisation effects in Time Domain Electromagnetic measurements.	1989	coïncident et offset	fin de courbe	-	Calcul des distorsions dues à des structures polarisables 1D, puis à un corps polarisable 3D. Mesures de la PP en électrique.
Hohmann et Newman	Transient electromagnetic responses of surficial, polarizable patches	1990	central	milieu de courbe	profil au dessus d'un amas sulfuré	Modélisations 1D avec Cole Cole au dessus d'un amas conducteur 3D et polarisable. Préconisation de l'utilisation en offset pour éviter l'effet PP.
Kamenetsky	About the possibility of separating induction and polarizing effects.	1984	Coïncident ou central	pas de courbe	pas d'exemple de terrain	Formule légèrement différente que celle de Cole Cole. Résultats proposés : résolution d'un système d'équation à l'aide de données issues de taille d'émetteur différentes ou des temps différents.

Kamenetsky et Timofeyev	Representation of the Maxwell-Wagner effect in terms of the Cole-Cole model in frequency and time regions.	1992	mesures sur échantillons	-	pas d'exemple de terrain	Distinction entre les effets de polarisation " électrolytique " (Cole Cole " simple ") et électrophysique (Maxwell-Wagner). Ajout de cet effet dans formulation Cole-Cole. Prise en compte des courants de déplacement.
Kamenetsky et Novikov	A physical study of low frequency dispersion of rock conductivity in time domain electromagnetics.	1997	mesures sur échantillons	-	pas d'exemple de terrain	Première expérimentation de la mesure des effets de polarisation en laboratoire sur tore rempli d'échantillons. Obtention de courbes expérimentales de transitoires présentant des renversements de signe.
Kaufman et al.	Influence of induced polarization in inductive methods.	1989	Central, offset, coincident.	Variable	pas d'exemple de terrain	Développement analytique des expressions des champs en EM fréquentiel et temporel en incluant la formulation Cole-Cole et simplification avec $c=0.5$ . Analyse de l'influence des paramètres Cole-Cole.
Krylov et Bobrov	Frequency dispersion of electrical properties of frozen rocks in electromagnetic sounding with a vertical dipole	1997	coincident	?	courbes de résistivité apparente.	Mesures TDEM dans la gamme des microsecondes avec prise en compte de l'effet de Maxwell Wagner. Valeurs importantes des paramètres de polarisation pour le permafrost.
Lee	Transient electromagnetic response of a polarizable ground.	1981	coincident	fin de courbe	courbes théoriques	Premier article reprenant la formulation Cole Cole adaptée par Pelton et al (1978). Les courbes théoriques montrent des renversements de signe.
Pelton et al.	Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP	1978	pas de TDEM	-	-	Premier article sur l'utilisation de la formulation Cole-Cole appliquée à la conductivité. Ne concerne que les mesures en prospection PP classique .
Raiche	Negative transient voltage and magnetic field responses for a half space with a Cole Cole impedance.	1983	coincident	fin de courbe	courbes théoriques	Complète l'article de Lee (1981).
Sananikone et Everett	Characterisation of the electrical structure of an agricultural field in Burleson County.	1997	offset	?	exemple de terrain	Mise en évidence d'un effet PP obtenu sur des mesures TDEM réalisées avec un petit dispositif offset.

Smith et West	An explanation of abnormal TEM responses : coincident-loop negatives and the loop effect	1988	coïncident et offset	fin de courbe	exemple de terrain	Exemple de terrain montrant d'une part que l'effet de renversement de signe est plus important en coïncident qu'en offset et que d'autre part, si les mesures ne montrent pas de négatifs, le champ magnétique vertical au centre de la boucle est distordu (réduit). Pas de modèle Cole-Cole.
Spies	A field occurrence of sign reversals with the transient electromagnetic method	1980	coïncident	fin de courbe	exemple de terrain	Premier article décrivant des réponses TDEM avec renversement de signe. Mesures en PP classique et évaluation des causes de distorsions possibles. La polarisation est retenue comme la plus probable.
Walker et Kawasaki	Observation of double sign reversals in Transient electromagnetic induction soundings.	1988	central	milieu de courbe	exemple de terrain	Premier article mentionnant l'observation d'un double renversement de signe dans la réponse. Le phénomène, qui se produit sur du permafrost, est modélisé par Cole-Cole. Les paramètres sont assez élevés.
Weidelt	Response characteristic of coincident loop transient electromagnetic systems.	1982	coïncident	fin de courbe	courbe théorique seulement	Analyse de la réponse d'un terrain stratifié et montre que l'utilisation de Cole-Cole peut produire des renversements de signe en TDEM

Tableau IV : Liste des principales publications traitant de l'effet de polarisation provoquée en TDEM.

provenant de mesures en dispositif central. Le résultat de terrain que nous avons décrit précédemment est, à notre connaissance, unique, car les points négatifs apparaissent dès le début des mesures. La plupart des études mentionnées ici utilisent des appareillages qui ne commencent à mesurer le transitoire que 0,1 à 1 milli-seconde après la coupure, temps au delà desquels notre transitoire est lui aussi positif. Nous serions, dans les mêmes conditions instrumentales, « passés à coté du problème ».

Nous reprenons ci-dessous quelques conclusions extraites de trois publications citées dans le tableau IV.

- Kaufman et al (1989) présentent sans doute des calculs analytiques les plus exhaustifs sur la question. Nous rappelons ici certains de leurs résultats les plus significatifs.

Pour une boucle de rayon  $r_1$  placée à la surface d'un demi-espace homogène polarisable, ils expriment la valeur du champ magnétique secondaire vertical  $B_z$  au centre du dispositif, dans le domaine fréquentiel :

$$B_z(\omega\tau) = -\frac{6}{k^2 r_1^2} \left[ 1 - \left( 1 + ikr - \frac{k^2 r_1^2}{3} \right) e^{-ikr_1} \right] \quad (5.16)$$

où  $B_z$  est le champ exprimé en terme du champ primaire  $B_0$  :

$$B_0 = \frac{I_0}{2 r_1} \quad (5.17)$$

$I_0$  est le courant circulant dans la boucle d'émission et  $k^2 r_1^2$  est défini ainsi :

$$k^2 r_1^2 = -i\omega\tau = -i\omega\mu\sigma_0\rho r_1^2 [F] \quad (5.18)$$

F étant la formulation Cole-Cole :

$$\sigma(\omega) = \sigma_0 F(m, a, b) = \sigma_0 \left[ \frac{1 + (i\omega a)^b}{1 + (1-m)(i\omega a)^b} \right] \quad (5.19)$$

L'équation (5.19) est équivalente à l'équation (5.13) où :

$$m = m$$

$$a = \tau \text{ (Cole-Cole)}$$

$$b = c \text{ (dépendance fréquentielle Cole-Cole).}$$

Kaufman et al définissent  $\tau$  comme :

$$\tau = \tau_0 F \quad (5.20)$$

$$\text{et } \tau_0 = \sigma_0 \mu r_1^2 \quad (5.21)$$

Pour exprimer le champ  $B_z(\omega\tau)$  de l'équation (5.16), ils se placent dans le cas des basses fréquences et ils simplifient en posant  $b = 0,5$  ( $b$  est ici équivalent à la dépendance fréquentielle  $c$  de l'équation (5.13)).

Les parties en phase  $\text{In}(B_z)$  et en quadrature  $Q(B_z)$  de  $B_z(\omega\tau)$  sont calculées dans le cas où :

$$\omega \sigma_0 \mu r_1^2 \ll 1$$

(domaine asymptotique des faibles nombres d'induction, temps longs en temporel)

on a le système d'équation (5.22) suivant:

$$\text{In}(B_z) = \boxed{-\frac{\sqrt{2}}{15} (\omega \sigma_0 \mu r_1^2)^{3/2} + \frac{m}{4} \sqrt{\frac{a}{2\sigma_0 \mu r_1^2}} (\omega \sigma_0 \mu r_1^2)^{3/2}} \quad (5.22)$$

T1I

$$Q(B_z) = \boxed{-\frac{\omega \sigma_0 \mu r_1^2}{4}} - \frac{m}{4} \sqrt{\frac{a}{2\sigma_0 \mu r_1^2}} (\omega \sigma_0 \mu r_1^2)^{3/2} + \frac{\sqrt{2}}{15} (\omega \sigma_0 \mu r_1^2)^{3/2}$$

T1Q

L'analyse du système d'équation (5.22) permet de dégager les points suivants:

- Le terme T1Q de  $Q(B_z)$  est libre de l'influence de la polarisation provoquée.
- Le terme prédominant de  $\ln(B_z)$ , T1I, est constitué de deux parties : la première est due à une induction purement électromagnétique, la seconde purement à l'effet de polarisation provoquée, et *leur signe est opposé*. En temporel, le comportement du champ est lié à la partie en phase  $\ln(B_z)$ , et correspond aux temps longs. Par conséquent l'effet de polarisation se fait surtout sentir en temps long, conduisant parfois à des réponses négatives.
- Le rapport L des deux parties du terme prédominant T1I de  $\ln(B_z)$  est :

$$L = \frac{1.9(m \sqrt{a})}{\sqrt{\sigma_0 \mu r_1}} \quad (5.23)$$

Par conséquent, d'une part la contribution (négative) de la polarisation s'accroît avec la résistivité du milieu en  $\rho_0^{0.5}$  et décroît avec l'augmentation de la taille de la boucle  $r_1$ . D'autre part, si  $m$  ou  $a$  augmentent, l'effet de polarisation est augmenté.

Kaufman et al décrivent ensuite  $Q(B_z)$  et  $\ln(B_z)$  pour  $k^2 r_1^2$  tel que

$$\omega \sigma_0 \mu r_1^2 \gg 1$$

(zone lointaine, ou temps courts en temporel) et concluent que dans ce cas, l'influence de la polarisation est très faible pour  $Q(B_z)$  et  $\ln(B_z)$ .

Dans notre cas, calculons l'équivalent de  $k^2 r_1^2$  en temporel pour  $t = 10\mu s$ , gamme de temps où est observé notre phénomène à Fogo, pour

$$\sigma_0 = \frac{1}{\rho_0} = \frac{1}{10000} = 10^{-4} S/m$$

et une boucle de 100 x 100 m (de rayon équivalent 56 m) :

$$\omega\sigma_0\mu_1^2 \leftrightarrow \frac{\sigma_0\mu_1^2}{4t} = \frac{10^{-4} \cdot 4\pi \cdot 10^{-7} \cdot 56^2}{4 \cdot 10^{-5}} = 9,84 \cdot 10^{-3}$$

Nous sommes bien dans un domaine d'induction « temps long ».

En revanche, nous serions dans un milieu conducteur, par exemple:

pour :  $\rho_0 = 10 \Omega m (\sigma_0 = 0,1 S / m)$  ,

on a :

$$\frac{\sigma_0\mu_1^2}{4t} = \frac{10^{-1} \cdot 4\pi \cdot 10^{-7} \cdot 56^2}{4 \cdot 10^{-5}} = 9,8$$

L'effet de polarisation ne serait plus prédominant.

Reprenons la formule (5.23) exprimant L, en faisant l'hypothèse  $a = 2 \cdot 10^{-5} s$  et  $m = 0,8$ , constante de temps Cole-Cole et chargeabilité obtenues nous le verrons, pour nos modélisations Cole-Cole pour les données de Fogo. Prenons  $\sigma_0 = 10^{-4} S/m$ , dans ce cas:

$$L = \frac{1,9(0,8)\sqrt{2 \cdot 10^{-5}}}{\sqrt{10^{-4} \cdot 4\pi \cdot 10^{-7} \cdot 56^2}} = 10,83$$

Ce rapport L est relativement élevé et permet de vérifier que, dans le cas d'un terrain résistant, l'effet de polarisation contribue de manière importante à la réponse totale.

Pour compléter et conclure cette présentation des résultats de Kaufman et al (1989), il est important de noter que leurs calculs avec des dispositifs coïncidents et offset mènent aux conclusions suivantes :

- L'influence de l'effet de polarisation est moindre lorsqu'on utilise un dispositif avec offset.
- En configuration centrale, on peut réduire (ou augmenter) l'importance relative de la polarisation (rapport L) en augmentant (diminuant) la taille de la boucle en configuration centrale ou en faisant des sondages en configuration « offset ».

- El Kaliouby et al (1997) cherchent à caractériser les paramètres Cole-Cole ( $m$ ,  $c$  et  $\tau$ ) d'un sous-sol homogène et polarisable avec un dispositif coïncident.

Ils évaluent l'influence relative de  $m$ ,  $\tau$  et  $c$  sur l'apparition de points négatifs dans la réponse. Un de leurs résultats originaux est de montrer qu'il existe une taille de boucle optimum pour obtenir un « pic » négatif maximum. De part et d'autre de cette taille, l'amplitude du pic décroît. Cela s'applique au dispositif coïncident. D'après les modélisations que nous avons conduites, *ce résultat ne s'applique pas aux dispositifs centraux, pour lesquels plus la boucle est petite, plus l'amplitude du pic négatif est important.*

Kaliouby et al retrouvent les résultats exposés par Kaufman et al (1989): l'amplitude du maximum négatif est proportionnel à la racine carré de la résistivité.

Ils proposent enfin que, sur le terrain, les paramètres Cole-Cole puissent être déterminés ainsi :

- Déterminer  $\tau$  en faisant varier la taille de la boucle.
- Déterminer  $\sigma$  à partir de la décroissance de la fin de la courbe, positive.
- Déterminer  $m$  et  $c$  connaissant  $\tau$  et  $\sigma$ .

Cette approche est originale, mais s'applique à un demi espace homogène. Dans notre cas de terrain, la détermination de  $\sigma$  est impossible, car nous sommes en présence de plusieurs terrains stratifiés. Nous déterminerons  $m$ ,  $c$  et  $\tau$  d'une autre façon, c'est-à-dire en utilisant une modélisation directe et conjointe de plusieurs jeux de données. En anticipant sur nos résultats, on peut noter qu'un seul jeu de données permet de déterminer un jeu de paramètres  $m$ ,  $c$  et  $\tau$ . Mais ce jeu n'est pas unique, et seule l'utilisation d'autres données (par exemple avec des tailles de boucle différentes, des mesures avec offset, et/ou des mesures « électrique + PP ») permet de réduire l'ambiguïté sur la détermination de  $m$ ,  $c$  et  $\tau$ .

- Walker et Kawasaki (1988) évaluent l'influence des paramètres Cole-Cole pour un dispositif central et un sous-sol constitué de deux terrains tabulaires.

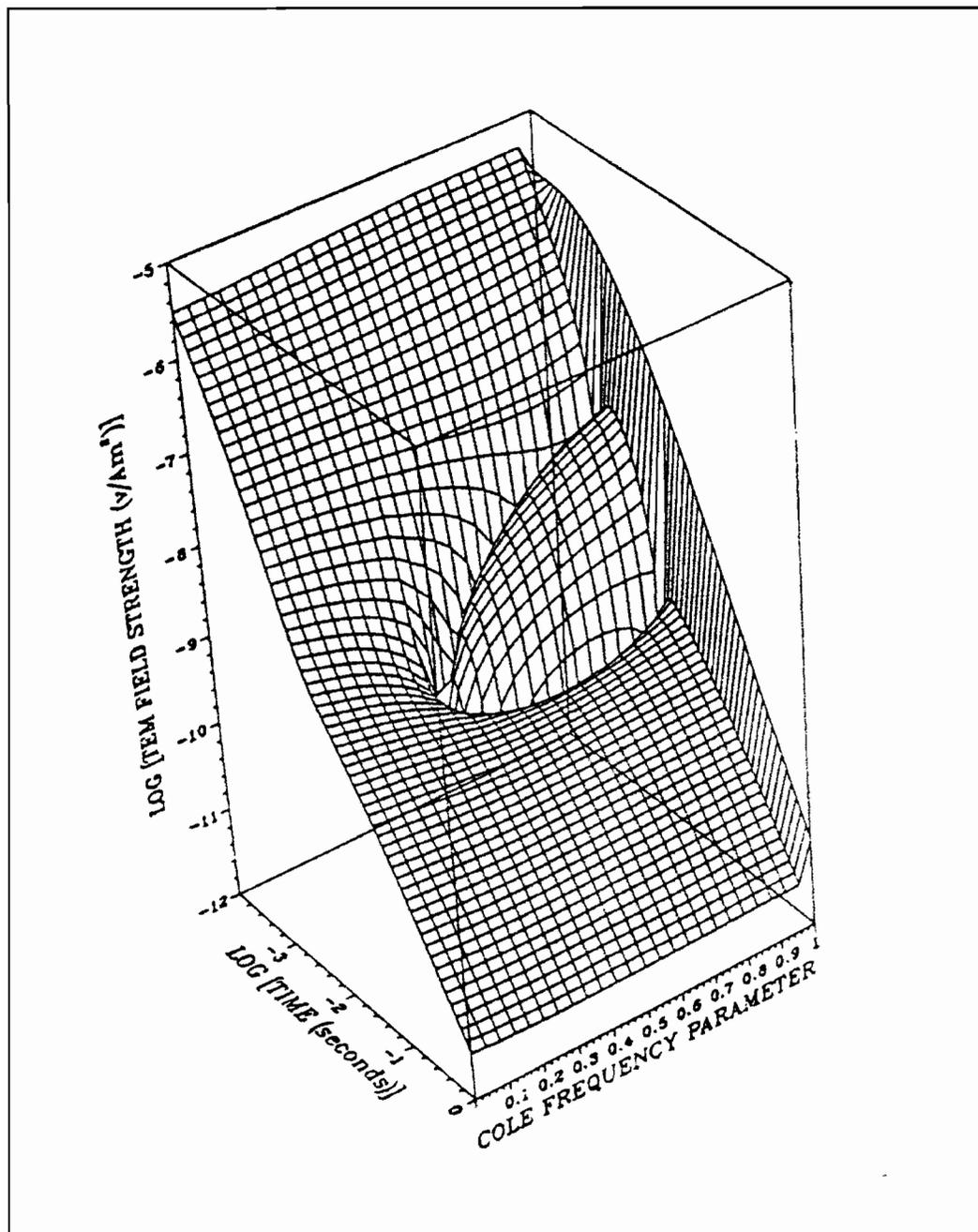


Figure 36. Famille de courbes TDEM calculées pour un modèle 2 terrains. Le premier terrain, de 1000 mètres d'épaisseur, est résistant et polarisable (1000 ohm.m,  $m = 0.5$ ,  $c$  variable,  $\tau = 0.69$  ms). Le second est conducteur (50 ohm.m). D'après Walker et Kawasaki, 1988. La partie bombée au centre pour  $c > 0,4$  correspond à la partie négative du signal.

La prospection a lieu en Alaska, le premier terrain est un permafrost résistant très épais, le second un substratum conducteur. La figure 36 extraite de leur article montre l'influence de la dépendance fréquentielle  $c$  pour  $m = 0,5$  et  $\tau = 0,69$  ms. Les deux terrains sont définis par  $\rho_1 = 1000 \Omega.m$ ,  $h_1 = 1000$  m et  $\rho_2 = 50 \Omega.m$ . Lorsque  $c > 0.4$ , la réponse présente un double renversement de signe.

Ces réponses sont caractéristiques du permafrost, très épais. Les valeurs de  $m$ ,  $c$  et  $\tau$  sont relativement élevées. Les auteurs mentionnent aussi le fait que ce type de distorsion n'est pas généralisé et qu'il existe des zones où le permafrost est présent et les courbes toujours positives. Ils proposent enfin, sans l'avoir fait eux-mêmes, d'utiliser des boucles de tailles différentes ou des mesures des composantes X et Y pour éliminer l'effet de polarisation.

#### **5.4.2. Modélisations Cole-Cole.**

##### *a) Introduction.*

Les modélisations conduites ci-dessous illustrent l'influence des paramètres Cole-Cole et de la géométrie sur les réponses TDEM. Il ne s'agit pas d'un catalogue exhaustif des réponses possibles.

Dans un premier temps, les influences de  $m$ ,  $c$  et  $\tau$  seront abordées pour des mesures en dispositif central. Dans un second temps, nous verrons l'influence de la taille de l'émetteur et de la résistivité. L'application des modélisations au cas concret des données de Fogo est illustrée par un article soumis pour publication dont la conclusion comporte un certain nombre de recommandations pour éviter, et/ou interpréter de la meilleure façon possible, les effets de polarisation provoquée. Nous rappelons que le programme de modélisation utilisé est présenté en annexe.

##### *b) Influence de la chargeabilité $m$ . Dispositif central.*

Nous avons choisi de modéliser la réponse d'un demi-espace homogène et polarisable, dont la résistivité  $\rho$  est fixée à  $10000 \Omega.m$ , valeur représentative des premiers terrains à Fogo.

Cette résistivité élevée donne des réponses de polarisation notables, puisqu'elles sont proportionnelles à la racine carré de  $\rho$  (El Kaliouby et al, 1997). Dans un premier temps, nous fixerons les paramètres  $c = 0,25$  et  $\tau = 1\text{ms}$ , valeurs les plus citées dans la littérature. Les réponses sont calculées pour une gamme de temps correspondant à la cadence 237.5 Hz, cadence pour laquelle les transitoires présentent sur le terrain le plus de points négatifs. La figure 37 présente les résultats obtenus lorsque  $m$  varie de 0,1 à 0,9 et permet de faire les constatations suivantes :

- Les transitoires sont positifs, puis négatifs, tendance inverse à nos observations de terrain.
  - L'amplitude (en valeur absolue) de la partie négative du signal augmente lorsque  $m$  augmente.
  - Plus  $m$  augmente, plus l'abscisse correspondant au changement de signe diminue.
- La valeur de la chargeabilité  $m$  étant directement liée à la "capacité de chargement" du sous-sol, il est logique d'obtenir une augmentation du signal négatif issu de la décharge avec l'augmentation de  $m$ .

*c) Influence de la dépendance fréquentielle  $c$ , dispositif central.*

Pour cette modélisation, fixons  $m = 0,4$  et  $\tau = 1\text{ms}$ .

La figure 38 présente les résultats pour  $0,1 \leq c \leq 0,9$ .

- Toutes les courbes sont positives puis négatives.
- Lorsque  $c$  augmente, l'amplitude de la partie négative augmente sur la fin du transitoire.
- L'abscisse de changement de signe évolue beaucoup : assez lointain dans un premier temps ( $c = 0,1$ ), il se réduit pour rester constant entre  $c = 0,3$  et  $0,6$ . Il augmente ensuite lorsque  $c > 0,6$ .

En augmentant l'amplitude de la partie négative, la dépendance fréquentielle joue dans le même sens que  $m$ .

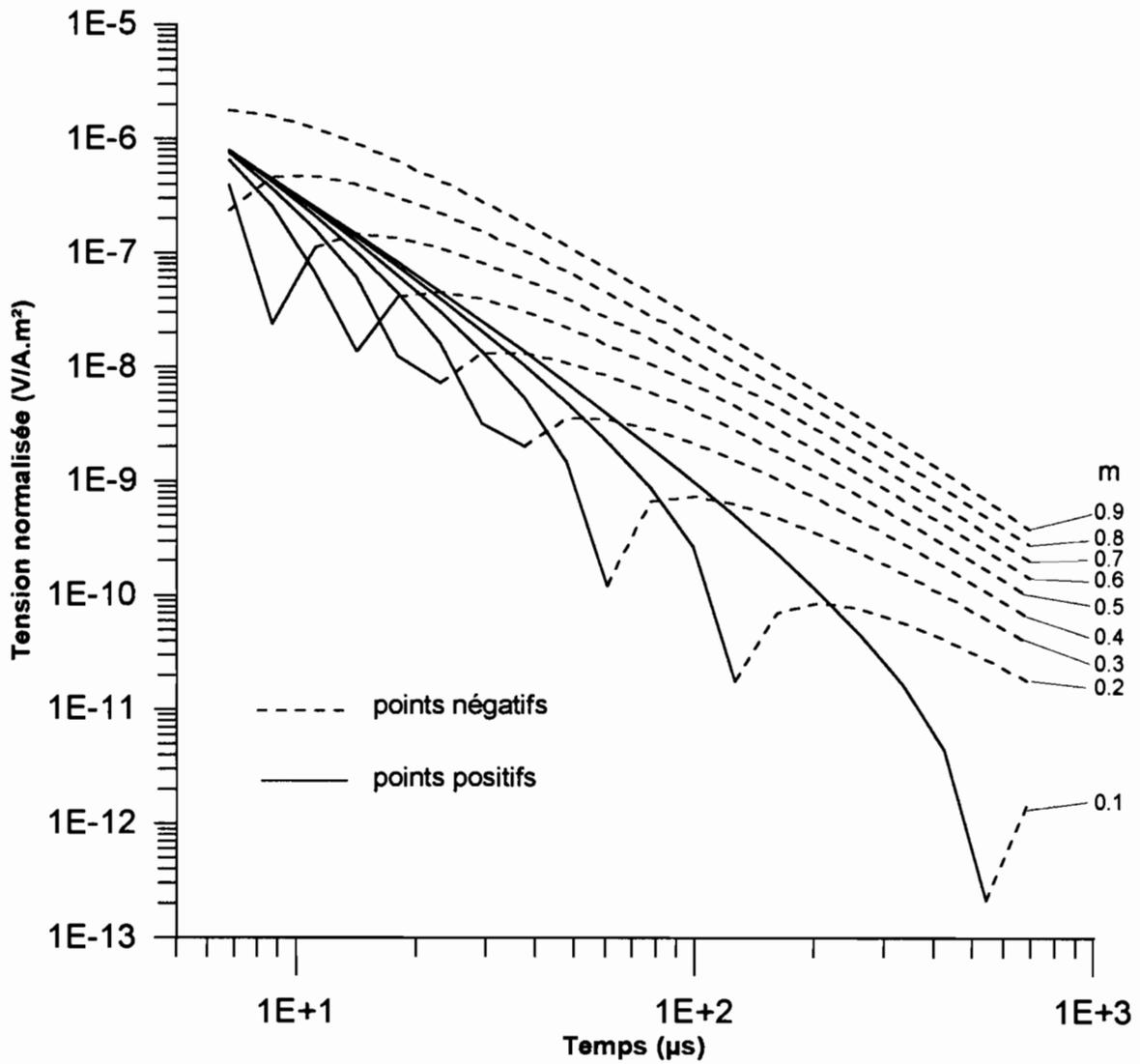


Figure 37. Modélisation Cole-Cole. Effets des variations de chargeabilité  $m$ . Demi- espace homogène  $10000 \text{ ohm.m}$ ,  $c = 0.25$  et  $\tau = 1 \text{ ms}$ .

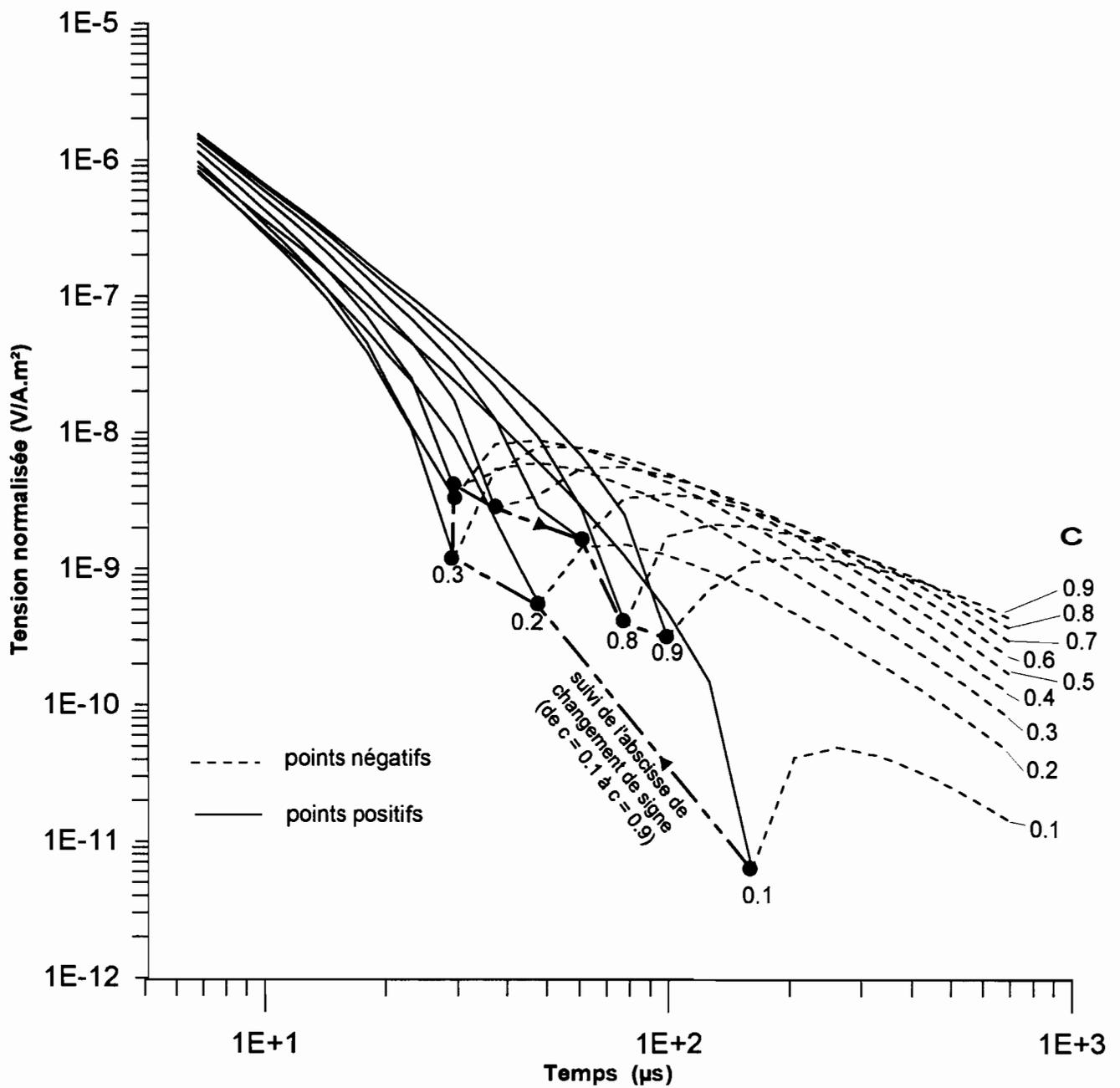


Figure 38. Modélisation Cole-Cole. Effets des variations de la dépendance fréquentielle  $c$ . Demi-espace homogène 10000 ohm.m,  $m = 0.4$ ,  $\tau = 1$  ms.

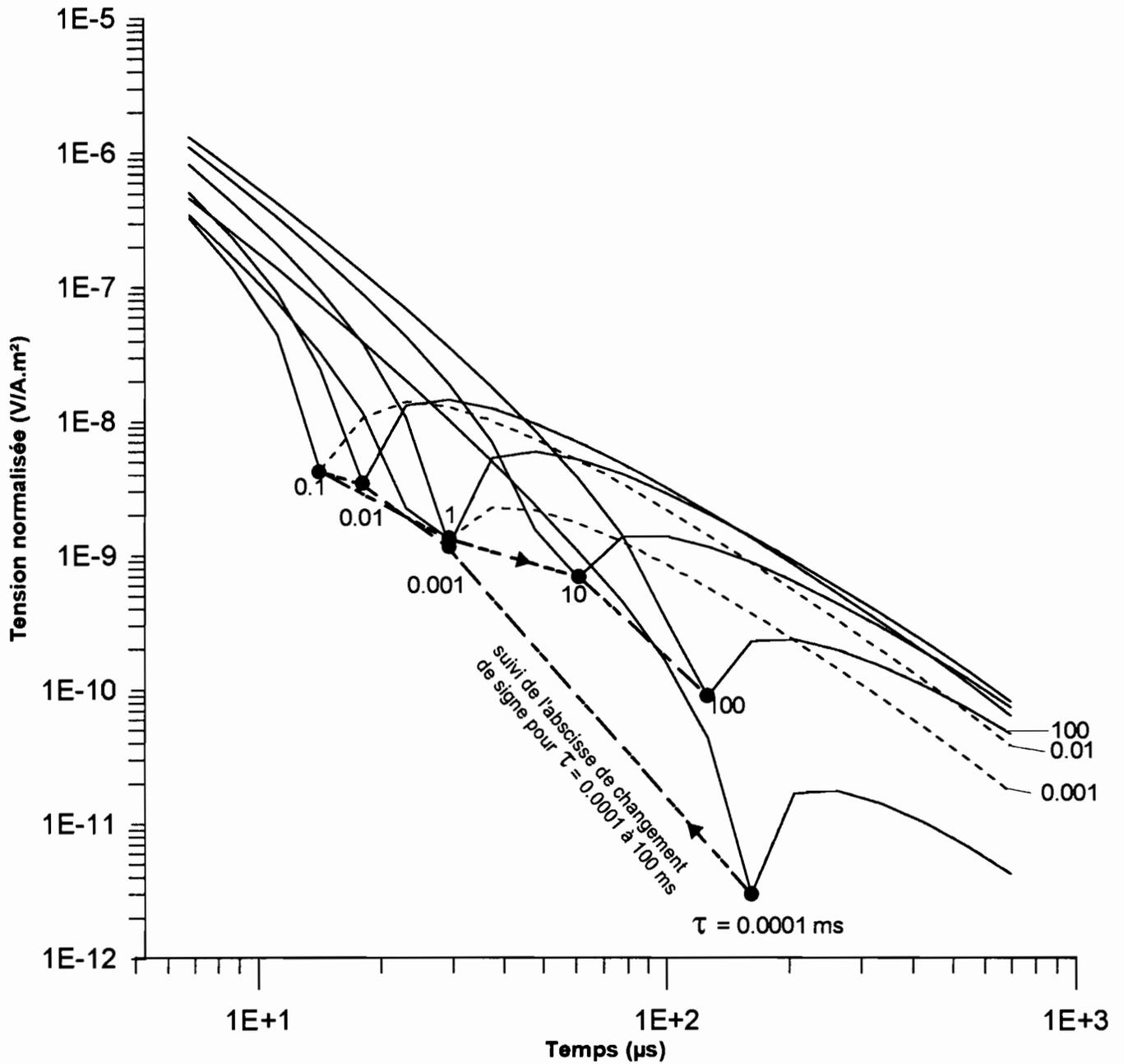


Figure 39. Modélisation Cole-Cole. Effets des variations de constante de temps Cole-Cole  $\tau$ . demi-espace homogène 10000 ohm.m,  $m = 0.4$ ,  $c = 0.3$ .

*d) Influence de la constante de temps Cole-Cole  $\tau$ , dispositif central.*

Les paramètres choisis pour cette modélisation sont :  $m = 0,4$  et  $c = 0,3$ . La figure 39 montre les variations pour  $10^{-3} \text{ ms} < \tau < 100 \text{ ms}$ .

- Les courbes sont positives, puis négatives.
- L'abscisse de changement de signe varie considérablement selon les valeurs de  $\tau$ . Il recule dans le temps de  $\tau = 0,1 \mu\text{s}$  à  $0,01 \text{ ms}$ , puis augmente ensuite de  $0,01 \text{ ms}$  à  $100 \text{ ms}$ .

*e) Influence de la taille de l'émetteur et de la résistivité, dispositif central.*

Pour ces modélisations, nous considérons un demi-espace de résistivité variable (de 10 à  $10000 \Omega.m$ ) et dispersive. Les paramètres Cole-Cole choisis sont  $m = 0,6$  ;  $c = 0,5$  et  $\tau = 0,1 \text{ ms}$ , valeurs relativement élevées de manière à mettre en relief les distorsions.

Le critère choisi pour cette modélisation est l'amplitude, en valeur absolue, du maximum négatif. Ce critère est utilisé par El Kaliouby et al (1997) pour caractériser l'importance du phénomène de polarisation. Cela suppose que la combinaison de l'ensemble des paramètres ( $\rho$ ,  $m$ ,  $c$  et  $\tau$ ) soit favorable à l'obtention d'un signal négatif.

La figure 40 présente les résultats de modélisations conduites pour différentes résistivité et tailles d'émetteur en dispositif central.

- Pour l'ensemble des courbes, plus le rayon de l'émetteur augmente, plus l'amplitude du maximum négatif diminue. Ce résultat est différent de celui obtenu par El Kaliouby et al qui obtiennent une amplitude maximale pour une taille de boucle qualifiée « d'optimum ». Cette boucle optimum est d'une taille intermédiaire au delà de laquelle la réponse négative diminue.
- La décroissance est d'autant plus forte que la résistivité est faible.

On montre par cet exemple que des terrains polarisables et *résistants* sont des conditions favorables à l'apparition de points négatifs. Les courbes de la figure 40 suivent une loi de décroissance du type :

$$(\text{Amplitude}) = k_1 e^{-k_2 r_e}$$

Où  $r_e$  est le rayon de l'émetteur,  $k_1$  et  $k_2$  des constantes.

Si on représente le facteur  $k_2$  en fonction de la résistivité, cela conduit à une relation du type :

$$k_2 \cong \rho^{-0,485} + k_3 \quad (5.24)$$

$k_3$  étant spécifique aux paramètres définis ici. On retrouve un résultat proche de celui énoncé par Kaufman et al (1989) et El Kaliouby et al (1997) qui montrent que *l'amplitude du phénomène de polarisation est proportionnelle à la racine carrée de  $\rho$* . Plus le terrain est conducteur, plus l'amplitude du phénomène sera réduite.

*f) Séparation des réponses de conduction et de polarisation :*

Kaufman et al (1989) montrent qu'il est possible de séparer la réponse de conduction pure et la réponse de polarisation pure lorsque :

$$\omega \sigma_0 \mu r_1^2 \ll 1 \quad (5.25)$$

pour la partie en phase des champs EM - système d'équation (5.22) - lorsque  $\sigma$  est complexe. Ils montrent qu'en domaine temporel, le comportement des champs s'apparente au comportement de la partie en phase en fréquentiel.

Dans notre cas, pour un dispositif de 100 x 100 m, un demi-espace de résistivité de 10000  $\Omega.m$  et la gamme de temps considérée, ce critère est respecté. Nous avons procédé à des vérifications de cette hypothèse avec le programme utilisé pour la modélisation. Cette hypothèse nous permet d'écrire :

$$\begin{aligned} (\text{Réponse totale}) &= (\text{Réponse de conduction} + \text{Réponse de polarisation}) \\ &= (\text{Réponse de conduction}) + (\text{Réponse de polarisation}). \end{aligned}$$

La condition (5.25) reste valable pour  $\rho \gg 100 \Omega.m$  pour un dispositif de 100 x 100 m, ou inférieur.

La possibilité de séparer, dans certaines conditions, les réponses de conduction et de polarisation, nous permet d'évaluer dans quelles mesures un transitoire présentera des points négatifs.

La condition (5.25) devant être respectée, nous considérons ici des dispositifs centraux de 4 à 200 m de rayon, équivalents à des boucles carrées de 7 x 7 m à 350 x 350 m respectivement et des valeurs de résistivité variant de 10 à  $10^4 \Omega.m$ . La figure 41 présente ces modélisations : le rapport entre la réponse de conduction  $V_c$  « pure » et la réponse de polarisation  $V_p$  « pure » est tracé en fonction du rayon de l'émetteur. Nous analysons le cas où ce rapport est inférieur à 1 (*cas où la réponse de polarisation est supérieure à la conduction*), conduisant à l'apparition de signes négatifs pour des paramètres Cole-Cole « moyens » ( $m = 0.6$ ,  $c = 0.5$  et  $\tau = 0.1$  ms). Le calcul est réalisé pour le temps où l'amplitude de la réponse négative est maximum.

Lorsque le terrain est conducteur ( $10 \Omega.m$ ), seules quelques tailles de boucle réduite (< 15 m de rayon) conduisent à l'apparition de points négatifs, la distorsion *étant la plus forte pour les dispositifs les plus réduits*.

En revanche, lorsque  $\rho = 10000 \Omega.m$ , les points négatifs sont présents *quelle que soit la taille de la boucle*. La relation existante entre le rayon de la boucle  $r_e$  et le rapport  $V_c/V_p$  montre une dépendance linéaire (en graphe log-log). On retrouve ici les résultats de Kaufman et al (1989) pour des dispositifs centraux, à savoir une *croissance linéaire de l'effet de polarisation selon l'augmentation du rayon de l'émetteur*. La réponse de conductivité  $V_c$  variant selon  $r_e^2$  (cas central), elle devient de plus en plus prépondérante par rapport à  $V_p$  à mesure que  $r_e$  augmente.

#### *g) Tentative de vérification expérimentale.*

Une tentative de vérification expérimentale de l'hypothèse d'additivité et de la dépendance linéaire de  $V_p$  en fonction de  $r_e$  a été conduite en utilisant les données de terrain disponibles pour Fogo. Sur le même site, on dispose de sondages TDEM centraux réalisés avec des tailles de boucle variable de 100 x 100, 200 x 200, 300 x 300 et 400 x 400 m.

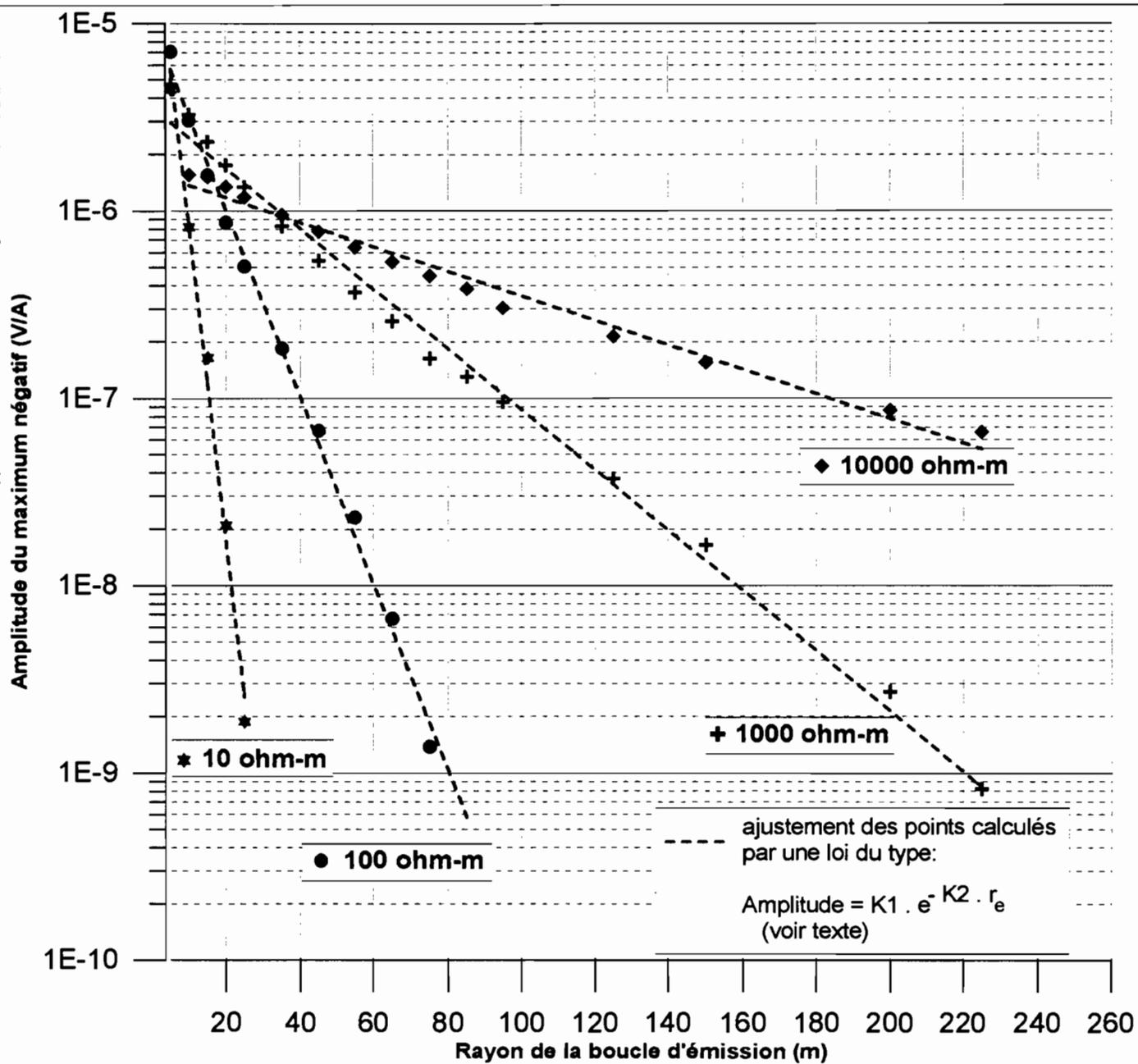


Figure 40. Modélisation Cole Cole. Effet du rayon de la boucle d'émission sur l'amplitude du maximum de réponse négative. Demi-espace homogène et polarisable. Dispositif central. Paramètres Cole-Cole:  $\rho$  de 10000 à 10 ohm.m,  $c = 0.5$ ,  $m = 0.6$ ,  $\tau = 0.1$  ms

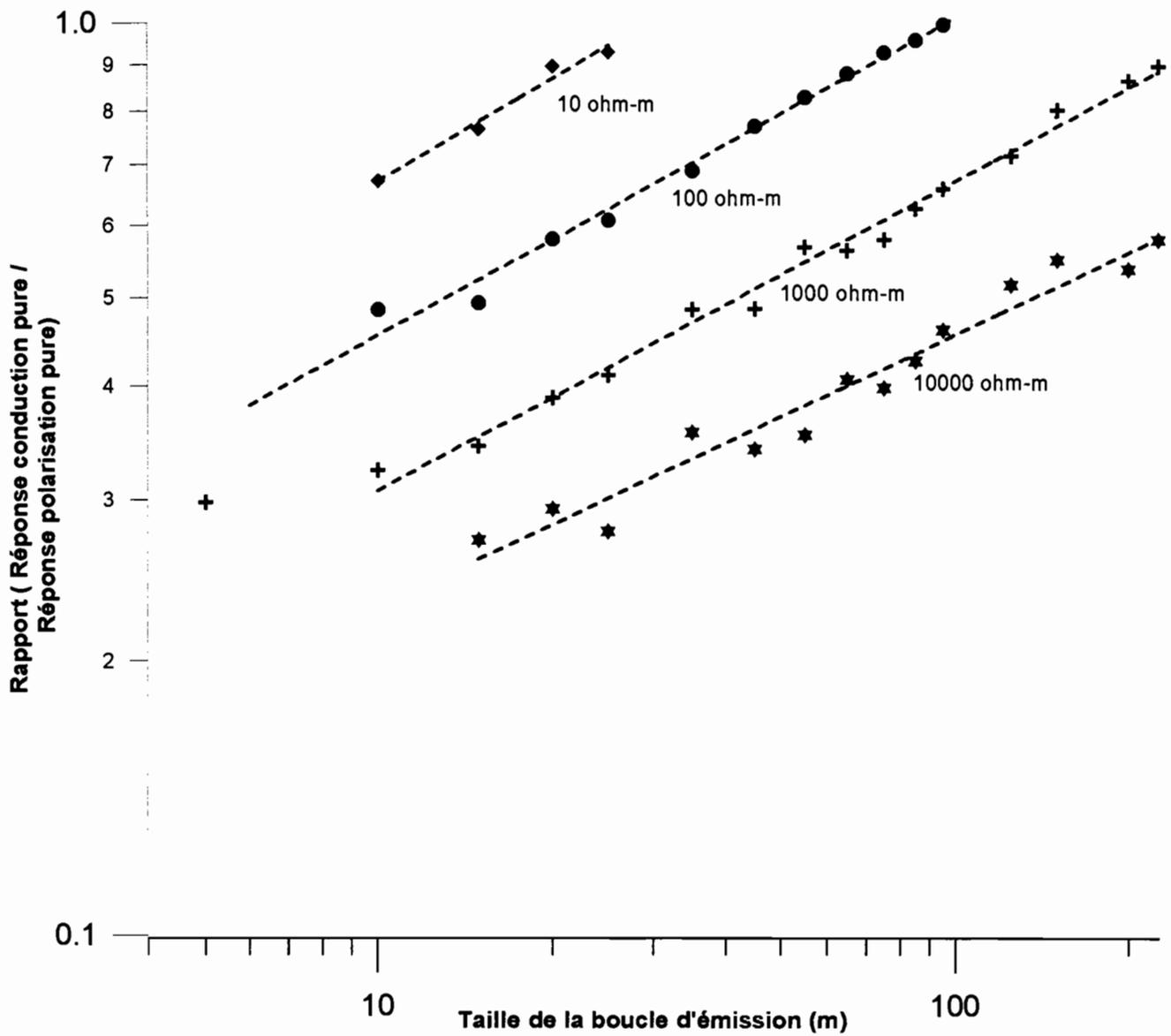


Figure 41. Modélisation Cole-Cole. Rapport des amplitudes des réponses de conduction et de polarisation en fonction du rayon de l'émetteur. Demi-espace polarisable, résistivité variable, (paramètres Cole-Cole  $m = 0.6$ ,  $c = 0.5$ ,  $\tau = 0.1\text{ms}$ ).

En situation non polarisable, en analysant le rapport entre les courbes de sondage deux à deux, ce rapport doit être constant et égal au rapport entre les surfaces d'émission. Les résultats suivants sont obtenus pour les temps lointains :

	Rapports théoriques $R_t$ entre les surfaces	Rapport expérimental $R_{ex}$ entre les courbes de terrain.
200 x 200 / 100 x 100	4	<i>Variable</i> de 3 (début) à 1 (fin de transitoire)
300 x 300 / 200 x 200	2,25	1,65
400 x 400 / 300 x 300	1,77	1,6

Les rapports expérimentaux  $R_{ex}$  restent inférieurs, parfois largement, à ce qu'ils devraient être dans des conditions normales de conductivité (rapports  $R_t$ ).

Calculons la réponse  $V_{(p+c)}$  d'un demi espace polarisable et conducteur ( $\rho = 10000 \Omega.m$ ,  $m = 0.6$ ,  $c = 0.5$  et  $\tau = 0.1$  ms), et celle d'un demi espace conducteur non polarisable  $V_c$  pour ces quatre tailles d'émetteur. En considérant l'hypothèse d'additivité, calculons la réponse purement polarisable  $V_p$  par :

$$V_p = V_{(p+c)} - V_c$$

Le calcul du rapport des réponses pour différentes tailles d'émetteur donne les résultats suivants :

	Rapports entre les réponses $V_p$ calculées	Rapports $R_l$ des longueurs de câble
$V_p(200 \times 200)/V_p(100 \times 100)$	1,98	2
$V_p(300 \times 300)/V_p(200 \times 200)$	1,5	1,5

$V_p(400 \times 400)/V_p(300 \times 300)$	1,3	1,33
---	-----	------

Les rapports entre les réponses  $V_p$  calculées sont :

- d'une part équivalents aux rapports  $R_l$  des longueurs de câble. On retrouve le résultat exposé par Kaufman et al (1989), c'est à dire la proportionnalité de la réponse de polarisation avec la longueur de câble déployée.
- d'autre part *assez proches* des rapports expérimentaux  $R_{ex}$  obtenus sur le terrain. Cette dernière observation est importante, car elle tend à prouver que les courbes de terrain sont affectées par une distorsion similaire à celle que produit un effet de polarisation. Cependant, ces valeurs ne sont pas exactement les mêmes : en particulier, le rapport expérimental entre les boucles (400 x 400 / 300 x 300) est de 1.6 et reste *plus proche* de 1.77, rapport des réponses de conduction pure, alors que le rapport des réponses de polarisation pure chute à 1.3. Nous montrerons dans l'article présenté à la suite de ce chapitre que les données des grandes boucles *sont beaucoup moins affectées par la polarisation*, qui devient négligeable (dans le cas de Fogo).

Notre tentative de mise en évidence expérimentale de l'hypothèse d'additivité des réponses de polarisation et de conduction n'est pas concluante, les rapports expérimentaux ne vérifiant pas exactement les calculs théoriques, car les réponses de terrain sont plus complexes : d'une part il est possible qu'un effet magnétique soit présent, et d'autre part la structure géoélectrique du sous-sol est plus complexe qu'un demi-espace homogène polarisable.

#### *h) Conclusions partielles sur l'effet de polarisation provoquée.*

Les modélisations des précédents paragraphes ont été conduites en considérant des cas particuliers des paramètres Cole-Cole et de résistivité. Les conclusions auxquelles nous avons abouties sont cependant représentatives du cas général exposé par Kaufman et al (1989). Avant d'appliquer la modélisation Cole-Cole sur nos données expérimentales, on peut retenir les principales conclusions suivantes :

- L'influence des paramètres  $m$ ,  $c$  et  $\tau$  est très importante sur la *forme* et l'*amplitude* de la réponse en dispositif central. Une augmentation de  $m$  et  $c$  provoque une augmentation de la réponse de polarisation pure.
- *Plus le terrain est résistant, plus l'importance relative de l'effet de polarisation sera grande.*
- *Plus la taille du dispositif d'émission est grande (dispositif central), plus l'effet de polarisation sera réduit* par rapport à la réponse de conduction.
- Kaufman et al (1989) montrent que *l'utilisation des dispositifs offset minimise l'effet de polarisation.*
- L'hypothèse d'additivité des réponses de conduction pure et de polarisation pure se vérifie *dans certaines conditions d'induction.*
- Enfin, la réponse de polarisation est *de signe inverse* de celle de conduction en dispositif central.

### **5.4.3. Modélisation de l'effet de polarisation provoquée appliquée aux données TDEM du volcan Fogo.**

Les résultats des modélisations Cole-Cole sont présentés sous la forme d'un article soumis pour publication (4 février 1998) à la revue « Journal of Applied Geophysics ».

**« Improvement in TDEM sounding interpretation in case of induced polarization. A case study in high polarizable resistive rocks of Fogo volcano, Cape Verde Islands.**

Marc Descloîtres\*, Roger Guérin<sup>□</sup>, Yves Albouy\*, Alain Tabbagh<sup>□</sup> and Michel Ritz\*

\* ORSTOM, Laboratoire de Géophysique, 32 avenue H. Varagnat, 93143 Bondy Cedex, France. e-mail : descloit@bondy.orstom.fr

□ Département de Géophysique Appliquée, UMR 7619 Sisyphe, Université P. et M. Curie, case courrier 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France. e-mail : guerin@ccr.jussieu.fr

#### *résumé en français :*

Des renversements de signe ont été mis en évidence sur des courbes de sondage TDEM acquises en configuration centrale pour des sondages réalisés au dessus de roches volcaniques résistantes dans la caldeira du volcan Fogo (îles du Cap Vert). Le transitoire est négatif pour les premières fenêtres d'acquisition à cadence d'injection élevée (entre 6.8 et 37  $\mu$ s). Un phénomène de polarisation provoquée (PP) a été mis en évidence par des mesures de PP en utilisant un appareillage de prospection à courant continu alterné. Ce phénomène est invoqué pour expliquer les distorsions en TDEM. Une expression de conductivité dispersive selon Cole-Cole a été employée pour modéliser le phénomène avec des jeux de données différents. La modélisation Cole-Cole est confrontée avec les données obtenues en sondage électrique et PP à courant continu. La structure électrique 1D résultante de cette modélisation peut être décrite par un modèle comprenant (i) un premier terrain très résistant (10000  $\Omega$ .m, 60 m d'épaisseur) et polarisable recouvrant (ii) un second terrain moins résistant (1750  $\Omega$ .m, 350 m d'épaisseur), (iii) un troisième terrain de résistivité intermédiaire (150-250  $\Omega$ .m, 200 m

d'épaisseur) et un substratum conducteur ( $50 \Omega.m$ ). Les paramètres Cole-Cole du premier terrain sont  $m = 0.85$ ,  $c = 0.8$  et  $\tau = 0.02$  ms pour la chargeabilité, la dépendance fréquentielle et la constante de temps. L'effet de polarisation provoquée pourrait être attribué à la texture particulière des produits effusifs (lapillis). Le modèle résultant est robuste. L'intérêt d'une modélisation conjointe de différents jeux de données est ainsi mis évidence pour une définition plus précise de la structure géoélectrique.

## **Abstract**

Sign reversal in Time Domain Electro-Magnetism (TDEM) sounding curves has been encountered in central loop measurements over dry resistive volcanic rocks inside the caldeira of Fogo volcano, Cape Verde Islands. Negative transient is recorded in the early channels of high frequency acquisition between 6.8 and 37  $\mu s$ . An Induced Polarization (IP) phenomenon was measured in Direct Current (DC) time domain method and called upon to explain TDEM distortions. A Cole-Cole formulation of dispersive conductivity of the ground was employed to model data obtained with central and offset configurations. The Cole-Cole modelling is compared with DC and IP soundings. The 1D electrical structure may be imaged by a four layer model comprising (i) a high resistive polarizable first layer ( $10000 \Omega.m$ , 60 m thick) covering (ii) a less resistive ( $1750 \Omega.m$ ) 350 m thick second layer (iii) an intermediate resistive ( $150-250 \Omega.m$ ) 200 m thick third layer and (iv) a conductive substratum ( $50 \Omega.m$ ). Cole-Cole parameter values of the first layer are  $m=0.85$ ,  $c=0.8$  and  $\tau=0.02$  ms for chargeability, frequency dependence and time constant respectively. The IP effect could be attributed to particular texture of effusive products (lapillis). This model is found to be robust. The interest of a joint interpretation of different data sets to recover the electrical structure of this area is thus emphasized.

## Introduction

During last twenty years, some field examples concerning Induced Polarization (IP) effects in Time Domain Electro-Magnetism (TDEM) surveys were observed. They result in distortions of the sounding curves which cannot be explain by common 1D interpretation or can lead to erroneous interpretation if the IP effect is not recognized. Among all the papers dealing with IP effects, many of them describe theoretical and field data obtained using coincident or central loop configurations. The worse distorted TDEM curves show negative points which are not expected in such geometrical configurations.

Many authors have modelled distorted ground response by frequency dependent conductivities (Spies, 1980 ; Lee, 1981 ; Walker and Kawasaki, 1988 ; Flis et al., 1989 ; Kaufman et al., 1989 ; Smith et al., 1989 ; Elliott, 1991 ; El-Kaliouby et al., 1995 ; El-Kaliouby et al., 1997). The Cole-Cole formula introduces three polarization parameters, the Cole-Cole chargeability  $m$ , the frequency dependence  $c$ , and the Cole-Cole time constant  $\tau$ . All those studies are unanimous in saying that Cole-Cole model is an adequate way to take into account IP phenomenon observed in TDEM. Those procedures are generally motivated by the necessity to (i) recover the true resistivity model of the ground (see for example Flis, 1987 or Hohmann and Newman, 1990, for 3D polarizable bodies), (ii) enhance the IP response in order to better characterized IP target parameters (El-Kaliouby et al., 1995 ; El-Kaliouby et al., 1997), (iii) estimate clay IP parameters in hydrogeological surveys (Everett, 1997). Theoretical papers have also been published and some of them deal with the possible separation between IP and inductive response. For this purpose, Kamenetsky and Timofeyev (1984) have proposed to use different size of transmitter loop in order to provide different data sets to solve an equation system. Kaufman et al. (1989) explore the influence of Cole-Cole parameters for three usual transmitter-receiver configurations (central, coincident loop and dipole-dipole). They separate under some conditions the conductive and polarizable parts of the response. Another practical approach is proposed by McNeill (1994) who advocates to use offset soundings in order to attenuate or even avoid the IP distortions obtained in central loop configuration. Finally, Kamenetsky and Novikov (1997) propose a physical modelling approach, in order to get laboratory measurement on rock samples.

When dealing with TDEM distorted curve interpretation using a dispersive model, the interpreter is confronted with many equivalent models. This is due to the fact that in addition with resistivity and thickness, he takes into account the three Cole-Cole parameters to fit the

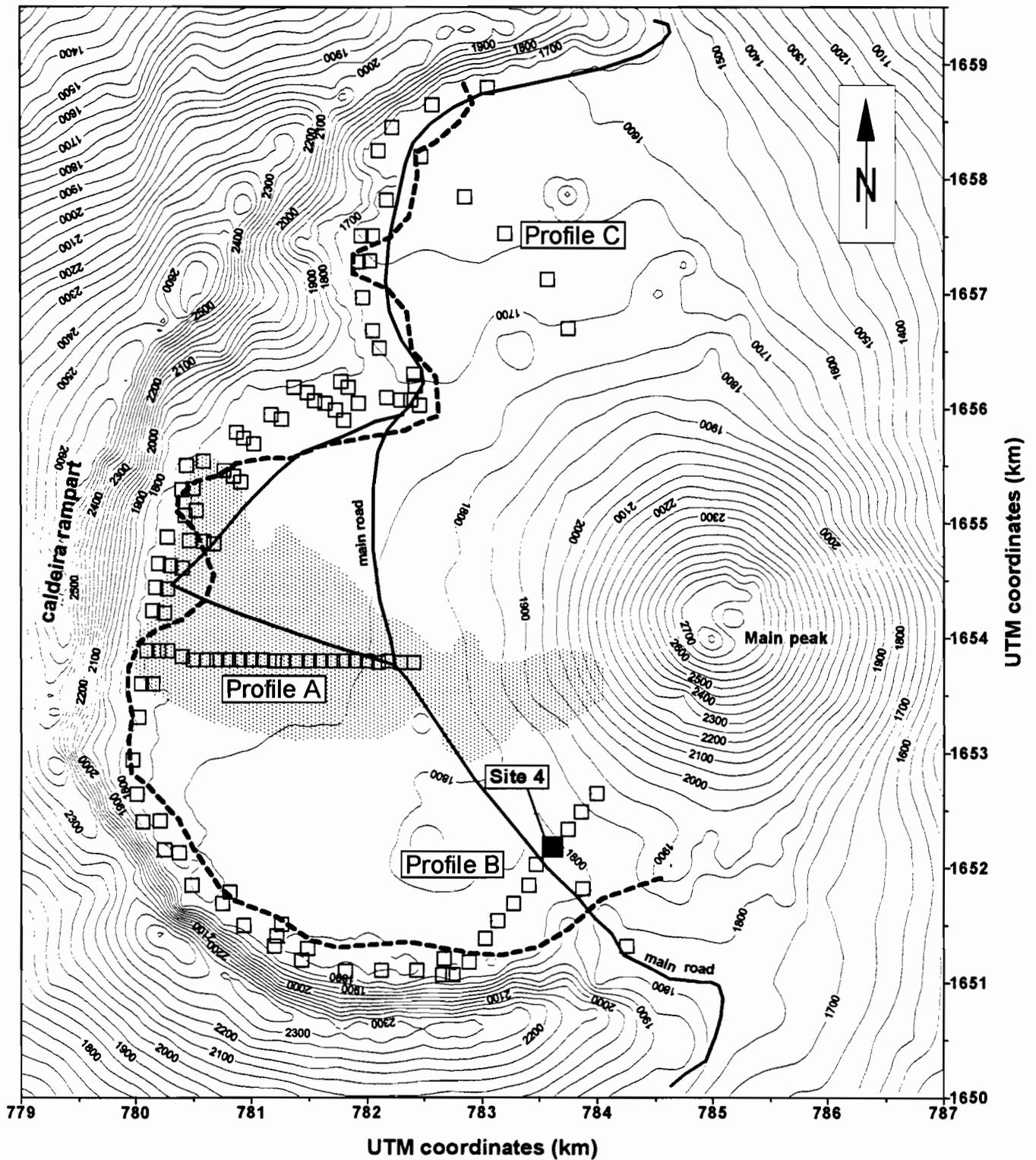


Figure 1 : Topographic map of the caldeira and main peak of Fogo volcano. The location of the TDEM sites are indicated with blank squares (1994 survey). The filled square indicates the test site CAL-B4 presented in this study (1995 survey). The grayed area is the extension of 1995 lava flows. The dashed line separates TDEM points into two zones : The TDEM curves from points situated between this line and the caldeira wall do not show any negatives and detect shallow conductive layers (not presented in this study). The others, mainly situated along A, B and C profiles, are quite identical each other and show negatives.

field data. Some rules have been pointed out when investigating the influence of Cole-Cole parameters upon TDEM curves (Kaufman et al., 1989; El-Kaliouby et al., 1997). Even knowing them, the interpretation is still difficult and does not lead necessarily to a unique model. Consequently, the resistivities and thicknesses determination could remain uncertain.

The aim of this paper is to show how, when a possible IP effect on TDEM data is expected or suspected, one can better improved modelling in getting a robust model. This is possible by acquiring in the field different data sets corresponding to different transmitter and receiver configurations, basically in central and offset configurations as proposed by some authors cited above.

This study was primarily motivated to interpret central loop data with sign reversal obtained when surveying aquifers inside the caldeira of Fogo volcano, Cape Verde Islands (Descloîtres et al., 1995). In this survey depth and resistivity determination of low resistive layers is decisive. Typical IP distorted data are presented here to illustrate the advantage of joint interpretation of multi-loop central and offset soundings in getting a robust 1D dispersive model even if sign reversals are observed in central loop data.

### **Some aspects of TDEM 1D modelling using Cole-Cole parameters**

TDEM method is a controlled source EM method which uses a cable laid on the ground as a EM field transmitter. A current is alternatively turned on and off in the cable. During the current flowing time, a primary static EM field is created. When the current is turned off, an emf produces eddy current flowing in conductive layers and reaching further into the formation. Those currents create a secondary magnetic field which amplitude decreases with time. During the absence of current in the transmitter, this EM field transient is measured on the surface by a receiver coil or loop. The shape of the decay with time depends on the ground resistivity distributions.

TDEM method can be laid out using various configurations, depending on the objectives of the survey. The most common for shallow applications are the central, coincident and offset modes. We do not deal in this paper with grounded source-moving receiver mode often used for deeper applications. For a complete review of the TDEM method, see for example Nabighian and Macnae (1991) or McNeill (1994).

The influence of IP effects on TDEM curves is mostly discussed in coincident loop configuration (Kaufman et al., 1989 ; El-Kaliouby et al., 1997) and sometimes for central loop

(Elliot, 1991) or offset soundings (Everett, 1997). Those publications use the Cole-Cole model (Cole and Cole, 1941 ; Pelton et al., 1978). This simple formulation basically express the ground conductivity as a dispersive (frequency dependent) conductivity  $\sigma$  as

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

where  $\sigma_0$  is the Direct Current (DC) conductivity,  $m$  the Cole-Cole chargeability,  $c$  the frequency dependence,  $\tau$  the Cole-Cole time constant, and  $\omega$  the angular frequency.

Among many results provided by aforementioned papers, one should note the following conclusions obtained for coincident and central loop configurations in time domain :

- The part of TDEM response due to IP effects is negative. In some situations, when the amplitude of the conductive part of the response becomes at late time small enough the IP signal over-dominate the conductive part and leads to the apparition of negative data.
- The more resistive the ground, the higher the amplitude of IP effect. In a general way, it can be shown that the amplitude of negative peaks is roughly proportional to the square root of the resistivity.
- When sign reversals are recorded, the time occurrence and amplitude of the negative peak are strictly connected with the value of  $m$ ,  $c$  and  $\tau$ .
- It is found that the amplitude of the negative part of the total response is roughly proportional to the loop radius. This fact is described by Kaufman et al. (1989) for central loop systems. El-Kaliouby et al. (1997) determine an optimum loop radius to enhance the amplitude of the phenomenon for coincident loop system over polarizable half space. This leads to a better determination of target Cole-Cole parameters.

For a defined polarizable model those studies pointed out that the transmitter-receiver configuration governs the shape and the amplitude of IP effect.

## Survey context

The data presented here are a part of a TDEM survey for groundwater carried out in the flanks and inside the caldeira of Fogo volcano. This 25 km-diameter island is an active hot spot of Cape Verde Islands. This archipelago (600 km from the coast of west Africa) is semi-

desert. The rainfalls on Fogo vary between 200 mm and 1000 mm a year in locations related to prevailing winds. The inhabitants of this island meet with many problems due to water supply insufficiency. Rain water penetrates into the high permeable surface materials, phenomenon which leads to crucial irrigation problems. The caldeira laying at 1750 m high is a big semi-cylindrical structure bordered to the west by a 500 to 1000 m high wall (figure 1). Its flat part of 8 km diameter is considered as the main recharge zone regarding groundwater (Barmen et al., 1990). This caldeira is filled by eruption products. On the surface, they generally consist in dry basaltic pahoehoe and “ aa ” lava flows, lapilis and/or ashes.

### **Data acquisition**

Geophysics has been considered here in order to detect conductive layers which could be related to groundwater. Previous tests of audio-magnetotelluric (AMT) method were done. They were unsuccessful principally because of poor AMT signal, suspected high topographic effects and many difficulties in getting good ground contacts for telluric measurements. TDEM method was carried out at the same time, and was found to be more efficient.

A PROTEM EM 47 system (Geonics Ltd.) was chosen in our first survey in 1994 because it was easy to handle over difficult terrains. We laid out 100x100 m transmitter loop for central measurements. 117 soundings sites were covered within 17 days. They are located along three main profiles and border points (figure 1). TDEM distorted curves are mainly located along the three profiles. We had the opportunity in a second survey to use an EM 37 system in order to get deeper information. Both EM 47 and 37 systems were layed out in 1995 on the test side CAL-B4 located in the south of the caldeira (figure 1), which was the only accessible place after the April 95 eruptive lava flows.

The PROTEM system allows to acquire TDEM data using several base frequencies. Each frequency-based acquisition typically result into 20 normalized voltages logarithmically spaced in time. For EM 47, two overlapping frequencies were recorded (“ u ” 237.5 Hz and “ v ” 62.5 Hz, time sampling from 6.8  $\mu$ s to 2.79 ms). For EM 37 system with higher transmitter voltage, two overlapping frequencies were recorded (“ H ” 25 Hz and “ M ” 6.25 Hz, time sampling from 88  $\mu$ s to 27.8 ms). For ultimate channels of “ M ” frequency and biggest transmitter moments, measurements have shown that the noise level is reached. Central measurements were performed on site CAL-B4 using four different transmitter loop squares, 100x100, 200x200, 300x300 and 400x400 m. Offset measurements were also performed using

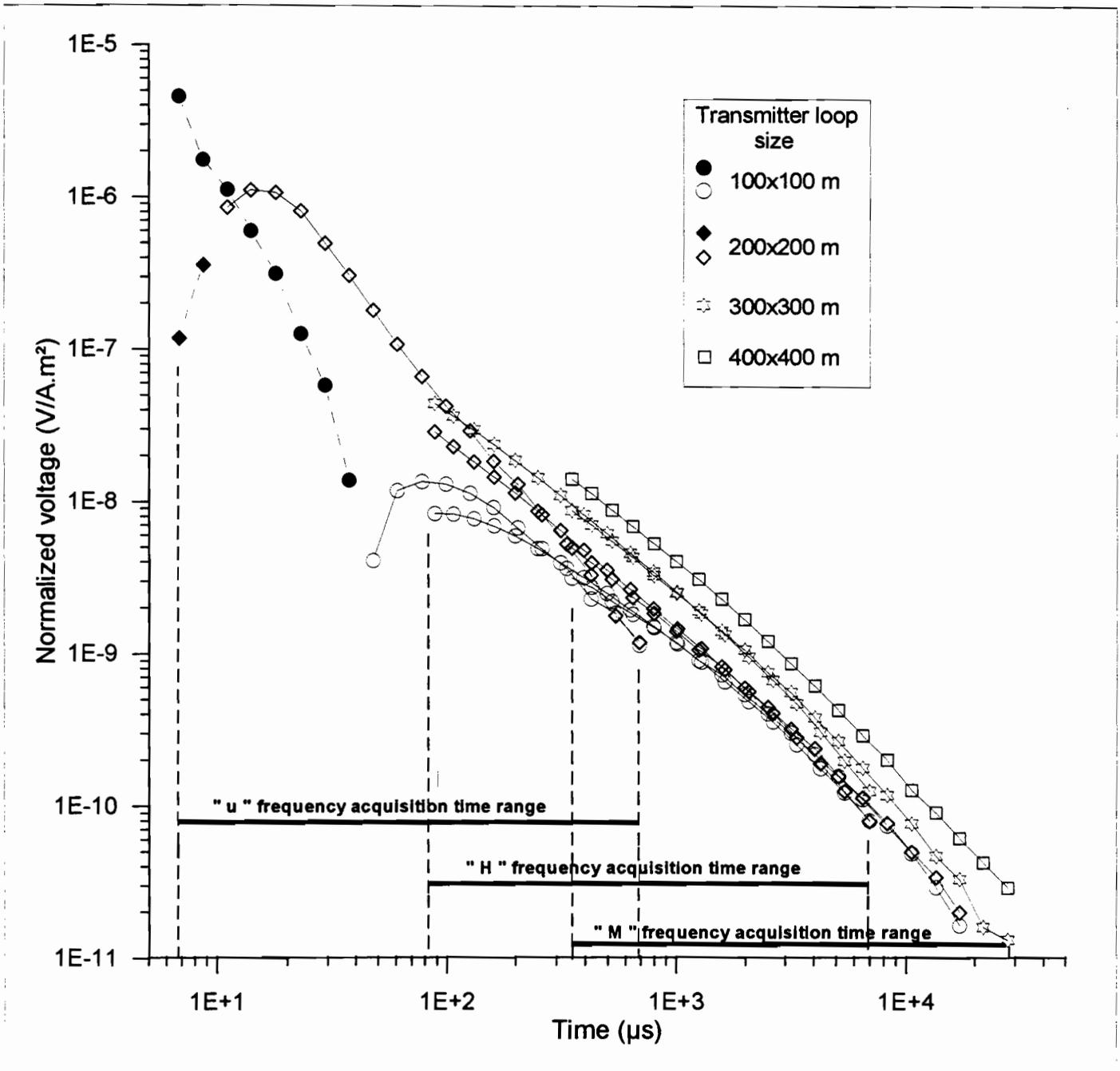


Figure 2 : TDEM central loop field data measured on site CAL-B4.  
 « u » frequency transients are provided by EM 47 system, while « H »  
 and « M » frequency transients are provided by EM 37 system. The  
 filled symbols and dashed lines indicate negative values, blank symbols  
 and continuous lines are positive values.

100x100 m loop and 100, 150 and 200 m offsets. Measurements of the three components of the secondary time varying magnetic field have been performed in order to evaluate if any 2D or 3D structures occur beneath this site.

In order to complete our study of this site, DC and time domain IP Schlumberger soundings were carried out using a SYSCAL-R2 resistivity-meter from IRIS Instruments.

## **Data presentation**

### *Central loop TDEM data*

The data for site CAL-B4 are presented on figure 2 as normalized voltage versus time for overlapping “u”, “H” and “M” frequencies (“v” frequency is omitted here to lighten the figure).

For 100x100 m data recorded at “u” frequency, the first 8 channels show negative points starting from 6.8 to 37  $\mu$ s. Other 12 channels remain positives. For the 200x200 m data, only the first 2 channels are negatives.

For all of the curves recorded at “H” and “M” frequencies, as well as for 300x300 and 400x400 m transmitters, there is no negative segments.

It should be note that negative responses occur in the early part of the decay (before 37  $\mu$ s), and would have been overshadow with any TDEM equipment starting acquisition 37  $\mu$ s after the turn-off time.

### *Offset and 3D TDEM data :*

Regarding offset measurements, they have been acquired at the four cardinal points away from the cable, at offsets of 100, 150 and 200 m. The figure 3 presents the 100 m offset curves at west and east sides of the 100x100 m loop transmitter. Those curves are close together and always positives.

For the 3D measurements X and Y components measured at the center show transient levels remaining one decade below the Z component level and fall into EM and instrumental noise between 100 and 300  $\mu$ s.

In accordance to offset measurements, it is found that there is no evidence of 3D structure beneath this site, which would explain central loop TDEM distortions.

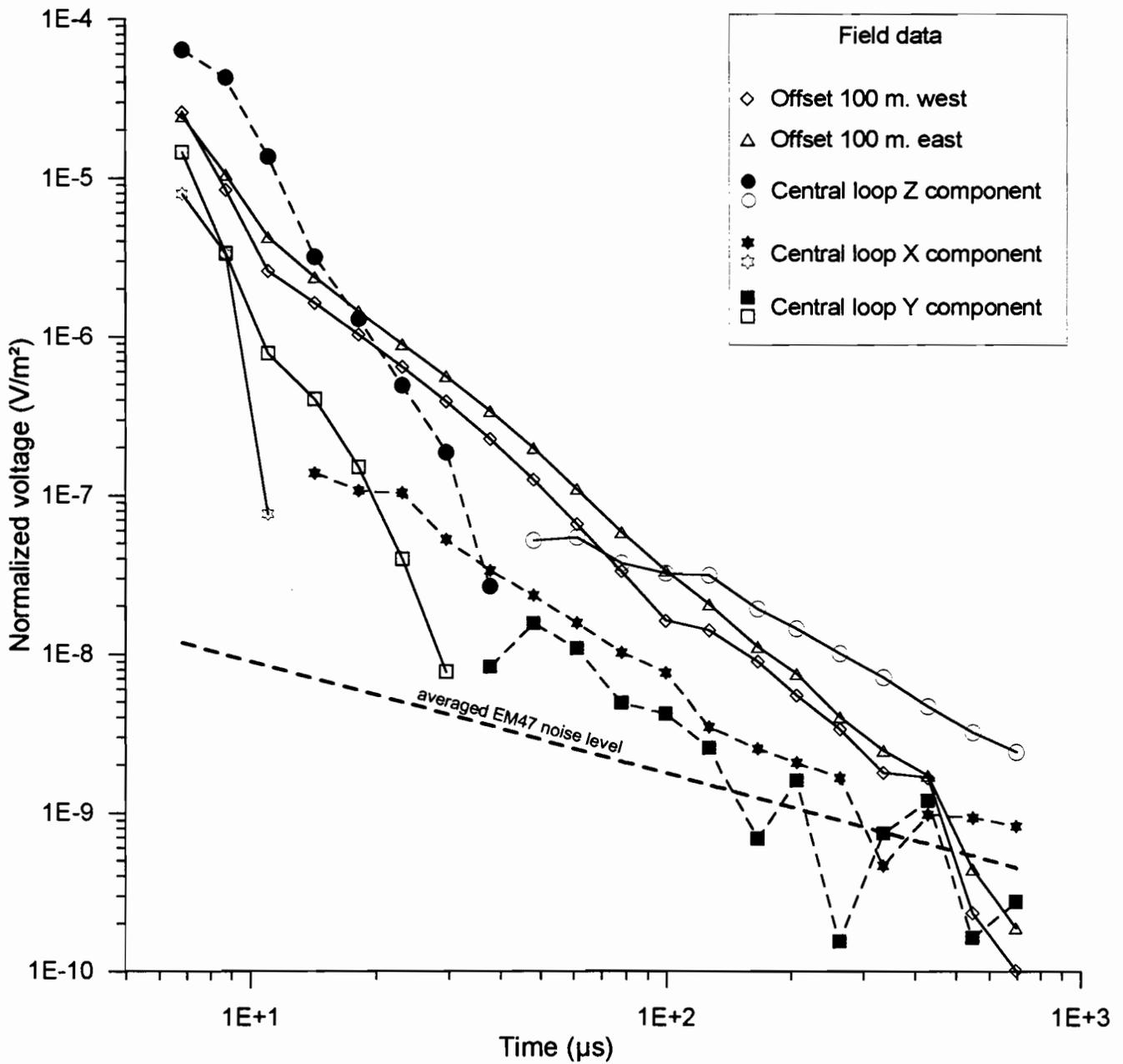


Figure 3 : TDEM offset and 3D central loop field data measured on site CAL-B4 (« u » frequency transients). The filled symbols and dashed lines indicate negative values, blank symbols and continuous lines are positive values. North and south offset data as well as 150 and 200 m offset data are omitted here for clarity, and remain quite identical to west and east transients. The averaged EM noise level is calculated from absolute values of three acquisition without any current flowing through the transmitter loop. X component is oriented to the north.

### *DC and IP Schlumberger sounding*

Both DC and IP Schlumberger soundings reveal (i) a low decreasing apparent resistivity curve (from 15000 to 5000  $\Omega.m$  at the end of AB/2 length - 200 m -) and (ii) a low decreasing IP apparent chargeability curve (from about 30 to 10 ms). This so-called IP chargeability is expressed in ms and differs from the Cole-Cole chargeability  $m$  expressed in TDEM modelling. This IP apparent chargeability is integrated along four time windows ranging from 160 to 1580 ms after the current turn-off, much more latter than TDEM late time measurements (30 ms maximum). However, the evidence of time domain electrical IP response in such ground is a good argument to call upon IP effect as responsible of TDEM curve distortions in earlier range of time.

## **Data interpretation**

### *Numerical modelling software*

We used a software based on Hankel and Laplace transform successively, for a 1D structure. For each layer, the conductivity can be complex and is described by Cole-Cole formula. The turn-on and turn-off times can be described by step functions to model the current waveform. The voltage response is available at the centre of the transmitter loop, or at any offset location.

### *Cole-Cole direct TDEM data interpretation*

The Cole-Cole modelling of the 100x100, 200x200 m central loop and 100 m offset data at “u” frequency is presented in figure 4. A preliminary model A consists in a resistive (10000  $\Omega.m$ ) polarizable first layer of 200 m thick. The Cole-Cole parameters are  $m=0.65$ ,  $c=0.5$  and  $t=0.1$  ms. To introduce positive values at the end of the curve, a second relatively conductive basement of 250  $\Omega.m$  is introduced to fit the 100x100 central loop data with a good agreement. The voltage response for model A is then calculated for 200x200 m and offset data and appears to be very far from field data. Model A can not be considered as robust even if it fits 100x100 m data.

As previously told, offset data should be less affected by IP effect or even free from IP distortion. Consequently the 100, 150 and 200 m offset data were interpreted using TEMIXGL

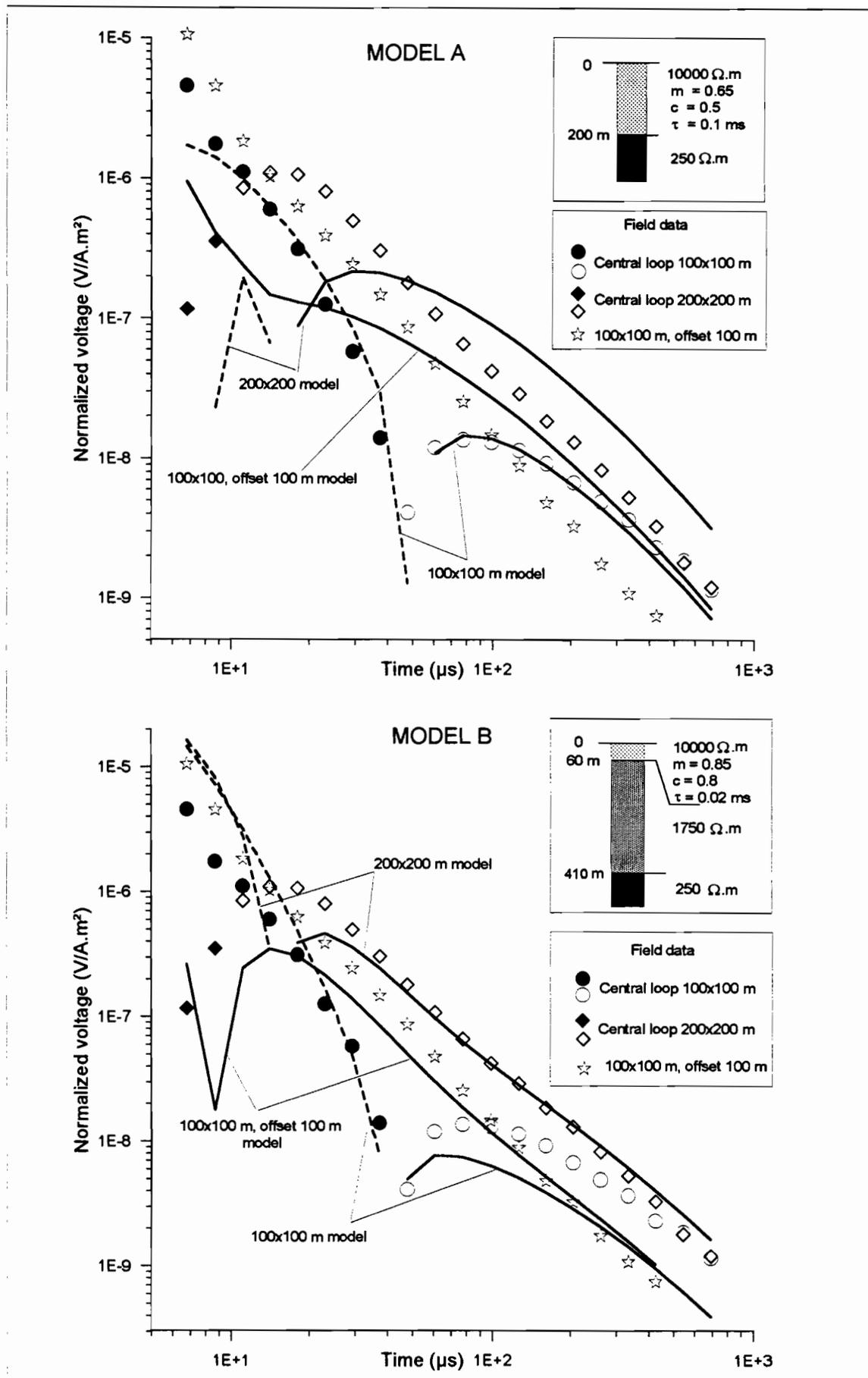


Figure 4 : Cole-Cole modelling of « u » frequency transients for 100x100, 200x200 m central loop and offset 100 m field data. The filled symbols and dashed lines indicate negative values, blank symbols and continuous lines are positive values. The lines are the resulting synthetic transients for model A (above) and B (below) calculations.

INTERPEX software. Equivalencies calculated for all models help in defining the “ average ” three layer model showing :

1. A first resistive (3000-17000  $\Omega$ .m) first layer of 35-100 m thick.
2. An intermediate resistivity (1500-2200  $\Omega$ .m) second layer of 330-400 m thick.
3. An ultimate low resistive (100-500  $\Omega$ .m) basement.

This three layer solution was then took as a starting solution for modelling central loop data including Cole-Cole parameters. After some trial and error, the model B shows :

1. A resistive polarizable first layer of 60 m thick. Its resistivity is 10000  $\Omega$ .m and Cole-Cole parameters are  $m=0.85$ ,  $c=0.8$  and  $t=0.02$  ms.
2. A second non polarizable layer. Its resistivity is evaluated around 1750  $\Omega$ .m and its thickness is around 350 m.
3. An ultimate non-polarizable conductive layer of 250  $\Omega$ .m resistivity.

The figure 4 presents the resulting curves for 100x100, 200x200 m and 100 m offset configurations. For the 100x100 m central loop configuration, the model B does not fit so well the field data as model A did. However the amplitude of the negative part and time of sign reversal fits the data reasonably well. For the 200x200 m central loop and offset configurations, the resulting curves of model B fit reasonably well the field data.

Attempts to better enhance the fit of the ultimate part of the 100x100 m field data curve have been made, by introducing Cole-Cole parameters for the second layer or by changing resistivities or thicknesses. The solutions obtained, if they bring closer the late part of synthetic curve to the 100x100 m data, lead to models which do not fit any of the 200x200 m central loop or offset field data.

Model B appears to be more robust than model A, even if its fit to the late part of 100x100 m data remains imperfect. The depth of the conductive substratum is doubled in model B, which has a major impact for the determination of deep conductive layers in this area. The similarity between model B and previous 1D non-dispersive offset modelling, is also to point out.

#### *Interpretation of 300x300 and 400x400 m loop low frequency data*

A 1D inversion of TDEM data acquired with bigger transmitter moments is presented in figure 5 as apparent resistivity versus time for “ H ” and “ M ” frequencies. Previous tests using the dispersive model B have shown that the influence of the first polarizable layer was

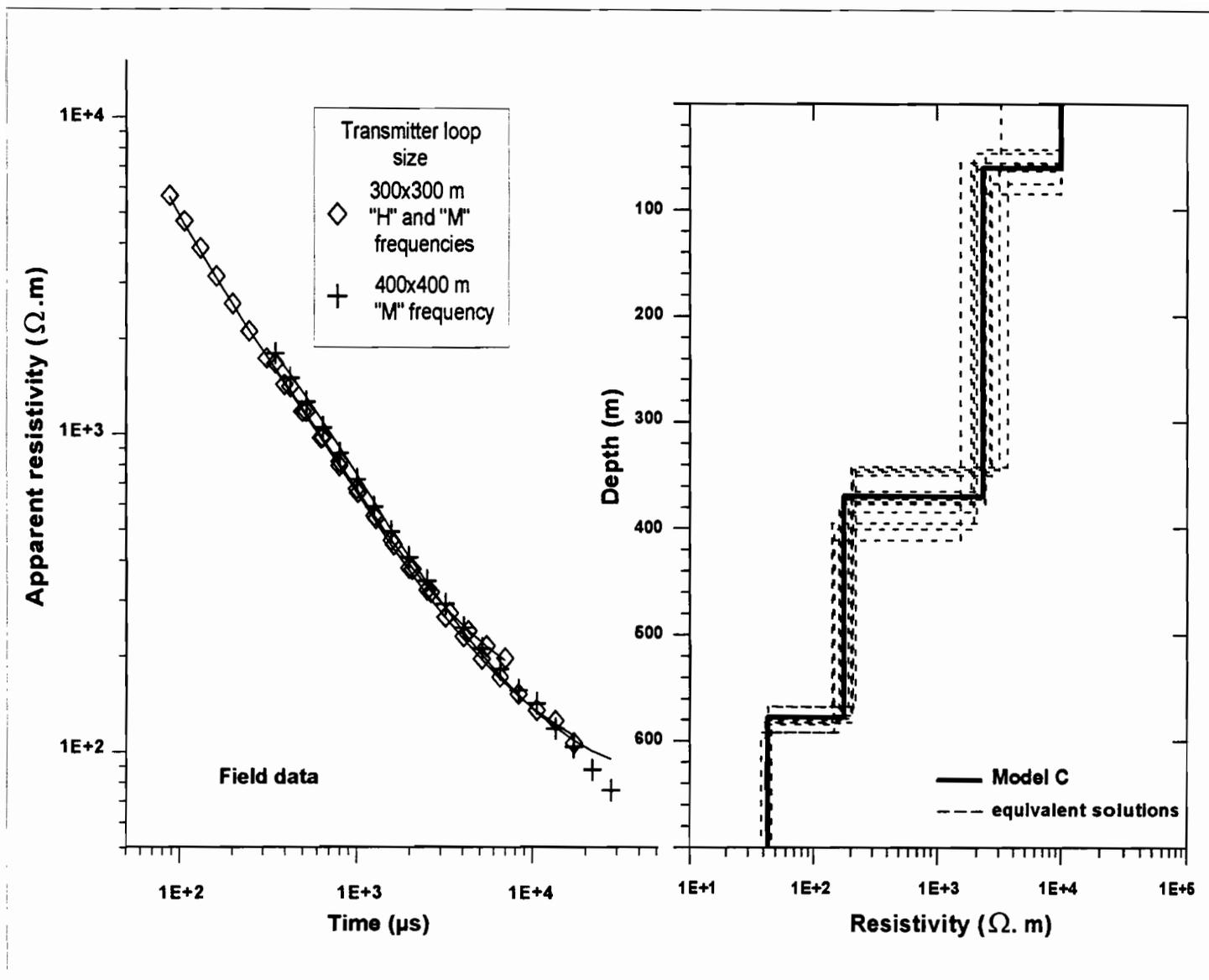


Figure 5 : 1D inversion (« H » and « M » frequency acquisition) for 300x300 and 400x400 m central loop data with TEMIXXL software. Apparent resistivity versus time field transients are plotted on left diagram. The inverted model C (using non-dispersive model B as a starting solution) is represented on right side diagram with equivalence solutions. Continuous lines on left diagram are the resulting synthetic transients.

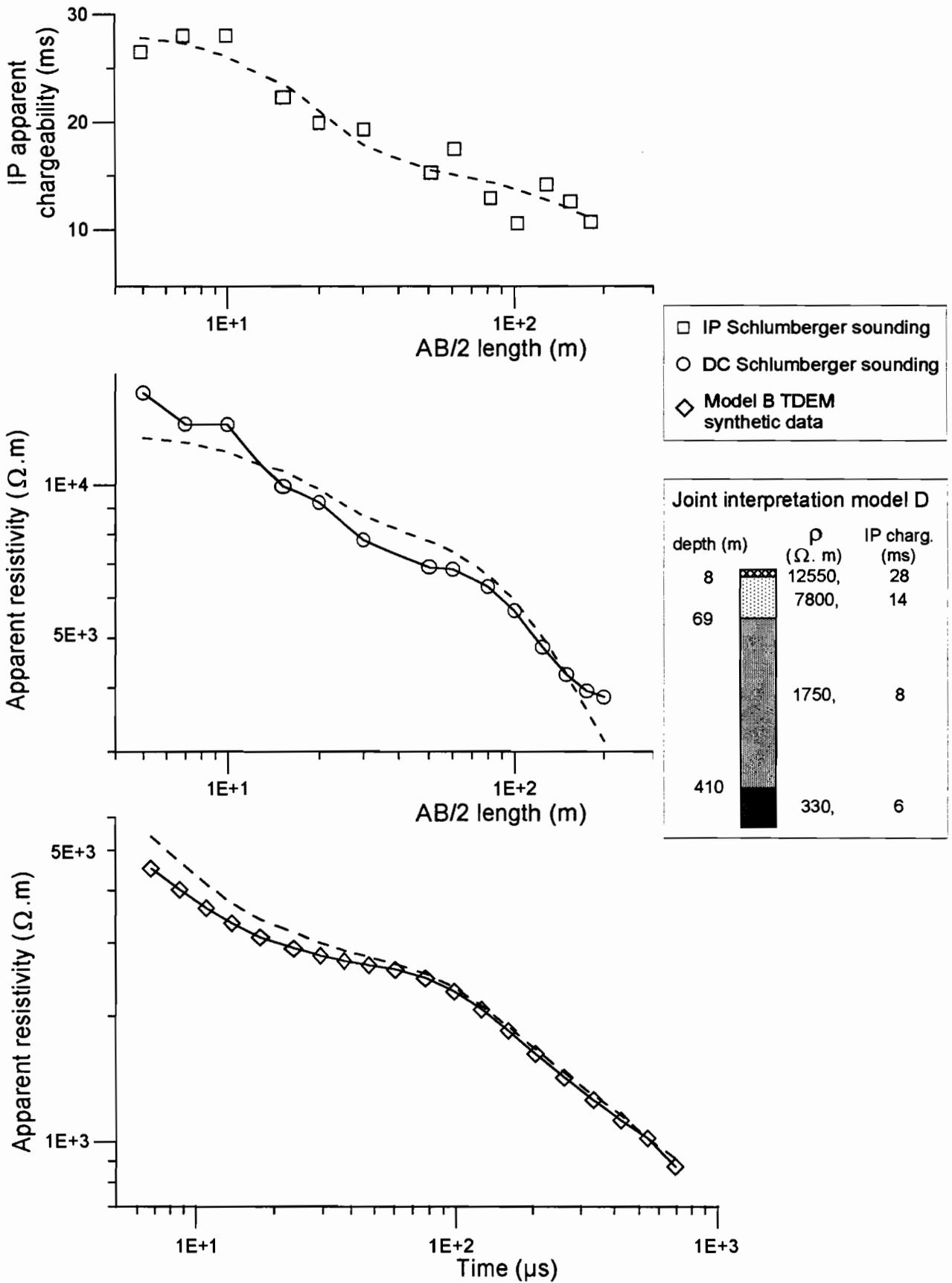


Figure 6 : Joint inversion of synthetic TDEM transient, DC and IP time domain Schlumberger soundings. The dashed lines represent the resulting joint model D synthetic curves.

negligible on the late part of the transient curve. Consequently the interpretation is conducted without any Cole-Cole parameters in order to better evaluate deeper structures. Using non-dispersive model B as a starting-solution for upper layers, a four layer solution is retained (model C) as followed :

1. The first layer is resistive (10000  $\Omega$ .m) and 60 m thick.
2. The second is again resistive (1800-4000  $\Omega$ .m) and 300 m thick.
3. The third layer appears to be situated at a depth of 360 m and its resistivity is 150-250  $\Omega$ .m, which is quite in accordance with model B.
4. The substratum resistivity is much lower (50  $\Omega$ .m) than the uppermost layers its depth is estimated at 590 m which was logically not determined by high frequency transients.

#### *Joint interpretation of synthetic TDEM and DC/IP sounding data*

In order to validate the upper most part of the model B where the negative signal occurs, we carry out a joint inversion (Sandberg, 1993) of model B TDEM synthetic curve calculated without any Cole-Cole parameters, with DC and IP Schlumberger sounding data. The results are presented in figure 6. The joint resulting model D consists in a four layer structure (the values noted below are resistivity, thickness and IP chargeability) :

1. A resistive first layer : 12550  $\Omega$ .m, 8 m and 28 ms.
2. A resistive second layer : 7800  $\Omega$ .m, 61 m and 14 ms.
3. A resistive third layer : 1750  $\Omega$ .m, 341 m and 8 ms.
4. An ultimate intermediate-resistivity layer : 330  $\Omega$ .m and 6 ms.

This joint inversion details the upper part of the section and gives satisfactory results for both synthetic TDEM and field DC and IP soundings. The first layers of model B and C (10000  $\Omega$ .m, 60 m thick) are here detailed into the two resistive layers. In a general way, models B and D are in good agreement and differ essentially in the first layers. The values of IP chargeability are decreasing regularly with depth. The third and fourth layers show noticeable IP chargeabilities unsuspected in Cole-Cole TDEM modelling.

Those results allow us to say that the model B is roughly in accordance with DC sounding and improve its validity for the upper part of geoelectrical section.

### *Final model*

Direct Cole-Cole modelling (model B), inversion of big loop TDEM data (model C) and joint inversion of synthetic TDEM, DC and IP data (model D) are presented in figure 7. A model E can be built taking into account the informations revealed by all the modelling procedures. The first layer is resistive ( $10000 \Omega.m$ ), 60 m thick and polarizable. Its Cole-Cole parameters are  $m=0.85$ ,  $c=0.8$  and  $\tau=0.02$  ms. The first layer can be detailed in two layers revealed by DC sounding ( $12550 \Omega.m$ , 8 m thick and  $7800 \Omega.m$ , 61 m thick) with IP chargeability of 28 and 14 ms respectively. The second layer is less resistive ( $1750 \Omega.m$ ) and 340 m thick. Cole-Cole modelling does not reveal any chargeability while joint inversion of DC and IP reveals an IP chargeability of 8 ms. The third layer is conductive ( $250 \Omega.m$ ) and 190 m thick. It is only well defined with TDEM data, but DC/IP inversion still reveals a poorly defined  $330 \Omega.m$  layer and 6 ms of IP chargeability. The ultimate layer is conductive ( $50 \Omega.m$ ) and is only revealed by big loop TDEM data.

### **Discussion**

The model E agrees reasonably well with four different field data sets and in this sense, it can be considered as robust. However, as in many TDEM modelling equivalent solutions can be found, some attempts have been made to vary Cole-Cole parameters in order to evaluate their equivalence ranges using direct modelling. For one set of data (100x100 m), Cole-Cole chargeability, frequency dependence and Cole-Cole time constant are found to be able to vary within 5-10 % without varying to much the fit to the field data. If Cole-Cole parameters are changed more than 5-10%, the solution moves away drastically and does not fit any of the three TDEM data sets. This fact confirms that the use of different data sets reduce the ambiguity of modelling procedure. This was already pointed out by Krivochieva and Chouteau (1997) for a non-dispersive medium. It is found to be the case here in dispersive medium. Different loop sizes and offset configurations can help in finding a better definition of Cole-Cole parameters as already theoretically investigated by El-Kaliouby et al. (1997) for coincident loop configurations.

Kaufman et al. (1989) and El-Kaliouby et al. (1997) pointed out that IP signal is roughly proportional to loop radius (or transmitter-receiver separation) while the conductivity response is proportional to the square of the radius : the bigger the loop, the higher the relative

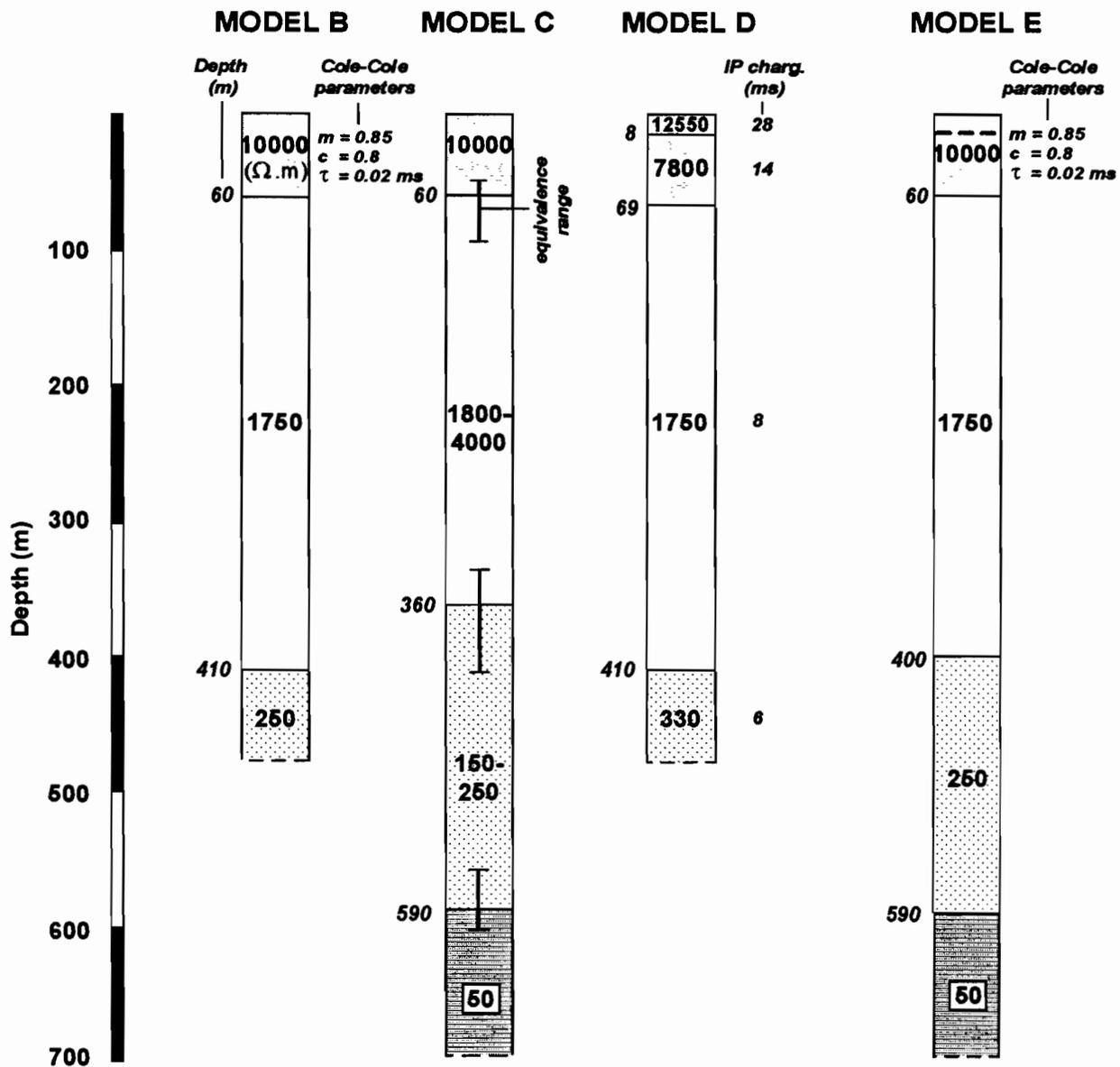


Figure 7 : Comparison between models B, C, D and E. Model B is deduced from 1D direct Cole-Cole modelling of 100x100, 200x200 m on central loop and offset TDEM data. Model C is deduced from 1D inversion of 300x300 and 400x400 m central loop TDEM data (« H » and « M » frequency). Model D is deduced from joint inversion of non-dispersive model B TDEM synthetic curve, IP and DC Schlumberger sounding. Model E is built from B, C and D models.

contribution of the conductivity response to the TDEM signal. We computed the model E for 300x300 and 400x400 m loop size for both dispersive and non-dispersive first layer. The calculation shows that late transients are not different. Consequently, we believe that the resistivity and depth determination of deep layers using those big loops and late transient can be taken with complete confidence in this area where shallow polarizable layers are present.

Regarding the Cole-Cole parameters obtained, some remarks have to be emphasized. The Cole-Cole chargeability is very high. Associated with high resistivity of the first layer and a high frequency dependence, it produced sign reversals in early time curves. An IP phenomenon is confirmed in DC time domain measurements. The origin of such a phenomenon involving dry lapilis between massive pahoehoe or “aa” basaltic lava formations is not clear. High chargeability has already been noticed for permafrost-like formations (Walker and Kawasaki, 1988). To the best of our knowledge, such an IP effect involving TDEM has never been related for volcanic areas. Some TDEM studies over volcanoes have already been carried out (Jackson and Keller, 1972 ; Jackson et al., 1986 ; Fitterman et al., 1988). Those studies never noticed any negatives in TDEM data. Pattela et al. (1991) describe examples of frequency dispersion using magnetotellurics (MT) in deep geothermal volcanic zones. IP effect is attributed to hydrothermal paragenesis which can not be taken into account in our shallower case.

As clearly described by Flis et al. (1989), IP effect is generally originated by metallic mineral grains and/or negatively charged clay disseminated in the rock. In our case, we could imagine that volcanic ashes could be altered rapidly below the surface under cover of infiltration of rainfalls. Such layers, included in resistive lava, could produce IP effect. But clayey layers would have been detected in inductive method or DC sounding. At this point of the study, we prefer to invoke any particular texture of lapilis. Geologists have noticed big amounts of this effusive material in the area reaching thicknesses of more than tens of meters. The fine-grained macroscopic texture of such effusive material could play the role of small capacitors inside the ground. Under cover of deeper alteration or water saturation, electrical contacts are probably favored and could lowered IP process. This hypothesis needs to be confirmed at other places.

Regarding to the geological implications of the model presented here, and as no drilling information is available in this area, we should note that the global resistivity arrangement is already notice in other studies. Fitterman et al. (1988) has encountered resistive first layers over deep conductive zones in Newberry volcano. On the flanks of Piton de la Fournaise

volcano (Reunion Island), moderately deep conductive layers have already been detected (Descloîtres et al., 1997 ; Ritz et al., 1997 ; Robineau et al., 1997).

For model E, the resistive first and second layers are attributed to dry volcanic recent formation (basaltic lava, lapilis or ashes effusive products). The third intermediate-resistivity layer is attributed to partially or totally water-saturated volcanic rocks alone or associated with any clayey layers between fractured lava flows. The ultimate conductive layer is attributed to the old volcanic complex, clayey zone related to deep volcanic rock alteration and/or hydrothermal zone.

## **Conclusion**

The modelling previously discussed leads us to the following conclusions :

- Any Cole-Cole dispersive model was not found to be necessarily robust when it is deduced from one set of data only. This can easily be confirmed when calculating the synthetic transient for two different loop sizes and comparing the results to corresponding field data.
- A robust dispersive model is able to be found (i) in getting a starting modelling solution given by Cole-Cole-free 1D interpretation of offset data and (ii) trial and error modelling central and offset configurations data using different transmitter loop sizes. This procedure greatly reduces the ambiguity in determining both resistivity-thickness and Cole-Cole parameters.
- The offset data as well as bigger loop size measurements are less affected by IP phenomenon. The 1D offset data interpretation can give a non-dispersive model close to the robust dispersive one.
- For shallow applications in case of high resistive polarizable superficial formations, central measurements using small loops should be avoided and the use of offset configurations can help in solving this problem.
- Other geophysical methods (as DC and IP soundings) allow to improve the validity of modelling conducting joint interpretations.

Regarding our survey, TDEM method was found to be an adequate way in prospecting low resistivity zones in such volcanic context. The origin of IP effect detected in this area remains difficult to understand. However, providing different data set, the global electrical

structure of the central part of this caldeira can be sketched. Cole-Cole direct TDEM modelling remains difficult to practice. Any inversion modelling of different data sets taking into account Cole-Cole parameters would help in recovering more rapidly robust solutions. No doubt that in other favorable conditions, AMT soundings or large DC soundings could be used in order to give a more constrained image of the ground, and jointly interpreted with TDEM data.

## References

- Barmen, G., Carvalho, V. and Querido, A., 1990. Groundwater-related geological and isotopic investigations on the Island of Fogo. An overview. Lund University and INIT file report, Praia, 72 pp.
- Cole, K.S. and Cole, R.H., 1941. Dispersion and absorption in dielectrics. 1 - Alternating current. *J. Chem. Phys.*, 9 : 341-351.
- Descloîtres, M. , Ritz, M. and Mourgues, P., 1995. TDEM soundings for locating aquifers inside the caldeira of Fogo active volcano. Cape Verde Islands. 1<sup>st</sup> Mtg. (Torino, September 25-27), European section of Environmental and Engineering Geophys. Soc., Proceedings, 110-114.
- 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: implication to the quest for groundwater. *Water Resour. Res.*, 33 (1) : 13-19.
- El-Kaliouby, H.M., Hussain, S.A., Bayoumi, A., El-Diwany, E.A. and Hashish, E.A., 1995. Effect of clayey media parameters on the negative response of a coincident loop. *Geophys. Prospect.*, 43 (5) : 595-603.
- El-Kaliouby, H.M., El-Diwany, E.A, Hussain, S.A., Hashish, E.A. and Bayoumi, A.R., 1997. Optimum negative response of a coincident-loop electromagnetic system above a polarizable half-space. *Geophysics*, 62 (1) : 75-79.
- Elliott, P., 1991. An empirical procedure for removal of polarization effects observed in TEM field data. *Expl. Geophys.*, 22 (4) : 575-582.
- Everett, M.E., 1997. Transient inductive coupling of loops over near-surface clay-bearing sandstones. Presented at 67<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg. (Dallas TX, November 2-7), Soc. Expl. Geophys.
- Fittermann, D.V., Stanley, W.D. and Bisdorf, R.J., 1988. Electrical structure of Newberry volcano, Oregon. *J. Geophys. Res.*, 93 (B9) : 10119-10134.

- Flis, M., 1987. IP effects in 3D TEM data - theory and case histories. *Exploration Geophysics*, 18 (1) : 55-58.
- Flis, M.F., Newman, G.A. and Hohmann, G.W., 1989. Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements. *Geophysics*, 54 (4) : 514-523.
- Hohmann, G.W. and Newman, G.A., 1990. Transient electromagnetic response of superficial, polarizable patches (short note). *Geophysics*, 55 (8) : 1098-1100.
- Jackson, D.B. and Keller, G.V., 1972. An electromagnetic sounding survey of the summit of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 77 (26) : 4957-4965.
- Jackson, D.B., Frischknecht, F.C. and Kauahikaua, J., 1986. Three-layer inversions for 18 TDEM soundings in the cone crater area, SW rift zone of Kilauea volcano, Hawaii. U.S. Geol. Surv. Open-file Report 87-76.
- Kamenetsky, F.M. and Timofeyev, V.M., 1984. Possibility to separate induction and polarization transients. *Physics of the Earth*, 12, 89-94 (in Russian).
- Kamenetsky, F.M. and Novikov, P.V., 1997. A physical study of low-frequency dispersion of rock conductivity in time-domain electromagnetics. *Geophys. Prospect.*, 45 (3) : 421-434.
- Kaufman, A.A., Geoltrain, S. and Knoshaug, R.N., 1989. Influence of induced polarization in inductive methods. *Geoexploration*, 26 : 75-93.
- Krivochieva, S. and Chouteau, M., 1997. Improvement in TDEM interpretations by joint inversion of different data sets. 3<sup>rd</sup> Mtg. (Aarhus, September 8-11), European section of Environmental and Engineering Geophys. Soc., Proceedings, 347-350.
- Lee, T., 1981. Transient electromagnetic response of a polarizable ground. *Geophysics*, 46 (7) : 1037-1041.
- McNeill, D.J., 1994. Principles and applications of time domain electromagnetic techniques for resistivity soundings, Geonics, Technical note TN 27.
- Nabighian, M.N. and Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In : *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Vol. 2 : Applications, Chapter 6, M.N. Nabighian (editor), Soc. Expl. Geophys. publication, 427-520.
- Patella, D., Tramacere, A., Di Maio, R. and Siniscalchi, A., 1991. Experimental evidence of resistivity frequency-dispersion in magnetotellurics in the Newberry (Oregon), Snake River Plain (Idaho) and Campi Flegrei (Italy) volcano-geothermal areas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48 : 61-75.
- 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 IP. *Geophysics*, 43 (3) : 588-609.

- Ritz, M., Descloîtres, M., Courteaud, M. and Robineau, B., 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area. Piton de la Fournaise, Reunion Island. *Geophysics*, 62 (3) : 758-762.
- Robineau, B. , Ritz, M., Courteaud, M. and Descloîtres, M., 1997. Electromagnetic investigations of aquifers in the Grand Brulé coastal area of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *Ground Water*, 35 (4) : 585-592.
- Sandberg, S.K., 1993. Examples of resolution improvement in geoelectrical soundings applied to groundwater investigations. *Geophys. Prospect.*, 41 (2) : 207-227.
- Smith, R.S. and West, G.F., 1989. Field examples of negative coincident-loop transient electromagnetic responses modeled with polarizable half-planes. *Geophysics*, 54 (11) : 1491-1498.
- Spies, B.R., 1980. A field occurrence of sign reversals with the transient electromagnetic method. *Geophys. Prospect.*, 28 (4) : 620-632.
- Walker, G.G. and Kawasaki, K., 1988. Observation of double sign reversals in transient electromagnetic central induction soundings. *Geoexploration*, 25 : 245-254.

## **6. EXEMPLES D'APPLICATION DES SONDAGES TDEM POUR LA RECHERCHE DE L'EAU SOUTERRAINE EN TERRAIN VOLCANIQUE.**

Ce chapitre présente deux exemples de prospections géophysiques électromagnétiques appliquées à l'hydrogéologie. Il s'agit des prospections conduites (1) sur le volcan Fogo (Iles du Cap Vert) et (2) dans le secteur du Grand Brûlé sur le massif du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Le contexte général de ces études a été décrit dans le chapitre 1 de ce mémoire.

### **6.1. Volcan Fogo.**

**« TDEM survey applied to groundwater investigation on Fogo volcano, Cape Verde Islands. »**

Marc Descloitres \*, Michel Ritz #, Jean-Lambert Join □ and Michel Dukhan #.

\* Corresponding author, ORSTOM, Laboratoire de Géophysique, 32 Av.H.Varagnat, 93143 Bondy Cedex, France. e-mail: descloit@bondy.orstom.fr.

# ORSTOM, BP 1386, Dakar, Sénégal. e-mail: ritz@dakar.orstom.sn

□ Université de la Réunion, Département des Sciences de la Terre, 15 Av. R.Cassin, 97715 Saint Denis de la Réunion. e-mail: join@univ-reunion.fr

(Cet article à été soumis en mai 1998 à la revue « Geophysics ».)

#### Résumé en français:

Une prospection TDEM (Time Domain Electromagnetism) a été conduite sur plusieurs zone du volcan Fogo, dans l'archipel des îles de Cap Vert, pour mettre en évidence la structure géoélectrique du sous-sol de la caldeira et du flanc ouest adossé, et pour évaluer la possibilité

de cartographier la géométrie des aquifères dans des régions couvertes par des coulées de lave très épaisses. La prospection a été faite en utilisant principalement une configuration géométrique centrale avec une boucle d'émission de 100 x 100 m. Les données de terrain ont été interprétées par des modèles tabulaires. Dans certaines zones, les données TDEM sont distordues par un effet de polarisation provoquée qui est invoqué pour expliquer ce phénomène. Nous employons un modèle de résistivité dispersive de type Cole-Cole pour obtenir une meilleure définition de la structure géoélectrique dans la zone centrale de la caldeira. La plupart des données peuvent être interprétées avec un modèle relativement simple comprenant, depuis la surface vers la profondeur, (1) un premier terrain résistant (1000 - 15000  $\Omega.m$ ) correspondant à des dépôts volcaniques secs, (2) un terrain de résistivité intermédiaire (40 - 300  $\Omega.m$ ) qui représente les terrains aquifères et (3) un substratum conducteur (4 - 50  $\Omega.m$ ) dont la nature est attribuée à des terrains saturés d'eaux minéralisées et/ou à de fortes teneurs en argile. Ce substratum est situé en général à des profondeurs n'excédant pas à 300 m. Dans le centre de la caldeira il est plus profond (600 m). Le toit de ce substratum depuis le flanc ouest jusqu'à la caldeira dessine une structure en dôme à des altitudes de plus de 1100 m à l'intérieur de l'édifice. Si l'hypothèse d'une nature argileuse est retenue, il formerait un plancher imperméable pour des aquifères perchés, ce qui favoriserait leur reconnaissance par forage en altitude.

### **Abstract**

A time-domain electromagnetic (TDEM) survey was performed at several locations of Fogo Volcano, Cape Verde archipelago. The primary objective was to estimate the electrical resistivity structure beneath the caldera and the adjoining west flank and to evaluate the possibility of mapping aquifer geometry in regions where relatively thick volcanic flows could be present. The field survey was conducted principally with a system employing a central loop configuration and a transmitter loop of 100 x 100 m. Data collected at 118 sites were interpreted initially with 1-D layered models. However, at some locations the TDEM response is distorted. An IP effect is proposed to explain this phenomena and a Cole-Cole modeling is used to obtain a more accurate electrical model. Most of the data can be interpreted with a relatively simple three-layer model showing from the surface downward the following geoelectrical units (1) a resistive layer of dry volcanic flows of 1000 to 15 000  $\Omega.m$ , (2) a less resistive layer with resistivities of 40-300  $\Omega.m$  which represents the main

body of the aquifer, and (3) a conductive layer with resistivities of 4-50  $\Omega$ .m which is believed to be related to high-salinity waters or clayey zones, or both. In the center of the caldera the conductive substratum is found at a depth of 600 m. This study suggests that the aquifer could be confined between the bottom of a very resistive volcanic flows and the top of an older and more conductive volcanic flows being a poorly permeable, dome-like, structure with its top elevated at more than 1100 m inside the volcano.

### **Introduction.**

Communities on Cape Verde volcanic islands rely almost entirely on spring catchment or drill holes for water supply. Water rationing is required during periods of normal rainfall, and droughts cause more severe water supply problems. The appraisal of groundwater resources on these islands is becoming more important as the demand for water increases.

In a volcanic edifice, the groundwater circulation and storage depend on the distribution of impermeable formation (clayey substratum, shallow altered rocks, faults or dikes). In coastal areas, salt water wedge can be encountered below sea level and constitutes a salt water contamination hazard when wells are drilled.

Geophysical surveys based on resistivity measurements are well suited for groundwater exploration. The value of resistivity is very sensitive to the nature of rocks (e.g. clay content), porosity, water content as well as the mineralization of water (McNeill, 1980). In volcanic areas, resistivity soundings are generally performed for deep geothermal zones using magnetotelluric (MT), time domain electromagnetism (TDEM) or direct current (DC) sounding techniques (Jackson and Keller, 1972; Benderitter and Gerard, 1984; Fitterman et al., 1988; Patella et al., 1991; Ross et al., 1996). Coastal zones are surveyed for groundwater because the fresh water table is considered to be often at an elevation close to main sea level and therefore accessible with drill holes at a reasonable cost. For this purpose, audiomagnetotelluric (AMT), TDEM or DC sounding techniques are also suitable (CGG, 1972 and 1984; Ritz et al., 1997; Robineau et al., 1997).

We present here the survey of the caldera and the west flank of Fogo Volcano, Cape Verde Islands, using TDEM method. Massive dry volcanic flows are essentially transparent to the EM field, whereas the deeper, more conductive fluid-saturated layers contribute strongly to the total measured field. In the horizontally layered medium, the depth to the

contact between the resistive volcanic lava and low-resistivity bodies can be mapped quite accurately. The objective of the survey were to determine the electrical structure in the first 300-600 m that may be good aquifers. In particular, TDEM survey was concentrated mainly in the caldera because it is considered as both recharge and storage zone for aquifers. These data may provide an understanding of the hydrogeological features of the study area.

## **Background informations**

### **Geology.**

Fogo Volcano is one of the nine main islands of Cape Verde volcanic archipelago located about 500-km west from the coast of West Africa (fig.1). This active volcano forms a round island of 27 km in diameter and is considered as a hot-spot (Duncan, 1984, Mazarovich, 1988). A huge half caldera floor of 8 km in diameter lies at 1700 m high. It is bordered to the west by a cliff of 500 to 1000 m high and opened to the east in direction of the main cone which forms the second highest peak in Atlantic ocean (Pico, 2889 m). A brief review of the geology is useful as a prelude to discussing the TDEM survey but very little geological data have been published about Fogo Island. De Assunção et al. (1968) have outlined the geological context and have defined two volcanic phases ante and post caldera overlying a carbonatitic basement. BURGEAP (1974) and Barmen et al. (1990) detail this scheme in considering a predominantly effusive volcanic activity called the Complex Ancient (CA) overlying a carbonatitic basement. Later, a second phase essentially explosive yielded large volume of pyroclastic materials and few basaltic lava flows, forming the Principal Eruptive Complex (PEC). Caldera was formed afterwards and last reactivation of volcanism has originated the actual Upper Eruptive Complex (UEC). This period includes the formation of the main cone, recent lava flows, and probably the destruction of eastern part of the caldera wall. Historic eruptions are located in the summit part and the last one began in April 1995 after 44 years of inactivity.

### **Hydrogeology.**

General hydrogeological features were described in several technical studies made by BURGEAP (1974), Barmen et al. (1990), and Dietrich (1995). The island of Fogo is situated at the latitude of 15° north and the climate is semiarid. Consequently, one of the main problems is water supply insufficiency. The high relief contributes to an irregular location of rainfalls,

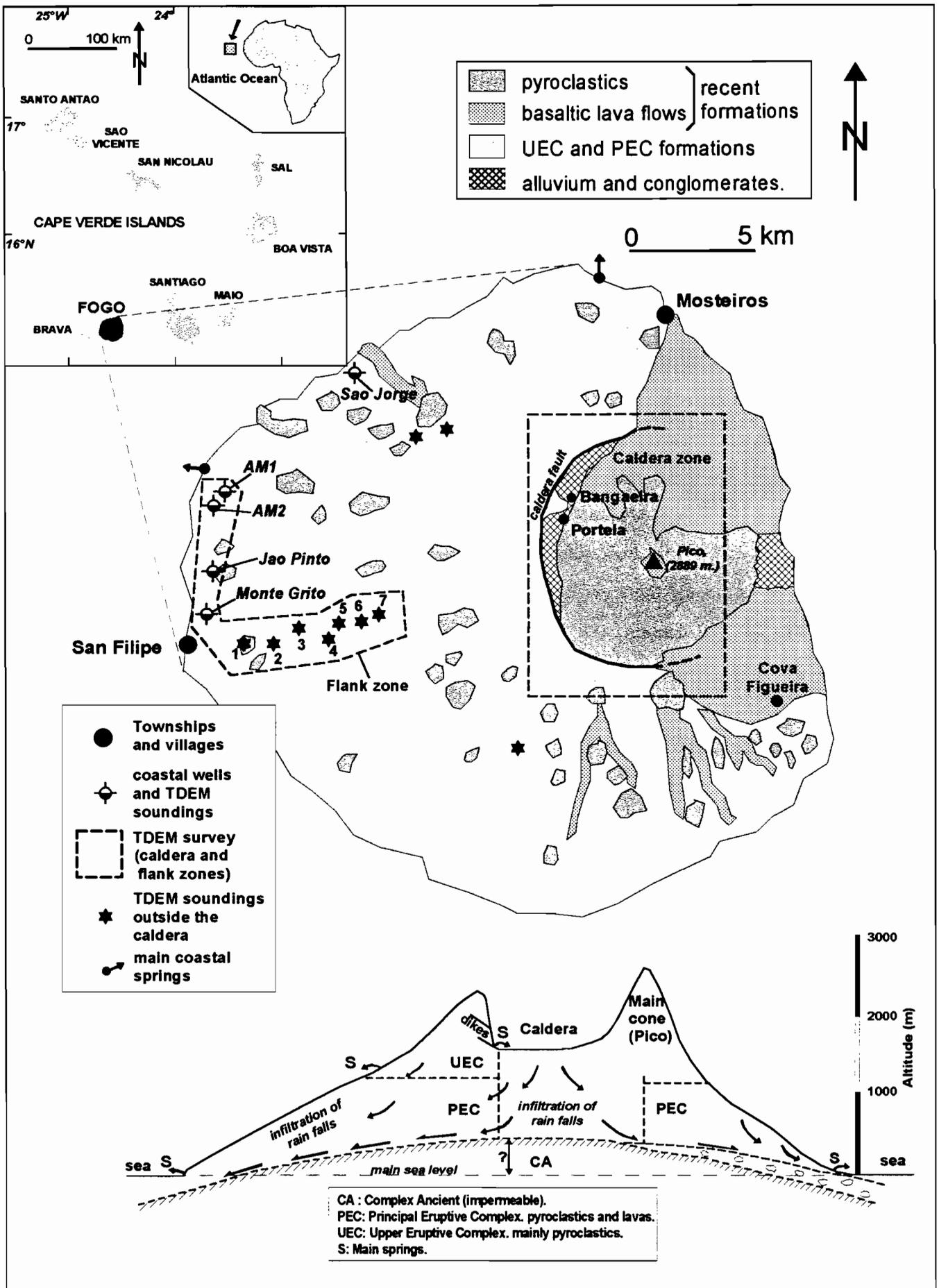


Figure 1: Fogo Volcano. Geology (after BURGEAP, 1984) and hydrogeology (after Barmen et al., 1990). Location of TDEM surveys.

estimated to 200 mm a year in the coastal areas and to 1000 mm a year in north-eastern part in direction of prevailing winds at altitudes of more than 1500 m. Because of high infiltration, the rainwater can not be restrain at the surface and is mostly supplied by the two coastal main springs and by some drill holes around the main townships of San Filipe and Mosteiros. Freshwater contamination by underlying seawater is therefore the main problem in coastal groundwater exploration. The inhabitants of the caldera take advantage of the presence of a small intermittent spring but are generally supplied by water trucks.

All the hydrogeologists are unanimous in saying that the CA is constituted of old altered volcanic flows and should be the impermeable substratum for groundwater. Its geometry and depth are decisive for groundwater storage and control the main water table elevation. If it is situated at low altitude, the main water table level should be low and any attempt to tap the aquifer is doomed to failure, excepted in coastal zones. If it is situated at higher altitude, it can elevate the main water table which could be reach by high altitude horizontal galleries as in the Canaries Islands (Custodio, 1989). Barmen et al. (1990) have drawn a hydrogeological model presented in figure 1. They call upon  $^{18}\text{O}$  and tritium analysis of coastal and altitude spring waters to conclude that coastal waters have a turn over time of more than 35 years and altitude recharge between 1500 and 1700 m, confirming by this way that the caldera area is the main recharge zone. Altitude spring waters have a shorter turn over time (less than 10 years) indicating perched aquifers. They pointed out that the elevation of CA substratum is a major unknown of this scheme.

### **Geophysics.**

Previous geophysical measurements in the area are sparse and very little has been inferred about Fogo volcanologic processes and structure from geophysical studies. Two studies using the resistivity methods (CGG, 1972 and 1984; Källren and Schreiber, 1988) have indicated that low-resistivity rocks do exist beneath Fogo. This layer is recognized at a depth of 100-150 m in the coastal area, whereas the resistivity shows the low values at a depth of about 300 m beneath the caldera. This low-resistivity layer at variable depth is overlain by a very resistive layer as high as 15 000  $\Omega$ .m..

## **Methods and data acquisition.**

### **TDEM method.**

The method uses a controlled primary electromagnetic static field source created by a current flowing in a large transmitter loop cable laid out on the ground surface. During the rapid current turnoff, an electromotive force creates eddy currents in the ground and nearby conductive bodies by induction. Those currents generate a secondary magnetic field measured on the surface during the absence of the transmitter current (i.e. without influence of the primary field) by a receiving coil. The decreasing voltage transient with increasing time is a function of the electrical resistivity of the earth under the loop. An apparent resistivity is calculated as a function of time after the turnoff of current. At greater times, the induced fields have reached further into the ground ; hence, they are representative of greater depths. There are various loop configurations in TDEM surveys. We use in this study the central loop and offset configurations (i.e. the receiver located at the center of the transmitter loop and outside, respectively). A complete description of the method can be found in the papers of Nabighian and Macnae (1991) or McNeill (1994).

### **Survey strategy.**

During late 1994, TDEM survey was made within the caldera. Figure 2 shows the site locations in three main radial profiles A, B and C and border points. This survey strategy was guided by the fact that the TDEM soundings along A, B and C profiles are almost identical to each other and do not show any shallow conductive layers contrary to many sites along the base of the cliff. For those ones, the survey was conducted doing small radial profiles with 300 m spacing between them. The first point of a profile was always as close as possible from the cliff and adjacent station is located 100 m away in the direction of the center until getting a sounding curve similar to profile A, B or C curves. For this survey a Protom EM47 system (Geonics Ltd) specially designed for shallow applications was used with a transmitter loop of 100 x 100 m and a receiver coil located at the center of the loop. In total, measurements were achieved at 118 sites over a 17 day survey period.

Anticipating with the data presentation below, it has to be noticed here that profiles A, B and C and some border sounding curves show early time sign reversals (negatives data) unexpected in central loop configuration and were therefore impossible to interpret using conventional procedures. An induced polarization (IP) effect was suspected in those areas

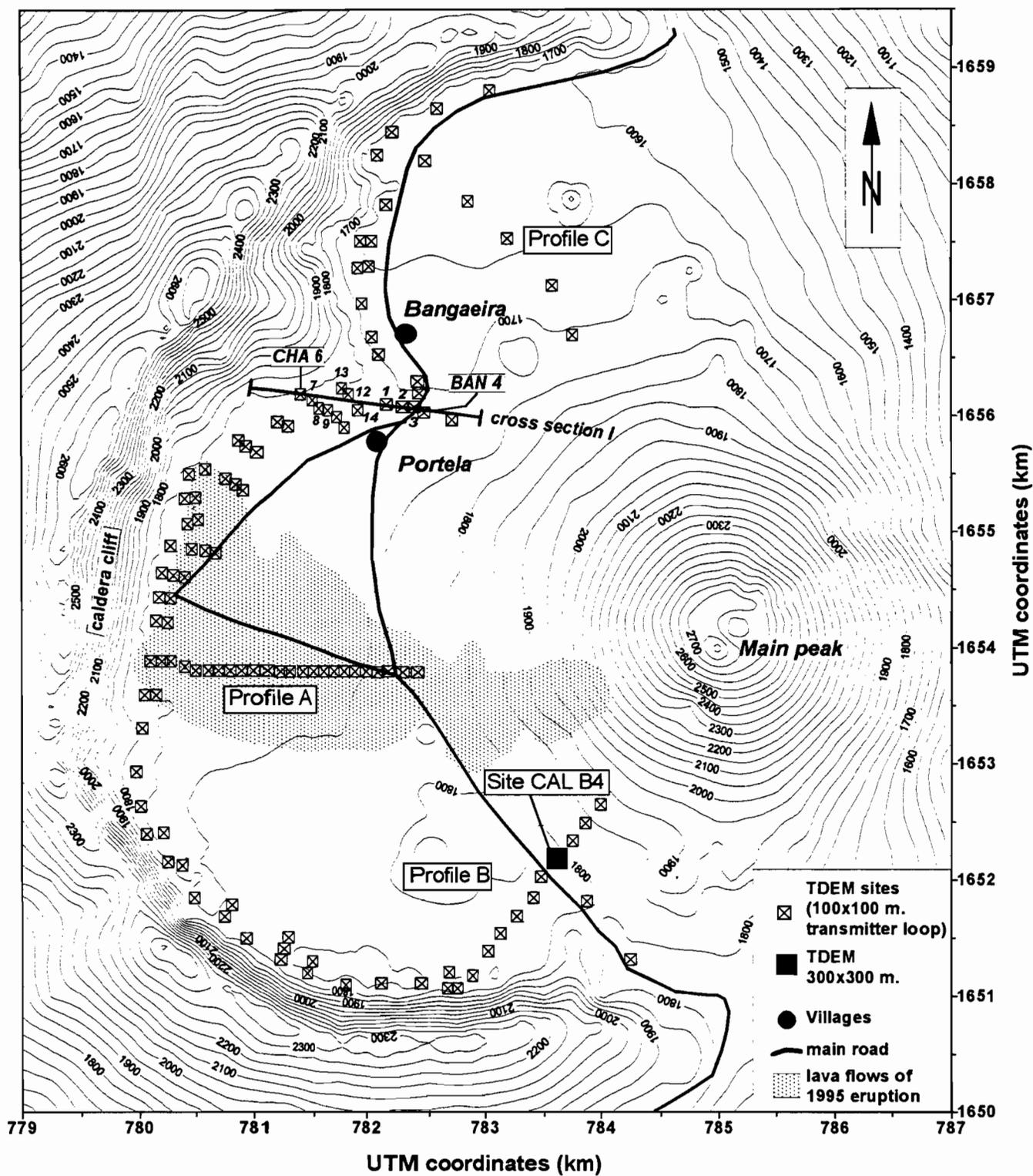


Figure 2: Caldera zone. Topography and location of TDEM sites.

(Descloitres et al., 1995). To be able to interpret those data a second survey was carried out in 1995 several months after the eruption, to investigate deeper structures and to acquire complementary data on IP phenomenon. A Protem EM37 system providing larger transmitter moments was used with the Protem EM47 system. A flank profile was done above the township of San Filipe (fig. 1). In the caldera, because of the recent lava flow covering the most part of the 1994 sites, the only remaining accessible place was the area of profile B. Along this profile the site CAL B4 was investigated using multiple transmitter loop sizes, offset measurements as well as Direct Current (DC) and IP Schlumberger soundings using a SYSCAL R2 (Iris Instruments) resistivity meter.

The EM 47 transmitter allows a 2A injection for 100 x 100 m loop. This corresponds to a transmitter moment (product of transmitter surface times current) of 20 000 A.m<sup>2</sup>. The three injection repetition rates are 237.5 Hz (“u”), 62.5 Hz (“v”) and 25 Hz (“H”) and the transient is measured in the respective overlapping time ranges of 6.8 - 696 μs, 0.035 - 2.79 ms and 0.088 - 6.97 ms. The EM 37 transmitter allows 20 - 25A injection. The larger transmitter loop size placed at site CAL B4 is 400 x 400 m. With a 20A current, this generates a moment of 3 200 000 A.m<sup>2</sup>, 160 times larger than with the EM 47 system. For our survey, we have used the EM37 repetition rate of 25 Hz (same than EM 47) and the lower rate of 6.25 Hz (“M”, time range: 3.52 - 27.9 ms). For each acquisition, hundreds of transients are stacked and the EM noise is measured on each site and compared to the data.

Finally, we have done several resistivity measurements on typical outcrops over the island using small electrode spacing (one meter). The resistivity measured can be considered as the true one at the scale of the outcrop.

### **Interpretation tools.**

The TDEM soundings showing no sign reversal in central loop configuration are interpreted with layered models using the inversion scheme of TEMIXXL software (Interpex Ltd.).

The TDEM curves, which show the early time sign reversal in 100 x 100 m central loop configuration cannot be interpreted with conventional procedure. As an IP effect was considered to explain this phenomena, we used a forward 1D modeling based on the expression of complex conductivity (Cole and Cole, 1941 ; Pelton et al., 1978) which is widely used for sign reversal in coincident and central loop TDEM data (Walker and Kawasaki,

1988 ; Kaufman et al., 1989 ; Smith and West, 1989 ; El-Kaliouby et al., 1997). Thus, for soundings at locations where sign reversal exists, the ground conductivity  $\sigma$  can be defined as

$$\sigma = \sigma_0 \frac{1 + (i\omega\tau)^c}{1 + (1-m)(i\omega\tau)^c},$$

where  $\sigma_0$  is the DC conductivity (in S/m),  $m$  the Cole-Cole chargeability (dimensionless),  $c$  the frequency dependence (dimensionless),  $\tau$  the Cole-Cole time constant (in s), and  $\omega$  the angular frequency (Hz). Seigel et al. (1997) sum up the signification of  $m$ ,  $c$  and  $\tau$  for spectral IP phenomenon measured by conventional resistivity-meters:  $m$  is the residual voltage that would be seen immediately after turnoff of an infinitely long current pulse divided by the voltage before turnoff (and therefore ranges from 0 to 1),  $c$  controls the shape of the decay curve and ranges from 0.1 to 0.6 for usual rocks and  $\tau$  determines the rate of the decay and ranges over many time decade (generally from 1 ms to 1000 s).

## Survey results

### Caldera zone.

Eleven TDEM sites along cross-section I situated above the village of Portela (fig.2) provide the examples of curves exempted from sign reversal. They are presented on figure 3 jointly with the geoelectrical cross-section deduced from 1D inversion including equivalence information. All the models fit within 3 to 6% the field data and result in a 3-layer distribution, except for site CHA 13 which does not reveal the third layer. The electrical resistivity stratification with depth in the cross-section I is representative of all the sites situated near the cliff and displays the following characteristics :

1. A near-surface layer with intermediate resistivities (300-590  $\Omega$ .m) in the west part increasing to the east to values between 1800 and 15 000  $\Omega$ .m. The thickness of this layer is increasing from 75 m to 175 m from west to east.
2. A second layer with a resistivity between 60 and 160  $\Omega$ .m. The resistivity is well defined and varies generally within of 20% from the best fitting values. Its thickness is maximum at site CHA6 (250 m) and minimum at site CHA9 (115 m). In the western part of the section, there is not sufficiently late data points in the TDEM curves to determine accurately neither the thickness of the second layer nor the resistivity of the third. We reach in this part the limit of the field configuration (100 x 100 m and 2A current) in

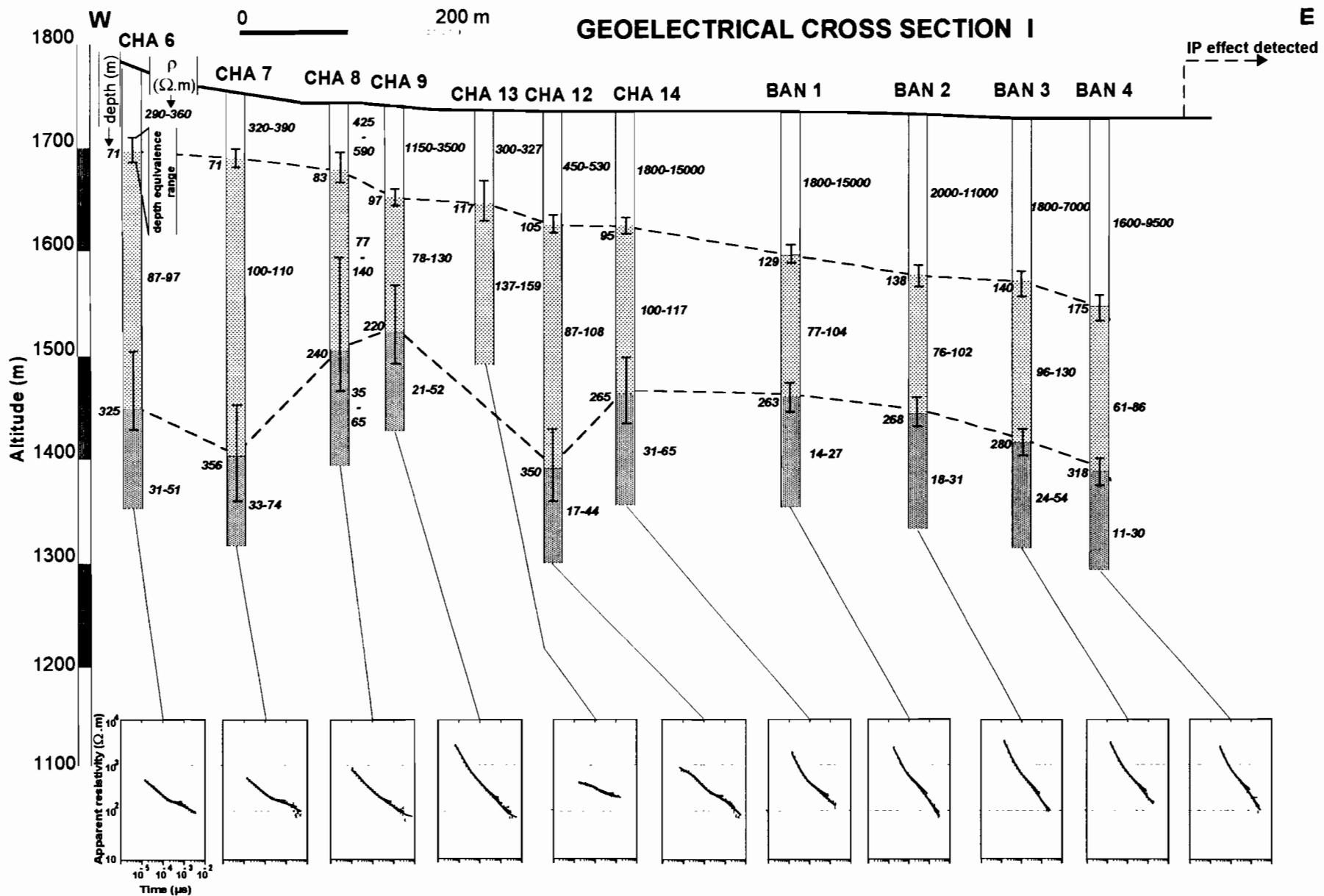


Figure 3: Caldera zone. TDEM curves of cross section I and interpretations of 100 x 100 m central loop data.

defining deep layers. In the east part, the top to the conductive third layer is well defined and deepens slowly eastward.

3. The ultimate layer is more conductive. Its resistivity varies from 11 to 74  $\Omega.m$  and is not precisely defined. It is not possible to define any general trend from west to east. The deep substratum is evidenced at cross-section I at depth between 250 to 350 m.

At the eastern part of the section after site BAN4, begins the zone where TDEM curves show anomalous transient and was not surveyed.

#### *Interpretation of CAL B4 data.*

In the central part of the caldera and at several points in the border, the curves are similar to CAL B4 data presented on figure 4. The anomalous transient shows negative points for 100 x 100 m and 200 x 200 m central loop data between 6.8 - 37  $\mu s$  and 6.8 - 13  $\mu s$  respectively. This set of data has been analyzed using the Cole-Cole forward modeling (see above) with the help of other data sets (i.e. TDEM in offset mode, DC and IP sounding data). This procedure is presented in another paper (Descloitres et al., submitted to Journal of Applied Geophysics, Feb. 1998) and the results can be outlined as follows:

- The IP phenomenon is measured by IP Schlumberger sounding for later range of time (between 160 and 1580 ms) than TDEM range of time (6.8 to 27.9 ms).

- The origin of IP effect is supposed to be originated by the texture of lapilli, effusive product which cover the entire area.

- The modeling procedure allows to recover a robust model using (i) central and offset TDEM data with 100 x 100 m and 200 x 200 m loops for the upper layers, DC and IP soundings and (ii) TDEM data with larger loops for deeper layers.

- The site CAL B4 indicates the following layers:

1. A resistive (10 000  $\Omega.m$ ) polarizable surface layer, 60 m thick. The Cole-Cole parameters are  $m = 0.85$ ,  $c = 0.8$  and  $\tau = 0.02$  ms. This layer is responsible for observed early time negative transients.

2. A high-resistivity (1750  $\Omega.m$ ) second layer 340 m thick.

3. An intermediate-resistivity (250  $\Omega.m$ ) third layer 190 m thick

4. A conductive basement (50  $\Omega.m$ ).

The top of the ultimate conductive basement, situated at a depth around 300 m near the cliff, is found at a depth of 590 m at site CAL B4. Even if site CAL B4 is not situated on the

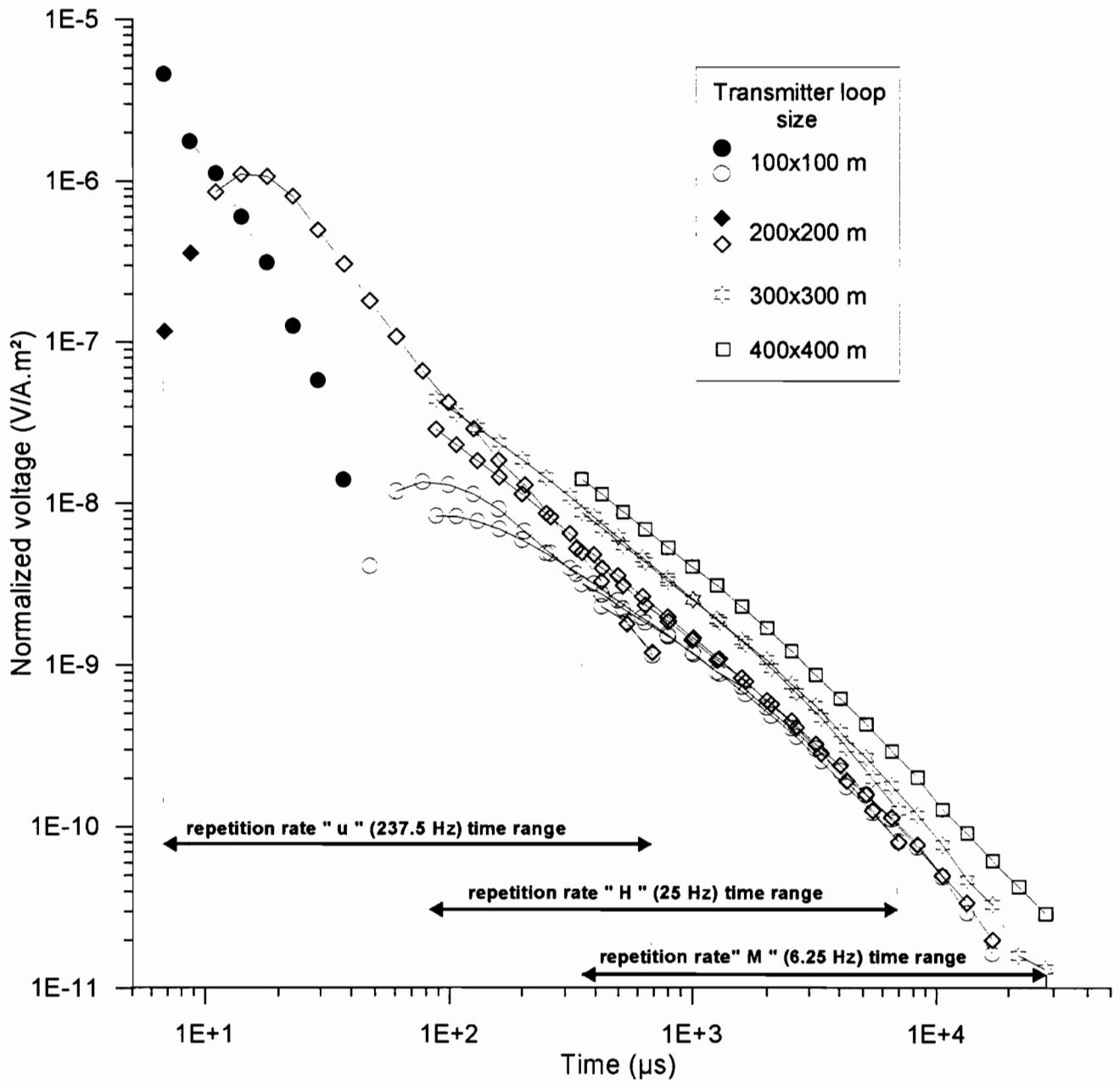


Figure 4: TDEM central loop data measured on site CAL-B4 with four transmitter loop sizes. « u » repetition rate transients are provided by EM 47 system. « H » and « M » repetition rate transients are provided by EM 37 system. The filled symbols and dashed lines indicate negative values, blank symbols and continuous lines are positive values.

same alignment with the sites of cross-section I, this difference in models suggests that the top of the conductive substratum should deepens eastward from 300 m (near the cliff) to 600 m. A confirmation of this tendency would required further soundings, but, as previously said, the site CAL B4 was unfortunately the only accessible one in 1995.

#### *Distribution of shallow conductive layers.*

In this study we consider that shallow conductive zones are those where a conductive layer was detected in the first 300 m. They are located on figure 5, using areas shaded following the resistivity of the second layer. They are situated near the caldera cliff and are not always linked with each other. In the southern area, the conductive zone is narrow. It is separated from the northern area by a 1 km long area where there is no conductive zone. The northern area can be divided into 3 zones from 1654 UTM coordinate northward. The wider one from which the cross-section I is taken, encloses the two villages of Portela and Bangaeira. This zone is marked in the topography by an enlarged cliff base. In general, the resistivity of the first low-resistivity layer (200-250  $\Omega$ .m) is higher near the cliff and decreases in direction of the main peak. Regarding the depth to the conductive layer in those areas, the scheme designed by the cross-section I - a deepening top of the first conductive layer from cliff to the center - is respected for all the points at the base of the cliff.

#### *Distribution of anomalous TDEM sites.*

Actually all the anomalous transients along profiles A, B and C are indeed almost identical each other and some forward modeling of shallow conductive and polarizable layers (not presented here) have shown that they would have been detected in the 100 x 100 m central loop survey. The thick line on figure 5 marks the limit between shallow conductive zones and anomalous transients.

#### **Flank zones.**

The results obtained along the flank profile are shown in figure 6 for sites 1-7. The 1D inverse modeling results in a 3-layer structure as follows:

1. A resistive surface layer (1100-7000  $\Omega$ .m) with an increasing thickness when going upward (75 to 250 m).

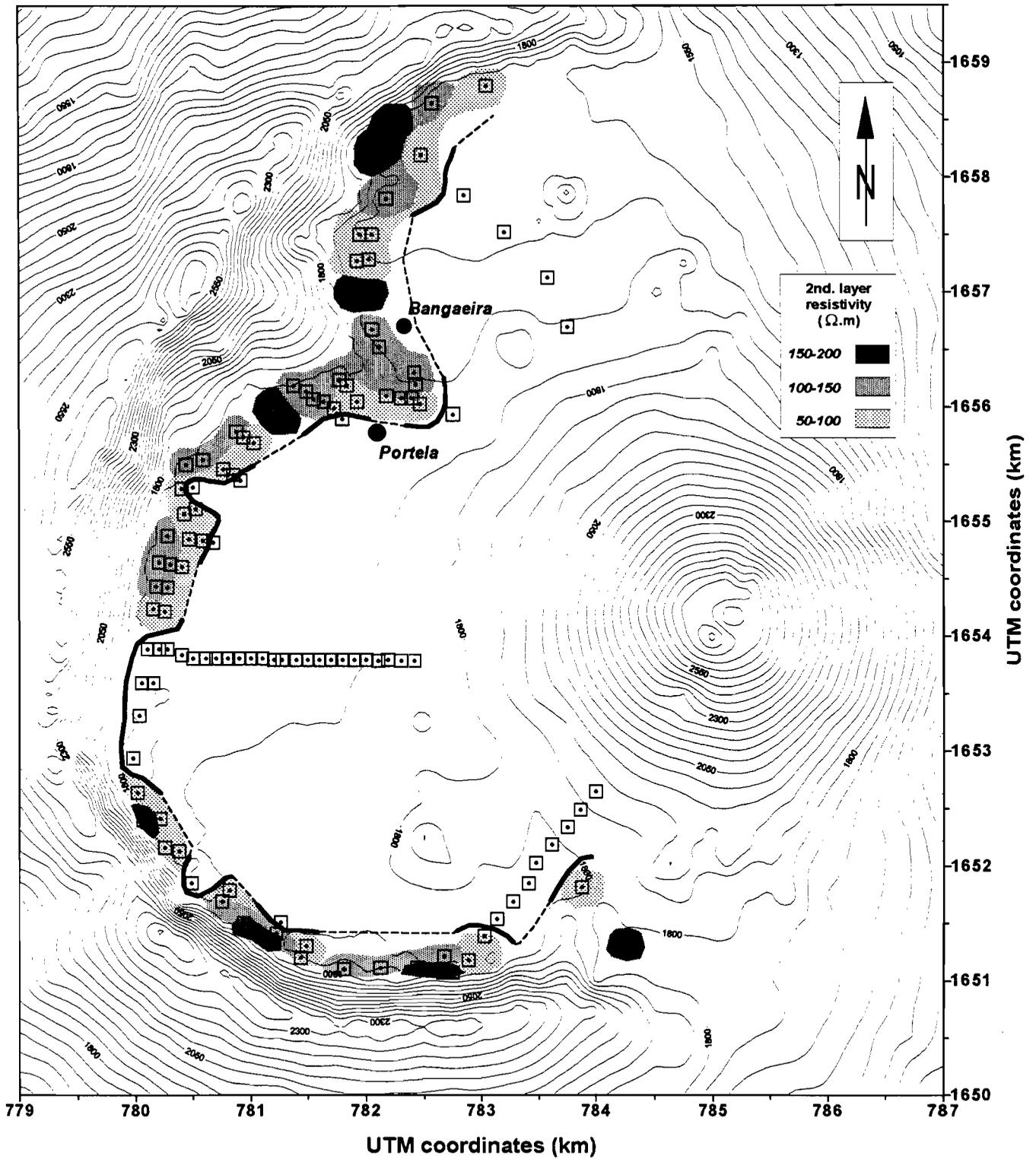


Figure 5: Distribution of the shallow conductive zones (0-300 depth range) in the caldera (greyed areas). The thick line separates the shallow conductive zones from anomalous TDEM transients located mainly on profiles A,B and C and some border points.

2. A conductive second layer. Its resistivity is well defined when this layer is thick (80 to 200 m at sites 1, 2 and 3) and varies between 40 to 100  $\Omega$ .m. For sites 4 to 7, this layer becomes very thin (less than 50 m) and its resistivity is poorly defined from 13 to 138  $\Omega$ .m. This illustrates the low detection capacity of intermediate thin layer. However this layer has been kept in the interpretation because the fit to the data was found to be much more better (8-10 %) than without it (15-16 %).

3. The ultimate layer is conductive (from 4 to 25  $\Omega$ .m). The top of this basement follows roughly the surface topography.

Three isolated soundings (fig. 1) were performed at other places in altitude (between 500 and 800 m) on the flanks. They are not presented here but the interpretations reveal the same scheme, i.e. a conductor (10-35  $\Omega$ .m) situated between 300 and 500 m depth.

## **Interpretation**

### **Resistivity evaluation from DC measurements and well information.**

In order to evaluate the rock resistivity range several DC measurements (Wenner arrays) have been made on typical outcrops over the island. The results are presented in Table 1.

The CA formation consists in various types of rocks generally altered. On the outcrop, very dry in surface, our measurements show resistivities ranging from 110 to 750  $\Omega$ .m, but falling into lower values (34-37  $\Omega$ .m) when saturated or clayey. The PEC rocks are encountered at the base of the caldera cliff. The resistivities range from 680  $\Omega$ .m to 4600  $\Omega$ .m for dry rocks. A little gallery tapping a small spring allows to measure resistivities in partially or totally saturated rocks. The resistivities range from 38 to 75  $\Omega$ .m. For UEC, the dry lapilli covering the caldera floor are the only outcrop where DC measurements are possible. The resistivities are in excess of 10 000  $\Omega$ .m.

The results of 1D inversion of TDEM soundings carried out around four coastal drill holes in the surroundings of San Filipe and one in the northern part of the island (fig 1) are presented in table 2. The interpretation reveals a 3-layer model. Comparison with the water table measured in the wells (Dietrich, 1995) allows to correlate the resistivities ranging from 65 to 90  $\Omega$ .m to the coastal aquifer. However, the water table is not always predicted by TDEM interpretation. This exception is illustrated by well AM2 where the water table is at a depth of 40 m above sea level whereas the TDEM interpretation gives the 65-90  $\Omega$ .m layer with its top

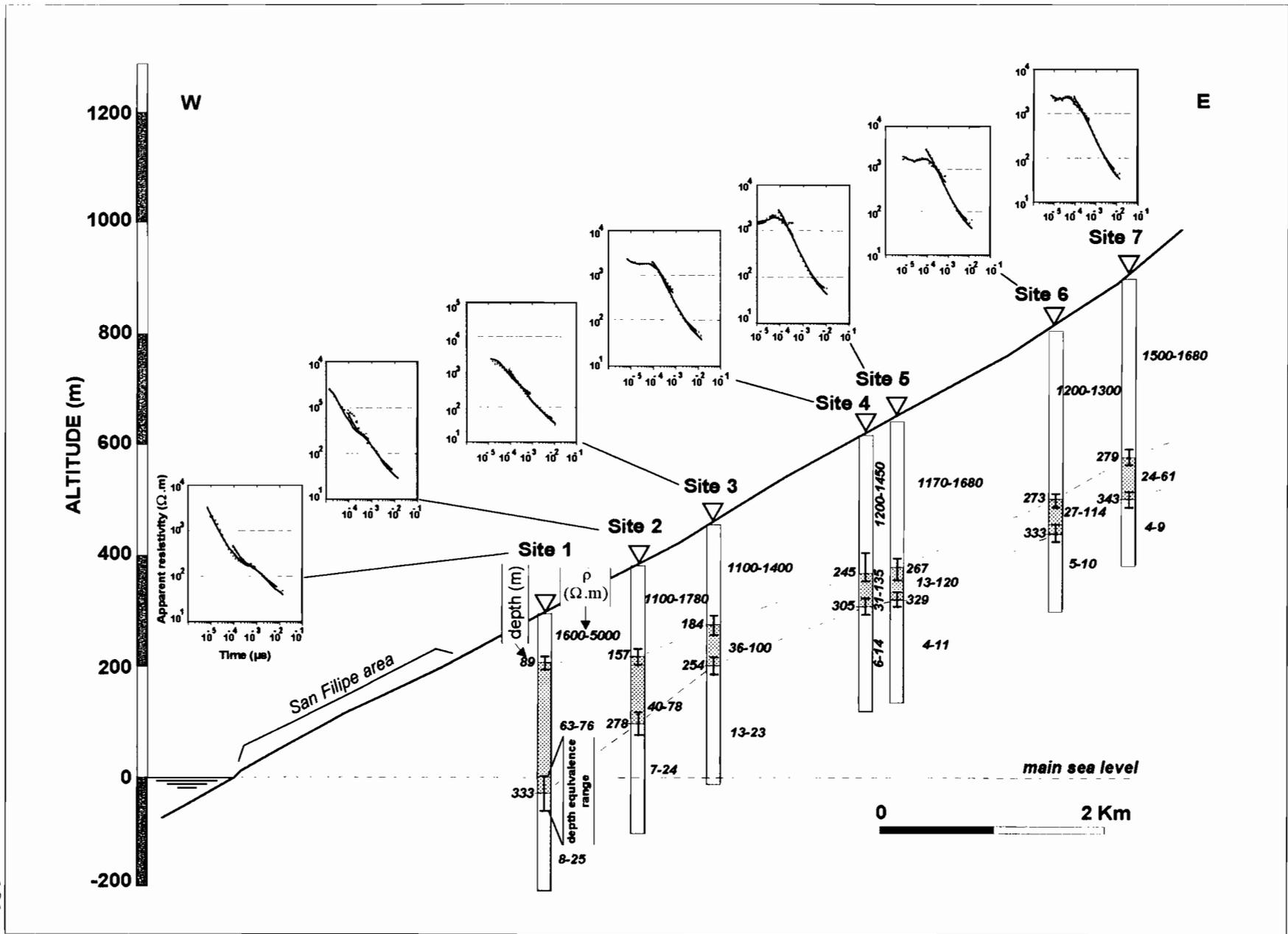


Figure 6: Flank zone. TDEM curves of sites 1 to 7 and interpretations of 100 x 100 m central loop data.

Type of rocks	Resistivity ( $\Omega.m$ )
<p><b><u>Complex Ancient outcrops :</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• indurated ashes (cinerite), dry</li> <li>• dike with calcite, dry</li> <li>• basaltic dike, dry</li> <li>• fault zone with clay, dry</li> <li>• tuf, dry</li> <li>• volcanic breccia, dry</li> <li>• volcanic breccia, water-saturated</li> </ul>	<p>270</p> <p>110</p> <p>330</p> <p>34</p> <p>750</p> <p>645</p> <p>37</p>
<p><b><u>PEC outcrops :</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• breccia with zeolite, water-saturated</li> <li>• breccia, partially saturated</li> <li>• volcanic tuf, clayey, partially saturated</li> <li>• volcanic tuf, dry</li> <li>• lapillis, with ashes, dry</li> </ul>	<p>38</p> <p>74</p> <p>45</p> <p>680 - 1400</p> <p>4600</p>
<p><b><u>UEC outcrops :</u></b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• pyroclastic lapilli, dry</li> </ul>	<p>&gt;10 000</p>

Table 1 : Results of DC resistivity measurements on typical outcrops for CA, PEC and UEC formations.

<b>Drill holes</b>	<b>Altitude (m)</b>	<b>Resistivity 1<sup>st</sup> layer (<math>\Omega</math>.m)</b>	<b>Resistivity 2<sup>nd</sup> layer (<math>\Omega</math>.m)</b>	<b>Resistivity 3<sup>rd</sup> layer (<math>\Omega</math>.m)</b>	<b>Thickness 1<sup>st</sup> layer (m)</b>	<b>Depth to 3<sup>rd</sup> layer (m)</b>	<b>Water level below surface (m)</b>
<i>Monte Grito</i>	90	500	<u>90</u>	42	<u>76</u>	180	<u>78</u>
<i>Jao Pinto</i>	100	1460	<u>75</u>	23	<u>41</u>	340	<u>85</u>
<i>AM 2</i>	95	850	<u>65</u>	25	<u>98</u>	140	<u>40</u>
<i>AM 1</i>	100	900	<u>70</u>	37	<u>97</u>	195	<u>100</u>
<i>Sao Jorge</i>	135	124	5350	<u>2.5</u>	16	<u>155</u>	<u>135</u> <i>(salt water)</i>

Table 2 : Results of 1-D inversion of 100 x 100 m TDEM central loop data nearby drill holes and water levels.

at sea level. Pump tests have shown that this situation is clearly related to perched aquifer disconnected from the main water table in this zone. The TDEM third layer is more conductive (25-42  $\Omega$ .m) and could represent the base of the aquifer in coastal areas. This layer is believed to be related to CA formation and a comparison with resistivities measured on corresponding outcrops indicates that it can be saturated. When saltwater is encountered (well Sao Jorge) the TDEM resistivity is less than 2.5  $\Omega$ .m.

Those results indicate that the resistivities can not be related to any particular type of rocks. The water content, its quality, and clayey materials play a predominant role in the resistivity values. The porosity of such different volcanic materials is able to vary largely from place to place (from fracture porosity in basaltic lava flows to microporosity in ashes or lapilli layers) and its role is not discussed here. It is clear that this parameter could also influence the resistivity values and further studies on rock samples are required to check this point.

### **Interpretation of TDEM results.**

The previous results provide an important key in explaining the caldera and flank TDEM surveys:

- The resistive layers with resistivities ranging from 300 to more than 10 000  $\Omega$ .m are attributed to dry volcanic flows. The resistivities are not well defined when they are above 500-750  $\Omega$ .m because TDEM method is inefficient in defining high resistivities (McNeill, 1994).
- The more conductive layers (40 to 300  $\Omega$ .m) can be attributed to partially to totally saturated materials. This resistivity range is wide and lower resistivities should rather be related to a higher clay content or a higher groundwater salinity, or both.
- The conductive substratum shows resistivities ranging from 4 to 25  $\Omega$ .m (flank zones), 11 to 74  $\Omega$ .m (base of the caldera cliff) and around 40-50  $\Omega$ .m (center of the caldera at site CAL B4). It can be related to clayey zones and/or mineral water saturated volcanic flows.

In the caldera, there is a suggestion of a deepening of the conductive basement from west to east which can be explained in two ways. On one hand, a water table inside the western flank could come eastward down to the caldera area to joint a deeper central water table. On the other hand, this geometry could be related to a clayey detritic zone, which could have been created during a huge slide to the east of the eastern flank of the volcano. Such a landslide has been already observed on other volcanoes in the world. The examples of such phenomena are described for example in the Hawaiian ridge (Moore et al., 1989), Mauna Loa (Lipman et al.,

1988) or east of Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, which has a structure most similar to Fogo (Lenat et al., 1990 ; Labazuy, 1991). On Piton de la Fournaise, TDEM and AMT soundings have shown that the landslide is marked with a low resistive substratum (Descloitres et al., 1997).

Whatever the origin of the phenomenon, the hydrogeological scheme can be sketched as proposed on figure 7. This scheme relies the conductive substratum deduced from TDEM sounding from the caldera to the west flanks : In the central part of the caldera, the deep conductive substratum is found at a depth of 600 m at site CAL B4, which constitutes the unique interpretation available for the entire area where anomalous transient are recorded. The deep conductive substratum is found in a shallower position near the cliff, at a depth around 300m or less. This depth is found for all the TDEM sites in this area. In the west flank, few kilometers away, a conductive substratum is found at a depth of about 300 m. On the other hand, there is a lack of geophysical information in the east part of the volcano that will be needed to detail this scheme to the east. Nevertheless, the scheme clearly draws in the central part of the volcano a high elevation position of a conductive substratum related to CA or any major altered formation inside the PEC. Above it, the probable aquifers can be considered in relation with the main water table. The discrimination between those hypotheses can not be done with the available geophysical data or drill hole information. The relatively long turn over time deduced from  $^{18}\text{O}$  and tritium measurements in coastal spring waters are rather in favor of a low porosity and high gradient water table inside the flanks as describe in the Canaries aquifers (Custodio, 1989). However, this hydrogeological scheme encourages to investigate groundwater in altitude at depths of 300-400 m in order to reach any saturated zone, or at lower depth at the base of the caldera cliff and coastal zones.

## Discussion

### Evaluation of IP effect.

The TDEM interpretation described above is mostly based upon conventional 1D interpretation. We have described an IP effect distorting the curves in the central part of the caldera. It could create a distortion of any TDEM curve and could never be seen as negative points if its amplitude is weak. Consequently, should all TDEM data be corrected from an IP effect overall? To answer to this question we have conducted a direct modeling of a two-layer structure including the IP Cole-Cole parameters ( $m = 0.85$ ,  $c = 0.8$  and  $\tau = 0.02$  ms) for the

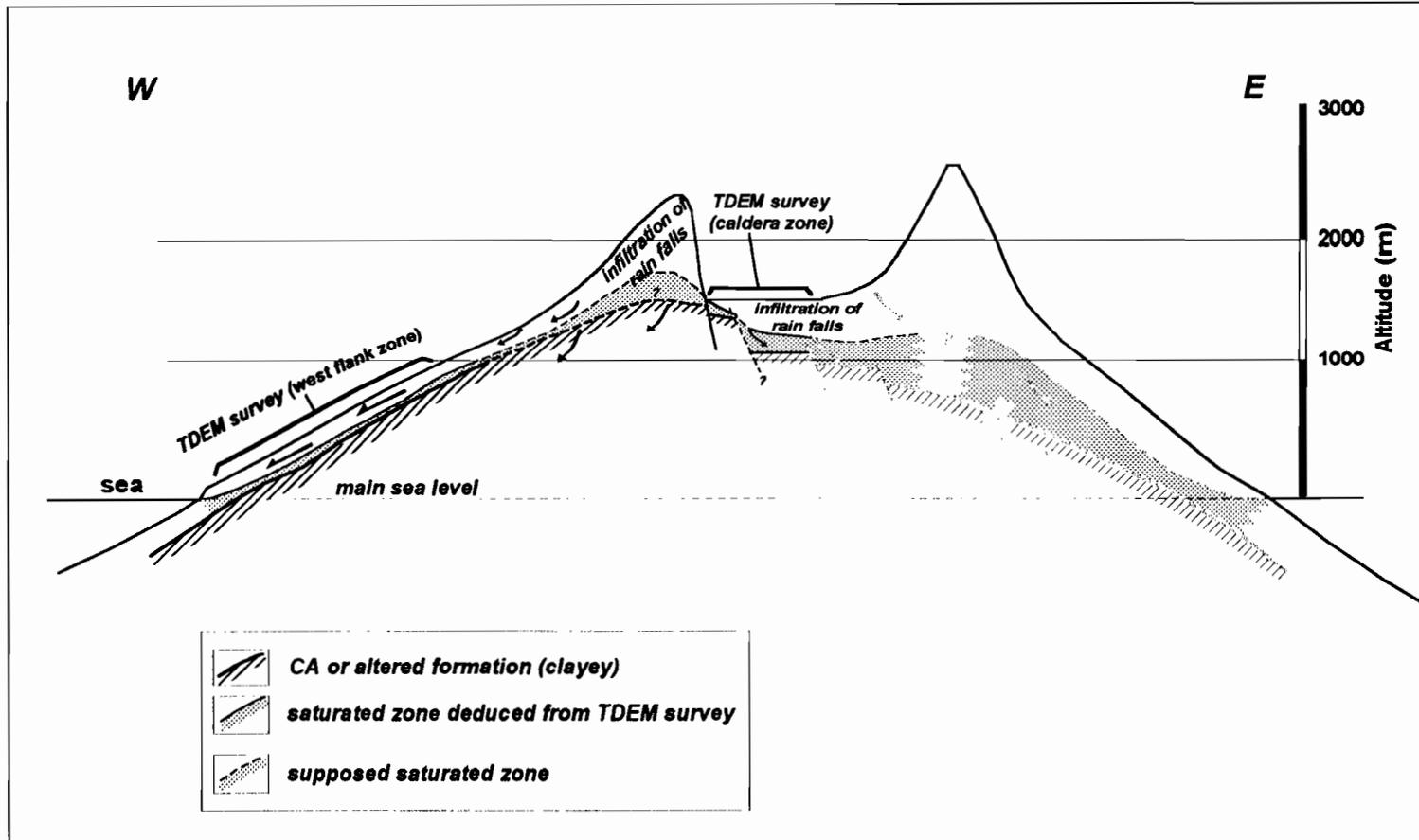


Figure 7: Hydrogeological model deduced from TDEM survey. (The east part remains unknown).

first layer and varying both its resistivity  $\rho_1$  and thickness  $t_1$ . The resistivity  $\rho_2$  of the second layer is fixed at 75  $\Omega\cdot\text{m}$ . The results of this modeling (not shown) outline the following conclusions:

- The apparition of negative points occurs when (i) the resistivity of the first layer is less than 8000  $\Omega\cdot\text{m}$  for a fixed thickness  $t_1$  of 60 m and/or (ii) the depth to the second layer is over 70 m for  $\rho_1$  fixed at 8000  $\Omega\cdot\text{m}$ .
- If there is no negative points, the TDEM curve can be still slightly distorted for 8000  $< \rho_1 < 12000$   $\Omega\cdot\text{m}$  and 40  $< t_1 < 60$  m. In this intermediate range of values, any 1D conventional inversion of the resulting curve does not differ from 15% the interpretation of the synthetic curve calculated without dispersive first layer. To illustrate this point, two models are presented here: For the first one,  $\rho_1$  is fixed to 3000  $\Omega\cdot\text{m}$  and  $t_1$  to 40 m. For the second one,  $\rho_1$  is fixed to 8000  $\Omega\cdot\text{m}$  and  $t_1$  to 60 m. A synthetic curve including polarizable first layer is generated for both models. Performing on those curves a conventional inversion that does not take into account the polarization, the results show for both models (i) a slight increase of  $\rho_1$  (4600 and 10800  $\Omega\cdot\text{m}$  respectively) and  $t_1$  (49 and 69 m respectively), and (ii) a slight decrease of  $\rho_2$  (62  $\Omega\cdot\text{m}$  for both models). If we add a third layer (25  $\Omega\cdot\text{m}$ ) at a depth of 250 meters for example, the IP effect does not affect its determination.

This modeling allows to conclude that in our case (1) any high polarizable layer of more than 60 m thick and with a resistivity less than 8000  $\Omega\cdot\text{m}$  would have been seen in the field curves as negatives and (2) for values greater than 8000  $\Omega\cdot\text{m}$  for  $\rho_1$  and 60 m for  $t_1$ , it is still possible to have a slight distortion of TDEM curves but without changing drastically the geoelectrical model. Assuming that the Cole-Cole parameters of the first layer are invariable, we believe that the interpretations of the TDEM curves at the base of the cliff can be validated if a 15% variation in resistivity and depth can be accepted. The general scheme of the interpretation is anyway respected.

This is not the case in the central part of the caldera where the very resistive polarizable first layer, followed by a second resistive over a thickness of more than 400 m, produces a pronounced distortion. A special modeling using different data sets is required to recover a robust model (Descloitres et al., submitted to Journal of Applied Geophysics, Feb. 1998).

### **Evaluation of 2D effects.**

The base of the cliff marks the location of the caldera fault. This fault could have played the role of a vertical conductive structure and be responsible for 2D effects in the sounding curves at the border. The effect of 3D conductive structures - embedded in resistive layer - on TDEM data interpreted as 1D layered structure has been investigated by Goldman et al. (1994). They have shown that the results consist in the appearance of false intermediate resistivity layers near the structure. In our case, we believe that such 2 or 3D effect can not be restrained to explain the distribution of conductive zones near the base of the cliff. Our main argument is provided by the distribution of conductive shallow zones along the base of the cliff, which is discontinuous. We believe that any 2D or 3D effects due to the fault should have been seen in a continuous way along the cliff.

### **Evaluation of the 3 or 4 layer- interpretation scheme.**

The simple scheme of 3 or 4 layer interpretation is not unique. For example, a 15 layers OCCAM-type automatic inversion provided by TEMIXXL software images generally a regularly decreasing resistivity from the surface down to the depth of the substratum originally calculated with the three-layer model. At this depth and further, the resistivity remains quite invariable. This result reflects the difficulty in determining precisely the water table from TDEM data. A resistivity regularly decreasing with depth could image a progressive water saturation. This fact has however to be confirmed by drill holes.

### **TDEM vs DC soundings.**

The comparison between our results and DC Schlumberger soundings achieved by CGG (1972 and 1984) points out the complementarity of two methods. DC soundings generally detail the upper resistive part of the geoelectrical section. The TDEM resistive first layer is frequently divided into 2 or 3 layers in DC interpretation. The resistivities of the layer attributed to aquifer are in accordance. As a contrary, both resistivities and the depth to the conductive substratum is systematically larger (100-700  $\Omega$ .m in the flanks and 100-300  $\Omega$ .m in the caldera) in DC interpretation than TDEM. The DC interpretation will require data at larger AB/2 length (up to 2500-4000 m instead of the maximum used of 1000 m) in order to define as accurately as TDEM the substratum parameters.

### **Hydrogeological scheme.**

Finally, the hydrogeological scheme is found to be rather in accordance with other volcanoes. In Canary Islands, (Custodio, 1989) most of groundwater is tapped in draining galleries in altitude. On Piton de la Fournaise volcano, Courteaud et al. (1996) have found deep conductive substratum in the eastern flank related to altered volcanic flows going up from coast into the flanks. In the summit part of Newberry volcano, Fitterman et al. (1988) encountered deep conductive zone (down to 600 m deep) with TDEM, AMT and DC methods. Some zones can be related to hydrothermal systems. In our case, hydrothermalism can not be ruled out in the central part of the caldera at 600 m deep. However, the resistivity of the substratum remains quite high (around 40  $\Omega$ .m) for such a hydrothermal system. We rather advocate for the hypothesis of a landslide floor (altered breccia zone) owing to the geomorphological similarity between the east flank of Fogo and other volcanic edifices (e.g. Hawaiï and Réunion Island). However, further studies are necessary to precise the geometry of the deep conductive substratum in the east side of Fogo.

### **Conclusion**

TDEM method has been found adequate for groundwater exploration in such a volcanic context. The method requires shorter experimental dimensions than do DC methods to penetrate resistive volcanic flows.

However, in some part of the caldera, the method suffers from a pronounced IP effect due to superficial relatively resistive thin first layer. The phenomenon can be interpreted using different data set and Cole-Cole modeling. To avoid IP distortions, small transmitter loops and central receiver location should not be used. Offset configurations and larger loop size central soundings data are necessary to recover a robust model and deeper information, respectively. The IP effect is less or even undetectable when conductive shallow layers are present and does not disrupt late transient in our case. Large transmitter loop are able to detect a conductive substratum to the depth of 600 m.

In coastal and flanks areas, the method allows an efficient detection of the conductive intermediate layer (40-300  $\Omega$ .m) related to freshwater. The coastal main water table is not systematically imaged by the interpretation and comparisons with well information are decisive. The resistivities of volcanic rocks range within a wide scale and have been found to be more

related to water content, clay content (i .e. the degree of alteration) and probably the porosity than to the nature of the rocks.

The TDEM results allow to draw a possible hydrogeological scheme, which involves a conductive substratum forming a dome-like structure at an altitude above 1100 m in the center of the island. Its nature has to be confirmed by drill holes, but its resistivity ranging from 4 to 50  $\Omega$ .m clearly indicates an altered formation. This substratum is a possible floor for the aquifer above it, detected as an intermediate-resistivity layer (50-200  $\Omega$ .m in the caldera). This layer is shallower near the base of the caldera cliff, following a discontinuous distribution. On Fogo, the geophysical interpretation still suffers from the absence of drill hole information in elevated areas. The mapping of conductive zones constitutes however an invaluable information for groundwater exploration in such a volcanic edifice under semiarid climate.

### References

- Barmen, G., Carvalho, V., Querido, A., 1990. Groundwater-related geological and isotopic investigations on the Island of Fogo. An overview. Lund University / INIT, Final Report, Praia, Lund, Sweden.
- BURGEAP, 1974. La mise en valeur des eaux souterraines dans l'archipel du Cap Vert. Final Report, Paris.
- Benderitter, Y., Gerard, A., 1984. Geothermal study of Reunion Island: audiomagnetotelluric survey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 311-332.
- CGG, 1972. Reconnaissance par prospection électrique sur l'archipel des îles du Cap Vert, Santiago – Fogo – Boa Vista – Sao Nicolau. Ministerio do Ultramar, Inspeccao Geral de Minas, Brigada de Aguas Subterraneas do cabo Verde, Praia., Massy, France.
- CGG, 1984. Prospection géophysique par sondages électriques sur les îles de Fogo et Santiago. Massy, France.
- Custodio, E., 1989. Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains. Isotope techniques in the study of the hydrology of fractured and fissured rocks . *Internat. Atomic. Agency, Vienna*, 87-137.
- Cole, K.S., Cole, R.H., 1941. Dispersion and absorption in dielectrics. 1 - Alternating current. *J. Chem. Phys.*, 9, 341-351.
- Courteaud, M., Robineau, B., Coudray, J., Ritz, M., Descloitres, Albouy, Y., 1996. Audiomagnetotelluric evaluation of saline water intrusion: Ste-Rose coastal area, piton de la

- fournaise, Reunion Island. 2<sup>nd</sup> Mtg., Env. and Eng. Geophys. Soc., European Section, proceedings, 94-96.
- De Assunção, C.T., Machado, F., Serralheiro, A., 1968. New investigations on the geology and volcanism of the Cape Verde Islands. XXIII International Geological Congress, vol.2, p.9-16.
- Descloitres, M., Ritz, M., Mourgues, P., 1995. TDEM soundings for locating aquifers inside the caldera of Fogo active volcano. Cape Verde Islands. 1<sup>st</sup> Mtg, Env. and Eng. Geophys. Soc, European Section, proceedings, p. 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. Res.*, 33, 13-19.
- Dietrich, G. 1995. Approvisionnement en eau potable de la région nord-ouest de l'île Fogo - Cap-Vert. Final Report, INGRH, CES, Praia.
- Duncan, R.A., 1984. Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of central Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 89, 9980-9990.
- El-Kaliouby, H.M., El-Diwany, E.A, Hussain, S.A., Hashish, E.A., Bayoumi, A.R., 1997. Optimum negative response of a coincident-loop electromagnetic system above a polarizable half-space. *Geophysics*, 62, 75-79.
- Fitterman, D.V., Stanley, W.D., Bisdorf, R.J., 1988. Electrical structure of Newberry volcano, Oregon. *J. Geophys. Res.*, 93, 10119-10134.
- Goldman, M., Tabarovsky, L., Rabinovich, M., 1994. On the influence of 3D structures in the interpretation of transient electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 59, 889-901.
- Jackson, D.B., Keller, G.V., 1972. An electromagnetic sounding survey of the summit of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 77, 4957-4965.
- Källren, L., Schreiber, I., 1988. Groundwater survey on Western Fogo, Cape Verde. Technical report, Dept. Eng. Geol., Lund Institute of technology, University of Lund, Sweden.
- Kaufman, A.A., Geoltrain, S., Knoshaug, R.N., 1989. Influence of induced polarization in inductive methods. *Geoexploration*, 26, 75-93.
- Labazuy, P., 1991. Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique, en domaine intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines. Thèse, Univ.Clermont Ferrand.

- Lénat, J.P., Bachelery, P., Bonneville, A., Galdéano, A., Labazuy, P., Rousset, D., Vincent, P.M., 1990. Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean), *Oceanologica Acta*, spécial vol. 10.
- Lipman, P.W., Normark, W.R., Moore, J.G., Wilson, J.B., Gutmacher, C.E., 1988. The giant submarine Alike debris slide, Mauna Loa, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 93, 4279-4299.
- Mazarovich, A.O., 1988. Tectonic position of the Cape Verde Islands in the structure of Eastern Atlantic. *Geotectonics*, 22, 261-264.
- McNeill, D.J., 1980. Electrical conductivity of soils and rocks. Geonics, Technical note TN 5.
- McNeill, D.J., 1994. Principles and applications of time domain electromagnetic techniques for resistivity soundings, Geonics, Technical note TN 27.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *J. Geophys. Res.*, 94, 17465-17484.
- Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods, *in* Nabighian, M.N, ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 2: Applications, SEG, 427-520.
- Patella, D., Tramacere, A., Di Maio, R., Siniscalchi, A., 1991. Experimental evidence of resistivity frequency-dispersion in magnetotellurics in the Newberry (Oregon), Snake River Plain (Idaho) and Campi Flegrei (Italy) volcano-geothermal areas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, 61-75.
- Pelton, W.H., Ward, S.H., Hallof, P.G., Sill, W.R., Nelson, P.H., 1978. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43, 588-609.
- Ritz, M., Descloitres, M., Courteaud, M., Robineau, B., 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area. Piton de la Fournaise, Reunion Island. *Geophysics*, 62, 758-762.
- Robineau, B., Ritz, M., Courteaud, M., Descloitres, M., 1997. Electromagnetic investigations of aquifers in the Grand Brulé coastal area of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *Groundwater*, 35, 585-592.
- Ross, H.P., Green, D.J., Mackelprang, C.E., 1996. Electrical resistivity surveys, Ascension Island, South Atlantic Ocean. *Geothermics*, 25, 489-506.
- 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., 1989. Field examples of negative coincident-loop transient electromagnetic responses modeled with polarizable half-planes. *Geophysics*, 54, 1491-1498.
- Walker, G.G., Kawasaki, K., 1988. Observation of double sign reversals in transient electromagnetic central induction soundings. *Geoexploration*, 25, 245-254.

## **6.2. Piton de la Fournaise. Secteur Pilote du Grand Brûlé.**

**“ Electrical structure beneath the eastern collapsed flanks of Piton de la Fournaise volcano, Réunion island : implications for the quest for groundwater. ”**

Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., Courteaud, M., 1997.

Water Resources Research, vol 33, N°1, p. 13-19.

### Résumé en français:

Une prospection TDEM (Time Domain Electromagnetism) et AMT (Audiomagnetotelluric) a été conduite sur le flanc est du volcan du Piton de la Fournaise à l'île de la Réunion, dans la dépression topographique du Grand Brûlé, résultante de l'effondrement et du glissement vers l'est de l'édifice. Les objectifs étaient (1) de dessiner la structure géoélectrique du sous-sol et (2) d'évaluer la possibilité de cartographier les aquifères dans un environnement volcanique relativement inconnu. Deux profils est-ouest perpendiculaires à la côte ont été réalisés aux limites nord et sud de la dépression, et les données interprétées en terme de structure 1D. Les coupes géoélectriques révèlent deux unités majeures : la première, en surface, est résistante et constituée de laves non saturées. La seconde forme un substratum conducteur à une profondeur inférieure à 500 m et qui est probablement constitué de terrain argileux imperméables. La structure se complique en bord de côte par l'introduction d'un terrain s'intercalant entre les deux précédents, de résistivité intermédiaire (100-200  $\Omega.m$ ). Il est attribué au sud à une lentille d'eau douce en équilibre avec l'eau de mer et au nord à un aquifère plus épais au sein de formations alluviales comblant une ancienne dépression (paléovallée) et constituant une structure drainante.

## Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: Implications for the quest for groundwater

Marc Descloitres and Michel Ritz

Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, Dakar, Senegal

Bernard Robineau and Michel Courteaud

Laboratoire des Sciences de la Terre, Université de la Réunion, Ile de la Réunion, France

**Abstract.** Time domain electromagnetic (TDEM) and tensor audiomagnetotelluric (AMT) data have been acquired at several locations on the eastern flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island) within a depressed area called Grand Brulé, interpreted as a collapse structure. The survey objectives were (1) to provide a geophysical estimate of the subsurface structure and (2) to evaluate the possibility of detecting aquifers in a volcanic environment not very known. The TDEM and the AMT data collected along two E-W traverses orthogonal to coastline on the northern and southern edges of Grand Brulé were interpreted with one-dimensional layered models. From the surface downward, the geoelectrical sections reveal two major units: very resistive, young lava flows (dry) and a shallow conductor (<500 m) which is probably primarily attributable to a clayey, poorly permeable base. A notable exception to this pattern is seen at sites close to the coast, where we found three-layered structures. There is an intermediate layer of resistivity of about 100–200 ohm m between the top resistive layer and bottom conductive layer that represents a probable freshwater lens in the southern part and an alluvial fan with resistivities substantially higher (200 ohm m) in the northern part of Grand Brulé. It is suggested that the 200 ohm m layer, interpreted as a buried paleoriver, corresponds to a drainage structure.

### Introduction

Electrical geophysical techniques are tools suited to groundwater exploration in coastal and island regions because the resistivity of water-bearing rocks is strongly dependent on the water content, the water salinity, and the manner in which the water is distributed throughout the rock [Keller and Frischknecht, 1966]. These methods are applicable mostly in shallow aquifers where contrasts in resistivity might be expected.

As part of the Fournaise Massif (Reunion Island) hydrogeological research program, a survey with audiomagnetotelluric (AMT) and time domain electromagnetic (TDEM) methods was carried out in the Grand Brulé (GB) area (Figure 1) on the east flank of the Piton de la Fournaise active shield volcano. The TDEM center loop sounding method was selected because of its good lateral resolution, and AMT method was initiated for detection of deeper structures compared to TDEM soundings.

The main objectives of the survey were to establish the resistivity stratification with depth, to identify formations with anomalous electrical properties, and to attempt to correlate these formations with areas where water will be predominantly flowing. The choice of sites was intended to provide two radial profiles across the Grand Brulé. The ability to follow this criterion was considerably affected by geographic factors. To the east, access problems limited the choice of sites because of

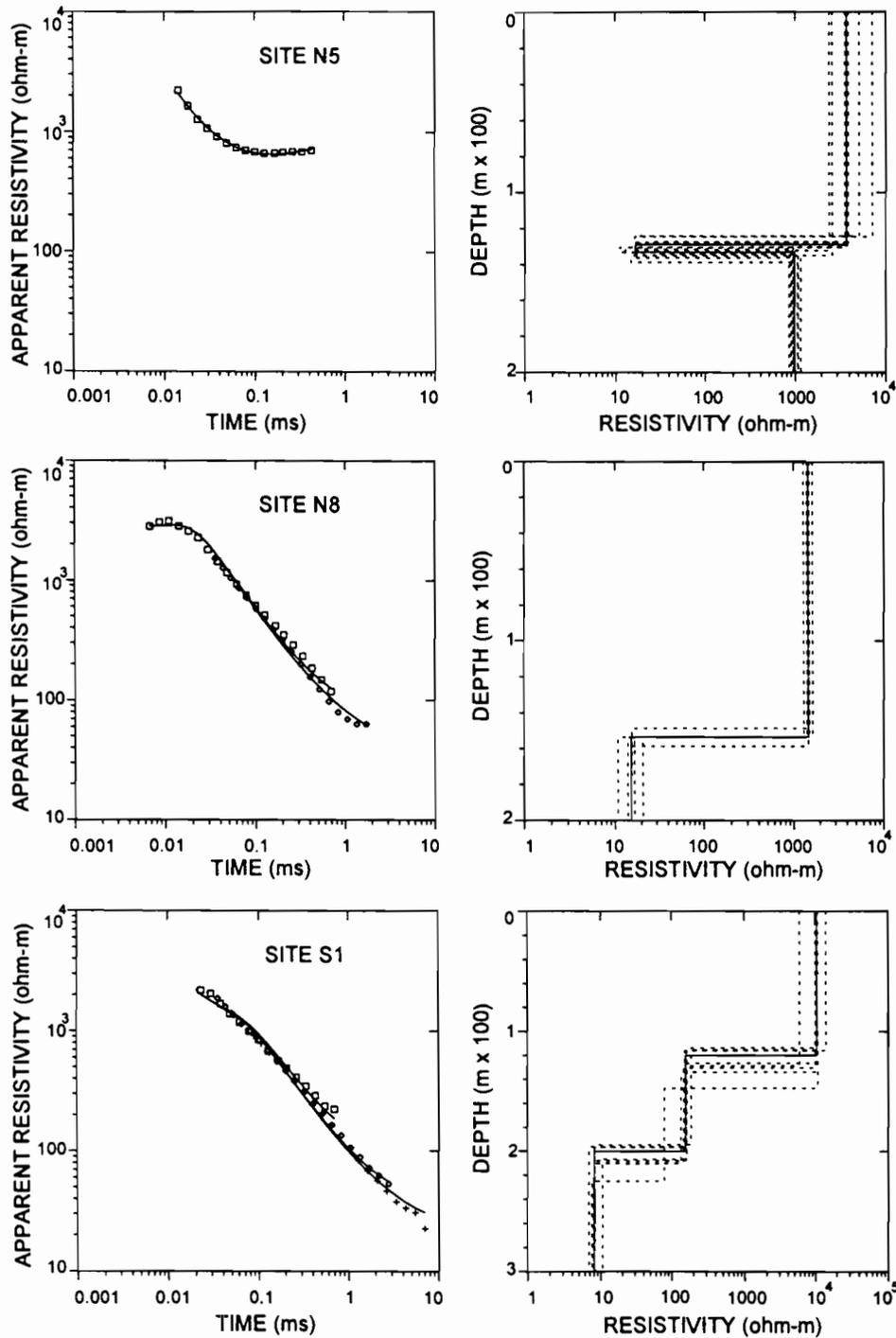
rugged topography above 800-m elevations. Finally, TDEM/AMT soundings were obtained at 14 sites (Figure 1) along the northern and southern edges of Grand Brulé. When the electromagnetic methods are applied to investigate such a volcanic area, surface topography and near-surface conductive features also complicate the interpretation [Wannamaker *et al.*, 1986; Eaton and Hohmann, 1987]. However, topographic effects for a slope in AMT [Wannamaker *et al.*, 1986] appear relatively weak if breaks in slope are not large, and the AMT response may be obtained accurately. In this paper we report the results of TDEM and AMT soundings. We present results for the Grand Brulé geophysical survey as two-dimensional (2-D) cross sections made from pieced together one-dimensional (1-D) models. These results are then discussed.

Grand Brulé represents the coastal part of a peculiar morphological feature on the eastern part of Piton de la Fournaise. This U-shaped feature, bordered by two linear cliffs and interpreted as a collapse structure, opens the caldera to the ocean. Its surface is covered by recent low-dipping basaltic lava overflowing from the caldera. Previous interpretations of a huge slumped block [Duffield *et al.*, 1982] or multiple landslides on the volcano eastern flank [Chevallier and Bachélery, 1981] have recently been discussed after oceanographic surveys and large debris slumps have been mapped just offshore Grand Brulé [Lénat *et al.*, 1989]. A reconnaissance AMT survey was carried out by Benderitter and Gérard [1984] across Grand Brulé. Results showed a conductive layer at depths of 0.5–1 km beneath the northern coastal part of Grand Brulé and Bois Blanc rampart area. A gravimetric survey has revealed a major anomaly

Copyright 1997 by the American Geophysical Union.

Paper number 96WR02673,  
0043-1397/97/96WR-02673\$09.00



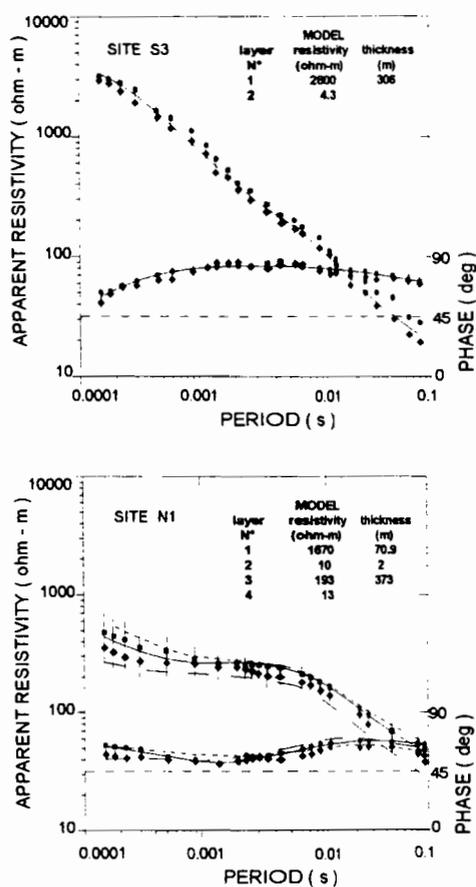


**Figure 2.** Examples of TDEM sounding curves at typical sites N5, N8, and S1 (Figure 1). Symbols in the left-hand graph represent three-frequency field data. Solid lines (in the left-hand graph) represent three-frequency calculated responses for the best fit models shown in the right-hand graph. Dashed lines are the equivalent models. At sites N5 and S1, late-time data are rejected because the signal appeared to be noisy.

inductive controlled source electromagnetic methods [Stenberg *et al.*, 1988; Pellerin and Hohmann, 1990]. To correct this shift, we have utilized the procedure of Pellerin and Hohmann [1990] based on 1-D TDEM inversion. For example, from the TDEM model at site N4, an AMT sounding curve is computed within the period of AMT and TDEM overlap (frequencies above 300 Hz and higher). It appears that all three curves have

the same shape and are parallel. The TDEM apparent resistivity curve agreed closely with the AMT maximum amplitude curve, and this one should be used to obtain a much more accurate picture of the resistivity structure at depth.

Strong lateral changes in surface resistivity change the electromagnetic field considerably. For example, the effect of the ocean shore is well known [e.g., Ogawa, 1987]. However, for



**Figure 3.** Examples of AMT soundings for sites N1 and S3 (Figure 1). Solid squares and diamonds with errors bars (95% confidence intervals, not plotted when smaller than the symbols) denote the observed values for TM and TE mode, respectively. Solid lines represent the fit obtained with one dimensional (1-D) models. The upper part of the model for sounding N1 is obtained from the results of the TDEM interpretation. At site N1, short- and long-dashed lines are transverse magnetic and transverse electric mode responses, respectively, determined from a 2-D model with an ocean (see text).

soundings more than 1–2 skin depths from the boundary, the ocean has a minor effect. In the study area the soundings N1, N2, and S1 close to the coast can be influenced by the coastal effect. Site N1 is less than 500 m from the ocean, and the skin depth at 100 Hz is about 500 m assuming the resistivity of 100 ohm m. An assessment of the coastal effect has been made from 2-D models [Wannamaker *et al.*, 1987]. We started 2-D modeling with only the shallow resistivity and depth features referring to the preliminary 1-D result [Jupp and Vozoff, 1975] at site N1 close to the coast (Figure 1), including topography [Wannamaker *et al.*, 1986] but no ocean. The AMT responses of TM and TE mode were calculated and compared with the field values along profile N. For example at site N1, topographic responses for both modes appear nonanomalous (isotropic) across the observational bandwidth (a 1-D interpretation is appropriate) and are within the error bars of the field data (Figure 3). Errors are generally within 22% for the apparent resistivities and within 8% for the phase. In Figure 3, topographic responses were omitted for clarity. To see the coastal effect in AMT data, responses for the initial 2-D model

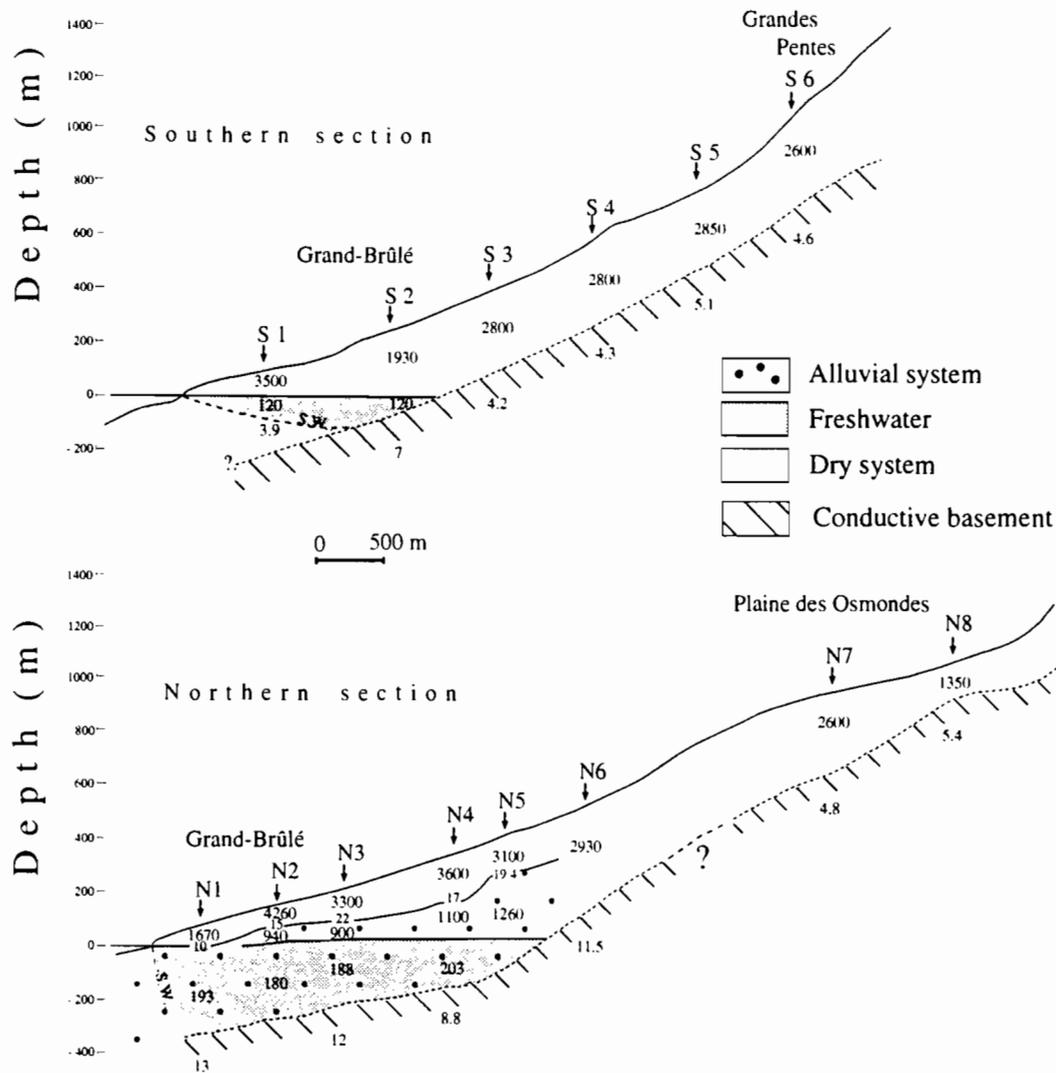
with a conductive ocean (0.3 ohm m) were calculated. Site N1 (Figure 3) shows a significant amount of shift between the TM and TE calculated amplitude curves across the entire bandwidth. However, the TM calculated responses from models with and no ocean are very similar and are within the confidence limits of the observed values for TM mode. Consequently, for a first-order approximation, the effect of the ocean in the TM mode data above 10 Hz can be neglected. The ocean has a major effect in TE mode. At site N2, coastal effect is much more weakened and appears at frequencies below 30 Hz for TE mode. For the remainder of the sites a contribution from the ocean can be neglected above 10 Hz.

On the basis of these analyses, 1-D inversion [Jupp and Vozoff, 1975] was employed to fit the AMT data. At sites N1, N2, and S1 close to the coast the TM mode data have been emphasized in the modeling process because they are more immune to coastal effects in the area than are the TE mode data, as discussed above. We used the TDEM models as constraints on the shallow structure to produce AMT results that are similar to the field measurements. The inferred resistivity structures by 1-D inversion at each site are then pieced together to produce a cross section along two profiles. Typical field data and synthetic data from 1-D inversion are shown in Figure 3. Our constraints based upon interpretation of TDEM data may be erroneous; however, we are confident that these are realistic because the results from completely different electrical methods match. The cross section for profile N (Figure 4) indicates the following resistivity properties of the northern edge of Grand Brulé: (1) a resistive surface layer 70–400 m thick that can be locally subdivided into two units for coastal soundings (sites N1–N5), where additional conductive layers of less than 20 ohm m, 5–10 m thick appear in the interior of the resistive layer, (2) an intermittent second layer of intermediate resistivity values of about 200 ohm m, 200–400 m thick. This layer becomes less thick as one goes farther away from the coast, and a discontinuity, possibly a major fault or an unconformity is suggested between sites N4 and N6, as evidenced by the disappearance of this intermediate resistivity layer east of site N6, and (3) a low-resistivity third layer (8–15 ohm m). The top of this conductor has an irregular form and dips eastward. The resistivity structure deduced for the southern edge of Grand Brulé is much simpler than that for the northern edge. Our interpretation indicates that the study area can be broadly divided into two geoelectric regions: the summit area and the coastal area. The summit area consists of two layers whose resistivities vary from more than 2000 ohm m at the surface to 10 ohm m or less at depths of about 300 m. Beneath the coastal area, a 120–200 ohm m layer is sandwiched between a high-resistivity layer above and a low-resistivity layer below.

### Comparison With Well Information

As seen in Figure 1, two wells [Gérard and Rançon, 1981; Rançon *et al.*, 1989] have been drilled in Grand Brulé (GB), but only lithologic logs based upon cuttings (sampled every 5 m) and cores exist. No information is available about the depth of the water table. At GB (3 km deep) the temperature does not show any significant gradients above a depth of about 480 m, where high porosities and permeabilities occur in the subaerial basaltic flows. At Vierge au Parasol (VP) (235 m deep) there is no significant decrease in porosity with depth.

Comparison between the lithologic log from VP (Figure 5) and layered resistivity sounding interpretation from site N1



**Figure 4.** Composite geoelectrical 1-D cross sections along two profiles N and S (Figure 1) obtained from the combination of TDEM and AMT data. The numbers are interpreted resistivities in ohm meters. The first-layer resistivities were determined from TDEM data. The interrupted solid line indicates the positions of conductive discontinuities as seen by the EM47 system. The intermediate resistivities (120–200 ohm m) were determined by AMT data. An interpretation of the inferred resistivity structure is also shown. SW is the saltwater wedge.

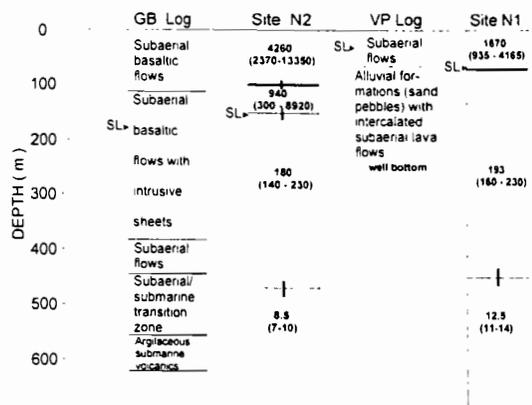
(650 m from VP) shows a correspondence between the sub-aerial basaltic surface flows and the resistive (1670 ohm m) first layer. The transition to the alluvial deposits is marked by a 2-m-thick layer with a minimum resistivity of 10 ohm m which is not present in the VP log. The 193 ohm m unit is related to the sequence of basaltic materials with many alluvial beds.

The lithologic log from GB (Figure 5) is compared to the modeling results at site N2, located about 900 m to the south. The upper resistive layer (4260 ohm m) coincides with the subaerial basaltic flows. The top of the low-resistivity unit (8.5 ohm m) in depth roughly coincides with a lithologic boundary, namely with the top of the transitional sequence characterized by intercalation of subaerial and submarine flows and the presence of coastal deposits. The 940 ohm m unit at site N2 is not present in the GB log.

## Discussion

On the basis of the well VP and GB log information, possible explanations for the difference between the resistivities of the different layers (Figure 4) are the degree of fluid saturation, pore fluid resistivity, and presence of clays. For profile N and S (Figure 4), resistivities in excess of 900 ohm m probably represent dry or slightly wetted basaltic materials. In some parts of the cross section N, mainly in the eastern half, intercalated intermittent thin low-resistivity layers occur within lava flows and might be due to the prevalence of argillized interbedded lahars.

The intermediate resistivities (120–200 ohm m) are too low for dry basaltic rocks and can be interpreted in terms of freshwater saturation in the second layer. Correlation with well VP



**Figure 5.** Comparison of the geophysically determined layers from the AMT/TDEM data at sites N1 and N2 with drill hole sections at VP and GB, respectively. In the geoelectrical models the heavy horizontal line represents a thin conductive (about 10 ohm m) layer. Numbers are the interpreted resistivities in ohm meters. Acceptable resistivities are indicated by values in parentheses. The error bars on the layer boundaries are 95% confidence intervals (not shown when smaller than the line thickness). SL is the sea level.

log information shows that this aquifer is composed of alluvial formations. The high-/intermediate-resistivity interface is generally found at about MSL (sites N1–N4 and S1–S2).

The deeper layer is characterized by resistivities of less than 15 ohm m, which points to clayed zones or a higher groundwater salinity or both. The persistence of low resistivities from the coast to farther inland in high areas where the conductor top rises to greater than 800 m above sea level is best explained by clayed zones. Near the coast, however, seawater intrusion cannot be ruled out as the cause of the low resistivities because depths to the conductive layer are BSL. In the absence of additional supporting information we assume that the conductor may be the manifestation of a clayey, poorly permeable base, probably containing saline water near the coast.

A comparative analysis of the two profiles N and S underlines the complex electrical structure of the Grand Brulé/Plaine des Osmondes area. Profile S is quite simple, and a coherent geological interpretation can be proposed up to 300-m elevation. A resistive layer of recent lava flows with high porosity overlies a very conductive basement of unknown thickness. The top of this basement may be the upper part of a layer of mixed, crushed argillized basaltic materials produced by a huge landslide on the volcano flank. Freshwater above this relatively impermeable layer lies upon the seawater near the coast with a typical landward low-dipping interface and forms a third freshwater saturated interbedded basaltic layer of intermediate resistivity. If the upper part of profile N (sites N7 and N8) resembles profile S with resistive lava flows overlying a conductive layer, its lower part shows a five-layer geoelectrical model (sites N1–N4). However, well VP (near site N1) has delivered crucial information, namely that below 60 m of recent lava flows, alluvial deposits were found down to 170 m BSL. The thick (>300 m) layer of intermediate (~200 ohm m) resistivity found at site N1 is then probably related to this alluvial fan. Its geophysical continuity inland suggests a paleoalluvial system up to the Plaine des Osmondes area. The thickness of this layer and its present location BSL may be explained by contemporaneous or late seaward collapse of

Grand Brulé during the paleo-iver formation. The observed resistivity jump from 800–1200 ohm m to 180–200 ohm m near MSL is clearly related to the water table with a contact between dry and freshwater saturated alluvium.

## Conclusions

The TDEM/AMT survey has proven to be particularly effective for defining the shallow geoelectrical structure of a volcanic body and the aquifer system developed in it. Such measurements may be used to locate large bodies of groundwater with anomalous electrical properties. Grand Brulé resistivity survey on its northern edge suggests the presence of a previously unknown thick aquifer below sea level, which contains freshwater even near the coast. This aquifer can be related to alluvial formations revealed by a borehole near the coast. Its geophysical continuity landward is interpreted as a major paleoalluvial system buried under recent lava flows. This subsurface drainage structure likely obtains its recharge from precipitation in the Plaine des Osmondes and Enclos Fouqué areas (Figure 1).

**Acknowledgments.** This work was supported by a Conseil Général de la Réunion research grant in the framework of Fournaise Massif Hydrogeological Program directed by J. Coudray. We are grateful to Y. Albouy, P. Mourgues, and J. Descloitres for their field contributions. The writers also thank J. Kauahikaua and an anonymous reviewer for critical reviews and many useful suggestions on the manuscript.

## References

- Benderitter, Y., and A. Gérard, Geothermal study of Réunion Island audiomagnetotelluric survey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 311–332, 1984.
- Berdichevsky, M. N., and V. I. Dmitriev, Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves, in *Geoelectric and Geothermal Studies*, edited by A. Adam, pp. 163–221, Akad. Kiado, Budapest, 1976.
- Chevallier, L., and P. Bachèlery, Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Île de la Réunion, Océan Indien, *Bull. Volcanol.*, 45, 287–298, 1981.
- Duffield, W. A., L. Stieltjes, and J. Varet, Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, 14–160, 1982.
- Eaton, P. A., and G. W. Hohmann, An evaluation of electromagnetic methods in the presence of geologic noise, *Geophysics*, 52, 1106–1126, 1987.
- Fitterman, D. V., and M. T. Stewart, Transient electromagnetic sounding for groundwater, *Geophysics*, 51, 995–1005, 1986.
- Gérard A., and J. P. Raçon, Évaluation du potentiel géothermique de l'île de la Réunion, Étude détaillée du site du Grand-Brulé, *Rep. BRGM-81SGN669GTH*, 13 pp., Bur. de Rech. Geol. et Minières, Orléans, France, 1981.
- Jiracek, G. R., Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction, *Surv. Geophys.*, 11, 163–203, 1990.
- Jones, A. G., Static-shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment, *Geophysics*, 53, 967–978, 1988.
- Jupp, D. L. B., and K. Vozoff, Stable iterative methods for the inversions of geophysical data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 50, 333–352, 1975.
- Kaufman, A. A., and G. R. Keller, *Frequency and Transient Sounding*, 685 pp., Elsevier, New York, 1983.
- Keller, G. R., and F. C. Frischknecht, *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*, Pergamon, Tarrytown, N. Y., 1966.
- Lénat, J. F., P. Vincent, and P. Bachèlery, Sea-beam mapping of the offshore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean), structural and geomorphological interpretation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 1–36, 1989.
- Ogawa, Y., Two-dimensional resistivity modeling based on regional

- magnetotelluric survey in the northern Tohoku district, northeastern Japan. *J. Geomagn. Geoelectr.*, *39*, 349–366, 1987.
- Pellerin, L., and G. W. Hohmann, Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, *55*, 1242–1250, 1990.
- Rançon, J. P., P. Lerebour, and T. Augé, The Grand Brulé exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. 1. Lithostratigraphic units and volcano structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*, 113–127, 1989.
- Sternberg, B. K., J. C. Washburne, and L. Pellerin, Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, *53*, 1459–1468, 1988.
- Strangway, D. W., C. M. Swift, and R. C. Holmes, The application of audio-frequency magnetotelluric (AMT) to mineral exploration. *Geophysics*, *38*, 1159–1175, 1973.
- Vozoff, K., The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, *37*, 98–141, 1972.
- Wannamaker, P. E., J. A. Stodt, and L. Rijo, Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements. *Geophysics*, *51*, 2131–2144, 1986.
- Wannamaker, P. E., J.A. Stodt, and L. Rijo, A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, *88*, 277–296, 1987.
- M. Courteaud and B. Robineau, Laboratoire des Sciences de la Terre, Université de la Réunion, BP 7151, 97715 St-Denis messag cedex 9, Ile de la Reunion, France.
- M. Descloitres and M. Ritz, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, BP 1386, Dakar, Senegal. (e-mail: descloit@dakar.orstom.sn)

(Received July 11, 1995; revised August 13, 1996; accepted August 28, 1996.)

## **7. SYNTHÈSE DE L'ÉTUDE.**

Le géophysicien « chercheur d'eau » dispose d'un certain nombre de méthodes lui permettant de déterminer les contrastes de résistivité du sous-sol. Les formations aquifères étant généralement plus conductrices que les terrains qui les recouvrent, les méthodes électromagnétiques se prêtent bien à leur détection, car elles se fondent sur la mesure des champs magnétiques ou électriques générés par les courants électriques induits majoritairement dans les conducteurs. Le choix d'une méthode de prospection EM dépend de nombreux facteurs : profondeur d'exploration souhaitée, configuration du terrain (topographie, état de surface, ..), coût de mise en œuvre, structures géologiques, niveau de bruit EM ambiant, etc.

Au cours de cette étude, nous avons évalué l'emploi des sondages TDEM pour la détection des formations conductrices au sein de terrains volcaniques dans une gamme de profondeur entre 10 m et plusieurs centaines de mètres. Cette synthèse présente :

1). Les principaux avantages de cette méthode, utilisée seule ou conjointement avec des méthodes EM plus traditionnelles telles que l'AMT par exemple, mais aussi avec la méthode des sondages électriques à courant continu. Nous nous sommes volontairement limités pour cette synthèse à l'expérience acquise en terrain volcanique, bien que ces avantages puissent être transposés à d'autres contextes.

2). Les principaux inconvénients de la méthode.

3). Les difficultés d'emploi lorsque le sous-sol présente des propriétés complexes, telles que la polarisation provoquée et la viscosité magnétique. Nous proposons des solutions pour adapter la mise en œuvre de la méthode sur ce type de terrains et obtenir une interprétation plus fiable.

4). Les intérêts de l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes.

5). Les perspectives de recherche.

### **7.1. Les avantages des sondages TDEM.**

En partant du principe selon lequel on désire en un point particulier une information quantitative sur les structures conductrices du sous-sol pour des applications qui restent relativement superficielles, avec des structures géologiques globalement tabulaires, et un

environnement qui ne soit pas exagérément perturbé par un bruit EM trop intense, les sondages TDEM présentent les principaux avantages suivants :

- Tout d'abord, la nature contrôlée de la source EM, tant du point de vue de la forme et de l'intensité du courant que sur la possibilité qu'on a de faire varier la taille de la boucle d'émission, permet d'adapter avec relativement de souplesse les dispositifs géométriques pour *explorer le terrain à diverses profondeurs*.
- Une fois le dispositif d'émission installé, le sondage est *très rapide*. A titre d'exemple, en terrain dégagé, il faut 20 à 30 mn pour déployer une boucle d'émission de 100 x 100 m et effectuer les mesures. Si le dispositif d'émission est réduit à quelques dizaines de mètres de coté pour des applications plus superficielles, il n'est pas rare de réaliser plusieurs dizaines de sondages par jour.
- En terrain dégagé et pour de petits dispositifs, le nombre d'opérateurs peut être réduit à deux.
- Le principe d'acquisition, moyennant des centaines de réponses, permet d'obtenir la plupart du temps *des courbes de sondage très peu dispersées*, facilitant leur interprétation. Ce n'est pas toujours le cas par exemple en AMT.
- Le dispositif de terrain choisi la plupart du temps pour des études de sub-surface utilise des boucles d'émission n'ayant *aucun contact avec le sol*. Cet avantage est déterminant dans certains terrains secs et très indurés puisqu'on n'y plante aucune électrode. Le fait de n'utiliser qu'une émission magnétique et pas d'électrodes en contact avec le sol implique que *la méthode n'est pas affectée par le « static-shift »*.
- La profondeur d'investigation obtenue dans notre cas d'étude *est largement supérieure à la longueur d'un coté du câble d'émission*. A titre d'exemple, elle peut atteindre 250 mètres pour un dispositif de 100 x 100 mètres. Les premiers terrains sont ici résistants et ne forment pas d'écran à la diffusion des champs EM dans la partie superficielle.
- Le fait de limiter l'extension latérale du dispositif d'émission rend la méthode *moins sensible que d'autres (AMT et surtout sondages électriques) aux variations latérales de résistivité* comme le montrent les mesures TDEM réalisées à quelques dizaines de mètres des falaises côtières de la Réunion ou de Fogo, mesures qui ne sont pas affectées par la présence de l'océan très conducteur.

- De façon intrinsèque, la méthode TDEM *est très sensible aux variations de résistivité des terrains conducteurs*. Différentes études, dont les nôtres, montrent qu'elle est capable d'apprécier des variations de résistivité entre des aquifères saumâtres ou nettement salés.
- L'utilisation d'un dispositif de réception en position offset ou orienté selon 3 directions perpendiculaires permet *de vérifier rapidement si le sous-sol est tabulaire ou non*.

### **7.2. Les inconvénients de la méthode TDEM.**

- Nous classerons au premier rang une caractéristique intrinsèque de la méthode, la *faible résolution des valeurs de résistivité élevées*. Si la connaissance des terrains résistants est jugée importante, la méthode des sondages électriques (ou en terrain sec, électrostatiques) à courant continu doit être préférée.
- *La présence de bruit EM important ou de lignes électriques* à proximité du point de sondage peuvent rendre *l'interprétation impossible*. Notre expérience dans ce genre de situation tend à montrer qu'il est possible de mettre en œuvre la méthode dans des zones peu urbanisées. Chaque point de sondage constitue un cas particulier. Cependant il serait téméraire d'envisager l'utilisation exclusive du TDEM dans ces zones.
- Pour mémoire, nous citerons au chapitre des inconvénients *le coût un peu plus élevé de l'appareillage* que celui des équipements de sondages électriques.
- Enfin, il faut préciser qu'actuellement les procédures d'interprétation de routine restent limitées à des structures 1D. Des interprétations pour des structures 2 ou 3D ou des propriétés complexes du sous-sol restent encore peu courantes et relativement longues.

### **7.3. Difficultés d'emploi de la méthode TDEM : les phénomènes de polarisation provoquée et de viscosité magnétique.**

Ce paragraphe reprend les conclusions exposées dans ce mémoire pour l'étude de la polarisation provoquée et de la viscosité magnétique, phénomènes qu'il est possible de rencontrer lorsqu'on travaille sur des terrains volcaniques.

### 7.3.1. Polarisation provoquée.

Dans le cas de la polarisation provoquée, le comportement électrique du sous-sol peut être décrit sous la forme d'une impédance complexe. Dans l'hypothèse « basse fréquence » des équations de Maxwell, c'est à dire lorsque le phénomène est étudié à des fréquences assez basses pour négliger les effets de propagation des champs, comme c'est le cas le plus souvent pour la méthode TDEM, le phénomène de polarisation provoquée peut-être décrit *comme une expression complexe de la résistivité des terrains*. Il est alors possible d'intégrer cette propriété dans le calcul de la réponse d'un sous-sol à une source de type TDEM. La formule Cole-Cole utilisée dans cette étude permet de modéliser les réponses « anomaliques » en introduisant les trois paramètres que sont la *chargeabilité*  $m$ , la *constante de temps Cole-Cole*  $\tau$  et la *dépendance fréquentielle*  $C$ . Ces paramètres, la géométrie du dispositif TDEM ainsi que les caractéristiques du terrain exploré déterminent l'allure de la réponse obtenue. Voici les conclusions auxquelles nous aboutissons, en nous limitant, lorsque cela n'est pas précisé, à un *dispositif de type central*:

- L'effet de polarisation provoquée se manifeste par *l'apparition de points négatifs dans la courbe de sondage*, lorsqu'il est assez intense ou qu'il domine la réponse de conduction devenue trop faible. Les courants de polarisation circulent en effet en sens inverse de ceux induits par l'induction et se montrent dans certains cas prédominants.
- Les développements des expressions analytiques des champs EM (voir par exemple Kaufman et al, 1989), montrent que la réponse polarisable d'un terrain *peut contribuer de façon notable à la réponse totale* si on se trouve dans le domaine d'induction de la zone proche (ou temps longs en TDEM), ce qui est très souvent le cas en TDEM. La partie en phase des réponses analytiques fréquentielles rend bien compte des réponses en domaine temporel.
- Pour le domaine d'induction des « temps longs », on peut *séparer dans un calcul analytique approché la réponse de conduction de celle de polarisation*, la réponse totale étant la somme de ces dernières.
- La contribution relative de la polarisation à la réponse totale *est proportionnelle à la racine carrée de la résistivité*. Cela rend le phénomène d'autant plus visible que les terrains polarisables sont résistants. Cela est montré de façon concrète dans cette étude où des

renversements de signe se produisent au dessus de terrains résistants lorsqu'il n'y a pas de terrain conducteurs suffisamment proches de la surface pour que leurs réponses dominent la polarisation.

- Les modélisations entreprises montrent que pour une résistivité donnée, l'amplitude de la réponse de polarisation est *linéairement proportionnelle au périmètre  $4L$*  de la boucle d'injection (dispositif central),  $L$  étant la longueur d'un côté de la boucle d'émission. La réponse de conduction étant *proportionnelle à  $L^2$* , la contribution de l'effet PP devient de *moins en moins importante lorsqu'on augmente la taille du dispositif d'émission*.
- L'allure des courbes anomaliques *dépend étroitement des valeurs des paramètres Cole-Cole*. De fortes valeurs de chargeabilité augmentent par exemple l'importance du phénomène.
- Les dispositifs offset réduisent la contribution de l'effet PP à la réponse totale.

A la suite des modélisations Cole-Cole des données de terrain de Fogo, nous avons dégagés des considérations pratiques importantes pour mettre en évidence l'effet PP et le modéliser :

- Tout d'abord, il est important de noter que l'effet PP peut être relativement faible et ne pas se manifester par l'apparition de points négatifs. Si on procède à des sondages sur une zone où il est possible d'avoir un phénomène de polarisation, comme certains terrains argileux, volcaniques ou contenant des sulfures disséminés par exemple, il est à notre avis prudent de réaliser quelques tests parmi ceux décrits ci-dessous.
- L'apparition de point négatifs en dispositif central sera évidemment suspect. La position de la partie négative du signal pourra être très variable selon les terrains.
- La modélisation Cole-Cole peut réussir l'ajustement des courbes de terrain. Cependant, nous montrons dans cette étude que le modèle obtenu peut être très éloigné de la réalité. Pour obtenir un modèle robuste, tant pour les valeurs de résistivité et d'épaisseur que pour une bonne définition des paramètres Cole – Cole  $m$ ,  $\tau$  et  $c$ , il est nécessaire de disposer des jeux de données comprenant au minimum des mesures avec deux tailles de boucle d'émission et, si possible, des mesures avec un dispositif en offset.

- Si on désire éviter, ou minimiser, l'effet PP sur le terrain, il faut éviter les dispositifs d'émission de taille réduite et procéder à des mesures avec des tailles de boucles les plus grandes possibles ou en configuration offset.
- Il est souhaitable de procéder sur le terrain à des mesures de PP « classiques » avec un appareillage utilisant des injections de courants électriques, tels que ceux utilisés pour la prospection minière. La mise en évidence d'un effet PP ne peut que contribuer à une meilleure connaissance du milieu et encourager à entreprendre des mesures TDEM avec des géométries variables pour vérifier s'il affecte les mesures.

L'effet de polarisation provoquée en TDEM peut donc constituer un obstacle à la réalisation de prospections superficielles dans des terrains polarisables lorsqu'on utilise de petites boucles d'émission. Nous pensons cependant qu'il est possible de les entreprendre si cet effet est quantifié. Il revient à l'opérateur d'apprécier s'il peut être pris en compte ou s'il faut renoncer à la prospection TDEM.

### **7.3.2. Viscosité magnétique.**

Lorsqu'on est amené à mettre en œuvre la méthode TDEM au dessus de terrains contenant des minéraux magnétiques (basaltes, cuirasses latéritiques, certaines roches filoniennes, etc.) il est important d'évaluer l'effet de viscosité magnétique sur les courbes de sondage. Dans cette étude, nous avons utilisé une expression de la viscosité magnétique conforme à la théorie des grains mono-domaines dispersés (Néel, 1949), liant les parties en phase et en quadrature de la susceptibilité magnétique, expression proposée par Mullins et Tite (1973). Cette relation a été vérifiée expérimentalement par divers auteurs, dont Trigui et Tabbagh (1990) pour les basaltes océaniques. Les modélisations utilisant cette relation, conduites dans notre étude, limitées volontairement aux dispositifs centraux, permettent d'établir les conclusions suivantes :

- La réponse magnétique du terrain est de même signe que la réponse de conduction. Elle se manifeste sur la fin des sondages lorsque la réponse de conduction n'est plus prépondérante, par une augmentation d'amplitude. Cette dernière peut conduire à une interprétation erronée en introduisant un terrain conducteur fictif en profondeur.

- Dans le cas simple d'un demi-espace conducteur et magnétique, *la valeur de la pente de la courbe de sondage en fin de transitoire dépend du temps d'exposition du sous-sol au champ magnétique primaire*. Ce résultat, mis en évidence initialement par les études de Dabas et Skinner (1993) pour des mesures sur les sols avec de petits dispositifs TDEM, est à notre connaissance encore méconnu pour des prospection TDEM utilisant de grands dispositifs. Si le temps d'injection est relativement court, la pente tend vers  $-2$ . S'il est long, elle tend vers  $-1$ , critère retenu jusqu'alors pour caractériser les effets magnétiques. Il faut cependant pondérer ce résultat en notant qu'il est dépendant de la loi de comportement magnétique considérée ici mais cette loi n'a jusqu'ici jamais été prise en défaut.
- La mise en évidence d'un effet magnétique selon le seul critère de la pente est difficile lorsque le sous-sol n'est plus un demi-espace homogène car la réponse de conduction des terrains conducteurs plus profonds constitue la majeure partie de la réponse totale comme c'est le cas dans notre étude. C'est pour cette raison qu'il ne nous a pas été possible de mettre clairement en évidence l'existence d'un effet magnétique sur nos données de terrain, par ailleurs distordues par la polarisation provoquée.
- L'effet de viscosité magnétique est *proportionnel au périmètre  $4L$*  de la boucle d'injection (en dispositif central), comme cela est aussi observé pour l'effet PP,  $L$  étant la longueur d'un coté de la boucle d'émission. En conséquence, *plus la boucle d'émission est grande, plus la contribution de la viscosité sera réduite* par rapport à la réponse de conduction.
- On pourra *minimiser la contribution de la viscosité magnétique* en utilisant des *grandes boucles, jusqu'à la rendre négligeable*. Pour notre cas de terrain, l'unicité des modèles géoélectriques obtenus pour des très grandes boucles tend à prouver que l'effet de viscosité, s'il existe, est rendu insignifiant pour ces dispositifs.
- Pour mettre en évidence l'effet de viscosité, c'est à dire pouvoir calculer la pente en fin de transitoire, il est souhaitable de procéder à des mesures avec *des tailles de boucle de plus en plus réduites*. Si le terrain est aussi polarisable, ce procédé aura cependant comme désavantage d'augmenter la contribution de l'effet PP, ce qui rendrait la séparation des effets de viscosité et de PP problématique ou ambiguë.
- Les mesures complémentaires sur affleurements à l'aide d'un susceptibilitémètre de terrain sont importantes pour évaluer le magnétisme des roches en présence. Lorsque cela est possible, les mesures de viscosité magnétique en laboratoire pour des « fréquences

TDEM » utilisées seraient extrêmement importantes pour fixer des paramètres de modélisation mieux contraints.

- La correction des courbes de sondage TDEM, en soustrayant une réponse magnétique théorique à la réponse totale est à notre avis possible, mais nécessite une très bonne connaissance des propriétés magnétiques du sous-sol.

#### **7.4. Intérêts de l'utilisation conjointe du TDEM avec d'autres méthodes.**

Nous avons pratiqué au cours de cette étude des procédures d'interprétation conjointe. Ce paragraphe ne constitue pas cependant un exposé exhaustif sur la question. Nous avons jugé utile ici de mettre en relief les complémentarités des sondages TDEM avec l'AMT ou les sondages électriques (SE) à courant continu.

- La profondeur d'investigation du TDEM est *intermédiaire* entre celle des SE (avec les longueurs de lignes habituellement utilisées) et celle, plus grande, de l'AMT.
- L'interprétation conjointe TDEM/SE permet de préciser la structure géoélectrique des terrains proches de la surface, en particulier des *terrains résistants*. Les problèmes d'équivalence, inhérents à chacune de ces méthodes, sont réduits.
- L'interprétation conjointe TDEM/AMT permet la correction d'éventuels « static-shift » sur les courbes AMT. Elle oblige à harmoniser les interprétations en proposant un modèle géoélectrique unique plus robuste.
- L'interprétation conjointe « TDEM/TDEM », c'est-à-dire une interprétation qui utilise des jeux de données TDEM différents (dispositif central et en offset par exemple), permet d'améliorer la définition des modèles. Cela s'avère aussi très important pour caractériser correctement les paramètres Cole-Cole de polarisation provoquée.

#### **7.5. Perspectives de recherche.**

- En premier lieu, l'interprétation directe et conjointe de plusieurs jeux de données TDEM obtenues sur des terrains polarisables se révèle relativement longue. Il serait par conséquent intéressant d'automatiser les inversions de manière à obtenir plus rapidement une solution robuste.

- En second lieu, les paramètres de polarisation Cole-Cole obtenus par TDEM à des temps courts devraient pouvoir être reliés à ceux obtenus en prospection PP classique (avec injection de courants électriques). Le phénomène en question est en effet le même. Cela permettrait d'obtenir une courbe quantifiant la chargeabilité, la constante de temps Cole-Cole et la dépendance fréquentielle de façon continue depuis quelques micro-secondes à plusieurs centaines de milli-secondes. Cette étude pourrait être conduite en laboratoire sur échantillons par exemple.
- Enfin, l'emploi des diagraphies géophysiques pourrait améliorer la compréhension des modèles géophysiques et valider l'utilisation des lois d'Archie de saturation ou de Simandoux aux terrains volcaniques.

## CONCLUSION GENERALE

La méthode géophysique électromagnétique des sondages TDEM se révèle adaptée à la détection des formations conductrices aquifères dans un environnement volcanique jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres. Utilisée seule, ou conjointement avec d'autres méthodes comme l'AMT par exemple, elle fournit des modèles géoélectriques qui contribuent à la construction de modèles hydrogéologiques cohérents.

Lorsqu'on choisit d'employer la méthode TDEM, on bénéficie d'avantages qui peuvent être déterminants, au premier rang desquels figurent la souplesse des dispositifs géométriques et leur absence de contact avec le sol, l'utilisation d'une source contrôlée, la rapidité des mesures et une grande sensibilité dans la définition des résistivités des formations conductrices. Mais son emploi est aussi délicat dans certaines conditions où le sous-sol possède des propriétés complexes et notamment lorsque des phénomènes de polarisation provoquée ou de viscosité magnétique se produisent. Cette étude permet de proposer des procédures pratiques de mise en œuvre sur le terrain pour identifier la présence de ces phénomènes et évaluer leur importance. Ces procédures utilisent principalement des dispositifs de mesure à géométrie variable. L'interprétation des mesures permet alors de quantifier ces phénomènes et de proposer des modèles géophysiques plus robustes.

Il faut souligner que ces modèles géophysiques, aussi précis soient-ils, ne pourront être transcrits en modèles hydrogéologiques réalistes qu'en bénéficiant de l'apport d'informations extérieures telles que celles issues des forages existants, de la connaissance de la géologie locale et des données hydrogéologiques disponibles.

Enfin, notre expérience à l'occasion de ces prospections pour l'eau souterraine, menées avec des équipes de géologues et d'hydrogéologues, souligne l'importance d'une étroite collaboration des différentes disciplines impliquées dans le domaine de la recherche et de la mise en valeur des ressources en eaux souterraines. L'accès à ces ressources, non négligeables pour des pays soumis à des déficits pluviométriques importants, sera d'ailleurs très probablement un des problèmes majeurs du prochain siècle.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aktarakçi, H.K., Harthill, N., Blohm, M.,W., 1997. Time Domain Electromagnetic survey for gold exploration. *Geophysics*, 62 (5): p.1409-1418.
- Anderson, W., L., 1979. Programs TRANS\_HCLOOP and TRANS\_HZWIRE. Calculation of the transient horizontal coplanar loop soundings and transient wire-loop soundings. USGS Open File Report 79-590, 46p.
- Andrieux, P., Wightman, E., 1984. Correction of static effect in magnetotellurics. Case history in a volcanic covered area. 54<sup>th</sup> Annual International Meeting, SEG, Atlanta, Expanded Abstracts, 43-44.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Am. Inst. Min. Metallurg. Petr. Eng. Tech.*, paper 1422.
- Barcelo, A., Coudray, J. 1996. Nouvelle cartes des isohyètes annuelles et des maximas pluviométriques sur le massif du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. 9, N° 4, p. 457-484.
- Barmen, G. Carvalho, V., Querido, A., 1990. Groundwater-related geological and isotopic investigations on the Island of Fogo. An overview. Lund University / INIT, 72 p. INIT Praia.
- Battacharyya, B.K., 1964. Electromagnetic fields of a small loop antenna on the surface of a polarizable medium. *Geophysics*, 29 : p : 814-831.
- Boubekraoui, S., Courteaud, M., Aubert, M., Albouy, A., Coudray, J. 1998. New insights into the hydrogeology of a basaltic shield volcano from a comparison between self-potential method and electromagnetic data: Piton de la Fournaise, Indian Ocean. *J. Applied Geophysics*, accepted for publication, December 10<sup>th</sup>, 1997.
- Buselli, G., 1982. The effect of near-surface superparamagnetic material on electromagnetic measurements. *Geophysics*, 47 (9): p.1315-1324.
- CGG, 1972. Reconnaissance par prospection électrique sur l'archipel des îles du Cap Vert, Santiago, Fogo, Boa Vista, Sao Nicolau. Ministerio do Ultramar, Inspeccao Geral de Minas, Brigada de Aguas Subterraneas do Cabo Verde, Massy, France.
- CGG, 1984. Prospection géophysique par sondages électriques sur les îles de Fogo et de Santiago. Massy, France.
- Cheesman, S.J., Edwards, R.N., Chave, A.D., 1987. On the theory of sea-floor conductivity mapping using transient electromagnetic systems. *Geophysics*, 52 (2): p. 204-217.
- Cheesman, S.J., Edwards, R.N., Law, L.K., 1990. A test of short-baseline sea-floor transient electromagnetic system. *Geophys.J.Int.*, 103 : p. 431-437.

- Cheesman, S.J., Law, L.K., Edwards, R.N., 1991. Porosity determinations of sediments in Knight Inlet using a transient electromagnetic system. *Geo-marine letters*, 11: p.84-89.
- Chouteau, M., Krivochieva, S., 1995, Transient Electromagnetic Soundings at the Taquari – Vassouras potash mine (Brazil). 1<sup>st</sup> EEGS European Section Meeting, Torino, September 25-27<sup>th</sup>, Expanded Abstract, p. 221-225.
- Clerc, J.M., Mairine, P., Burkhalter, R., Coudray, J., 1986. Télédétection des émergences d'eau douce en mer sur le littoral Ouest et Sud de l'île de la Réunion par thermographie infrarouge aéroportée. Rapport de l'Université de la Réunion, 45p.
- Colani, C., Aitken, M.J., 1966. Utilisation of magnetic viscosity effects in soils for archeological prospection. *Nature*, 212, 1446.
- Cole, K.S., Cole, R.H., 1941. Dispersion and absorption in dielectrics. *J.Chem.Phys.*, v.9, p.341.
- Coudray, J., Mairine, P., Nicolini, E., Clerc, J.M., 1990. Approche hydrogéologique. Dans : Le volcanisme de la Réunion. Monographie, J.F.Lénat Ed., publication du Centre de Recherche Volcanologique de Clermont Ferrand, pp. 307-355.
- Courteaud, M., 1996. Etude des structures géologiques et hydrogéologiques du massif de la Fournaise par la méthode audiomagnétotellurique. Thèse de l'Université de la Réunion, 1996, 212 p.
- Courteaud, M., Ritz M., Descloitres M., Robineau B. Coudray J., 1996. Cartographie audiomagnétotellurique du biseau salé sue le flanc sud du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.322, série II a, p.93 -100.
- Dabas, M., 1989. Comportement magnétique des sols dans les domaines fréquentiels et temporels (ARV). Application à la prospection de sites archéologiques. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6.
- Dabas, M., Skinner, J.R.,1993. Time-domain magnetization of soils (VRM), experimental relationship to quadrature susceptibility.. *Geophysics*, 58 (3), p. 326-333.
- Descloitres M., Ritz M., Mourgues, P., 1995. TDEM soundings for locating aquifers inside the caldeira of Fogo active volcano. Cape Verde Islands. Proceedings of the 1<sup>st</sup> meeting on Env. and Eng. Geophysics, Torino, September 25-27<sup>th</sup>, p. 110-114.
- Dias, C.A., 1968. A non-grounded method for measuring electrical induced polarization and conductivity. PhD thesis, Univ. Of California, Berkeley. (non publiée).
- Dias, C.A., 1972. Analytical model for a polarizable medium at radio and lower frequencies. *J. Geophys. Res.*, 71, p. 4945-4956.
- Dietrich, G., 1995. Approvisionnement en eau potable de la région nord-ouest de l'île Fogo / Cap-Vert. Rapport final, INGRH, CES, Praia.

- El-Kaliouby, H.M., Hussain, S.A., Bayoumi, A., Diwany, E.A., Hashish, E.A., 1995. Effect of clayey media parameters on the negative response of a coincident loop. *Geophysical prospecting*, 43: p. 595-603.
- El-Kaliouby, H.M., Diwany, E.A., Hussain, S.A., Hashish, E.A., Bayoumi, A., 1997. Optimum negative response of a coincident-loop electromagnetic system above a polarizable half-space. *Geophysics*, 62 (1): p. 75-79.
- Elliott, P., 1991. An empirical procedure for removal of polarization effects observed in TEM field data. *Exploration Geophysics*, 22: 575-582.
- Ferguson, I.J., Taylor, W.J., Schmigel, K., 1996. Electromagnetic mapping of saline contamination at an active brine pit. *Can. Geotech. J.* 33 : p.309-323.
- Fitterman, D.V., année d'édition inconnue. Transient electromagnetic sounding in the Michigan basin for ground water evaluation. U.S Geological Survey, Box 25046, MS 964, Denver, Colorado 80225. Rapport disponible sur demande auprès du constructeur Geonics, Mississauga, Ontario, Canada.
- Fitterman, D.V., Stewart, M.T., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51 (4): p. 995-1005.
- Fitterman, D.V., Anderson, W.L., 1987. Effect of transmitter turn-off time on transient soundings. *Geoexploration*, 24, p. 131-146.
- Fittermann, D.V., Stanley, W.D., Bisdorf, R.J., 1988. Electrical structure of Newberry volcano, Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B9): p. 10119-10134.
- Fitterman, D.V., Frischknecht, F.C., Mazella, A.T., Anderson, W.L., 1990. Example of transient electromagnetic soundings in the presence of oil field pipes. In *Geotechnical and Environmental Geophysics, Volume 2*, p. 79-88, S.H.Ward Editor, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Flis, M.F., Newman, G.A., Hohmann, G.W., 1989. Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements. *Geophysics*, 54(4): 514-523.
- Forget, F., 1993. Relevé VLF sur l'île de Fogo, Archipel du Cap-Vert. Rapport de DESS, Université de Paris 6/ ORSTOM.
- Goldman, M., Arad, A., Kafri, U., Gilad, D., Melloul, A., 1988. Detection of fresh-water / sea-water interface by the time domain electromagnetic (TDEM) method in Israel. *Natuurwet. Tijdschr.*, 70 (published 1989), p.329-344.
- Goldman, M., Steinitz, G., Itamar, A., Baer, G., Zafir, H., 1989. A TDEM study of the geometry of the quartz-syenite intrusions along the southern flank of Makhtesh Ramon. *Isr.J.Earth Sci.*, 38: p. 19-28.

- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., Melloul, A., 1991. Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. *Geoexploration*, 28: p.153-174.
- Goldman, M., Rabinovitch, B., Rabinovitch, M., Gilad, D., Gev, I., Schirov, M., 1994a. Application of integrated NMR-TDEM method in groundwater exploration in Israël. *Journal of Applied Geophysics*, 31: p. 27-52.
- Goldman, M., Tabarovsky, L., Rabinovich, M., 1994b. On the influence of 3D structures in the interpretation of transient electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 59 (6): p. 889-901.
- Goldman, M., Mogilatov, V., Rabinovich, M., 1996a. Transient response of a homogeneous half space with due regard for displacement currents. *Journal of Applied Geophysics*, 34: p. 291-305.
- Goldman, M., Hurwitz, S., Gvirtzman, H., Rabinovitch, B., Rotshtein, Y., 1996b. Application of the time domain electromagnetic method in lakes: The sea of Galilée, Israël. *Eur. Jour. of EEGS*, vol. 1, N°2, p. 125-138.
- Hoekstra, P., Blohm, M.W., 1990. Case histories of Time-Domain Electromagnetic Soundings in environmental geophysics. In *Geotechnical and Environmental Geophysics*, volume 2, p. 1-15, S.H.Ward Editor, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Hohmann, G.W., Newman, G.A., 1990. Transient electromagnetic response of surficial, polarizable patches. *Geophysics*, vol.55 (8): p.1098-1100.
- Inman, J.R., 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 40 : p. 798-817.
- Iris Instrument. Notice d'utilisation du résistivimètre SYSCAL R2. Orléans, France.
- Jackson, D.B., Keller, G.V., 1972. An electromagnetic sounding survey of the summit of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 77 (26): p. 4957-4965.
- Jackson, D.B., Frischknecht, F.C., Kauahikaua, J., 1987. Three-layer inversions for 18 TDEM soundings in the cone crater area, SW rift zone of Kilauea volcano, Hawaii. *USGS Open-File Report 87-76*.
- Jackson, P.D., Taylor-Smith, D., Stanford, P.N., 1978. Resistivity, porosity, particle shape. Relationships for marine sand. *Geophysics*, 43 : p. 1250-1268.
- Join, J.L., 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire. Le Piton des Neiges, Ile de la Réunion. Thèse de l'Université de Montpellier, 187 p.
- Join, J.L., Descloitres, M., Ritz, M., 1996. Reconnaissance volcano-structurale de la phase ante caldeira du volcan Fogo, Iles du Cap-Vert . 16<sup>ème</sup> Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, 10-12 avril.
- Källren, L., Schreiber, I., 1988. Groundwater survey on Western Fogo, Cape-Verde. Final report. University of Lund.

- Kamenetsky, F.M., Timofeyev, V.M., 1984. About the possibility of separating induction and polarizing effects. *Fizika Zemli (Earth physics)*, N°12. Traduction anglaise.
- Kamenetsky, F.M., Timofeyev, V.M., 1992. Representation of the Maxwell-Wagner effect in terms of the Cole-Cole Model in frequency and time regions. *Izvestiya, Earth Physics*, Vol. 28, N°12, p. 1060-1063.
- Kamenetsky, F.M., Novikov, P.V., 1997. A physical study of low-frequency dispersion of rock conductivity in time-domain electromagnetics. *Geophysical Prospecting*, 45, p. 421-434.
- Kaufman, A.A., Geoltrain, S., Knoshaug, R.N., 1989. Influence of induced polarization in inductive methods. *Geoexploration*, 26, p.75-93.
- Keller, G.V., Frischknecht, F.C., 1970. Electrical methods in geophysical prospecting. International series of monographs in electromagnetic waves, volume 10. Pergamon Press.
- Keller, G.V., 1988. Rock and mineral properties. *In* *Electromagnetic methods in Applied Geophysics*, vol. 1, Nabighian, M., Editor. Society of Exploration Geophysicists.
- Krivochieva, S., Chouteau, M., 1997. Improvement in TDEM interpretations by joint inversion of different data sets. *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Meeting on Environmental and Engineering Geophysics*, Aarhus, 8-11 september.
- Krylov, S.S., Bobrov, N.Yu., 1997. Frequency dispersion of electrical properties of frozen rocks in electromagnetic sounding with a vertical magnetic dipole. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 33 (3), p. 227-232. Translated from *Fizika Zemli*, 3: p.64-70.
- Lathi, R.M., Hoeskstra, P., année d'édition inconnue. Geophysical surveys for mapping migration of brines from evaporation pits and ponds. *Rapport de la société BlackHawk Geosciences Inc.*, 17301 West Colfax Avenue, Suite 170, Golden , Colorado, 80401. Rapport disponible sur demande auprès du constructeur Geonics, Mississauga, Ontario, Canada.
- Lakanen, E., 1990. A successful application of the transient method. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti*, 95, 106-119.
- Lee, T., 1981a. The Cole-Cole model in time domain induced polarization. *Geophysics*, 46(6) : 932-933.
- Lee, T., 1981b. Transient electromagnetic response of a polarizable ground. *Geophysics*, 46(7): 1037-1041.
- Lee, T., 1984a. The transient electromagnetic response of a magnetic or superparamagnetic ground. *Geophysics*, 49 (7) : p. 854-860.
- Lee, T., 1984b. The effect of a superparamagnetic layer on the transient electromagnetic response of a ground. *Geophysical Prospecting*, 32, 480-496.

- McNeill, D.J., 1980. Electrical conductivity of soils and rocks. GEONICS, Technical Note TN-5.
- McNeill, D.J., 1994. Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding. GEONICS, Technical Note TN-27.
- Meju, M.A., 1996. Joint inversion of TEM and distorted MT soundings, some effective practical considerations. *Geophysics*, vol. 61 (1) : p. 56-65.
- Morrison, H.F., Phillips, R.J., O'Brien, D.P., 1969. Quantitative interpretation of transient electromagnetic fields over a layered half-space. *Geophysical Prospecting*, 17 : p. 82-101.
- Mullins, C.E., Tite, M.S., 1973. Magnetic viscosity, quadrature susceptibility and frequency dependence of susceptibility in single domain assemblies of magnetite and maghemite. *J. Geophys. Res.*, 78, N°5, p. 804-809.
- Nabighian, M.N., 1979. Quasi-static transient response of a conducting half-space : An approximate representation. *Geophysics*, 44, 1700-1705.
- Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. Chapter 6, In *Electromagnetic methods in applied geophysics- vol. 2 : applications, part A and B.*, Nabighian, M. Editor, Society of Exploration Geophysicists.
- Néel, L., 1949. Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec application aux terres cuites. *Ann. Geophys.*, 5, 2, p.99-136.
- Newman, G.A., Hohmann, G.W. 1988. Transient electromagnetic responses of high-contrast prisms in a layered earth. *Geophysics*, 53 (5) : p. 691-706.
- Parasnis, 1995 *Principles of Applied geophysics*, fifth edition. Chapter 5, Induced Polarization, p.179-193, Chapman et Hall.
- Patella, D., Tramarece, A., Di Maio, R., Siniscalchi, A., 1991. Experimental evidence of resistivity frequency-dispersion in magnetotellurics in the Newberry (Oregon), Snake River Plain (Idaho) and Campi Flegrei (Italy) volcano-geothermal areas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48 : p 61-75.
- Pellerin, L., Hohmann, G.W., 1990. Transient electromagnetic inversion : A remedy for magnetotelluric static shift. *Geophysics*, 55 (9) : p. 1242-1250.
- Pellerin, L., Johnston, J.M., Hohmann, G.W., 1996. A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, 61 (1) : p. 121-130.
- Pelton, W.H., Ward, S.H., Hallof, P.G., Sill, W.R., Nelson, P.H., 1978. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43, (3) : p. 588-609.
- Raiche, A.P., 1983. Negative transient voltage and magnetic field responses for a half space with a Cole-Cole impedance. *Geophysics*, 48, p. 790-791.

- Raiche, A.P., Jupp, D.L.B., Rutter, H., Vozoff, K., 1985. The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics*, 50 (10) : p. 1618-1627.
- Rakotondrasoana, G., 1995. Prospection électromagnétique fréquentielle et temporelle. Théorie et application à l'hydrogéologie. Thèse de l'Université P et M Curie, 251p.
- Sananikone, K., Everett, M.E., 1997. Characterization of the electrical structure of an agricultural field in Burleson County, TX. Proceedings of the Symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems (SAGEEP) Reno, NV, March 23-26: p.791-799.
- Sandberg, S.K., 1990. Microcomputer software for individual or simultaneous inverse modeling of transient electromagnetic, resistivity, and induced polarization soundings. Open File Report, New Jersey Geological Survey. Division of Water Resources, Trenton, NJ 08625, 1990.
- Sandberg, S.K., 1993. Examples of resolution improvement in geoelectrical soundings applied to groundwater investigations. *Geophysical Prospecting*, 41, p. 207-227.
- Seigel, H.O., Vanhala, H., Sheard, N., S., 1997. Some case histories of source discrimination using time domain spectral IP. *Geophysics*, 62 (5): p. 1394-1408.
- Simandoux, P., 1963. Mesures diélectriques en milieu poreux. Applications à la mesure des saturations en eau. Etude du comportement des massifs argileux. *Rev. de l'Institut Français du Pétrole*.
- Sinha, A.K., Stephens, L.E., 1987. Deep multifrequency and transient electromagnetic surveys near Buchans. In *Buchans Geology, Newfoundland*, ed. R.V. Kirkham ; Geological Survey of Canada, Paper 86-24, p. 235-250 , report 14.
- Smith, R.S., West, G.F., 1988. An explanation of abnormal TEM responses : coincident-loop negatives, and the loop-effect. *Exploration Geophysics*, 19, p. 435-446.
- Spies, B.R., 1980. A field occurrence of sign reversals with the transient electromagnetic method. *Geophysical prospecting*, 1980 , 28,620-632.
- Spies, B.R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding method. *Geophysics*, 54 (7) : p. 872-888.
- Spies, B.R., Frischknecht, F.C., 1991. Electromagnetic sounding. Chapter 5. In *Electromagnetic methods in applied geophysics- vol. 2 : applications, part A and B*, Nabighian, M. Editor, Society of Exploration Geophysicists.
- Sternberg, B.K., Washburne, J.C., Pellerin, L., 1988. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53 (11) : p. 1459-1468.

- Stoyer, C.H., 1990. Efficient computation of transient sounding curves for wire segments of finite length using an equivalent dipole approximation. *Geophysical Prospecting*, 38 : p.87-99.
- Tabarovsky, L.A., Goldman, M.M., Rabinovich, M.B., Strack, K.M., 1996. 2.5D Modeling in electromagnetic methods of geophysics. *Journal of Applied geophysics*, 35 : p.261-284.
- Taylor, K., Widmer, M., Chesley, M., 1992. Use of transient electromagnetics to define local hydrogeology in an arid alluvial environment. *Geophysics*, 57 (2) : p.343-352.
- TEMIXXL., 1996. Transient electromagnetic data interpretation software. User's manual. Interpex Ltd, Golden, Colorado.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin Ltd, Publishers.
- Trigui, M., Tabbagh, A., 1990. Magnetic susceptibilities of oceanic basalts in alternative fields. *J.Geomag.Geolectr.*, 42, p.621-636.
- Walker, G.G., Kawasaki, K., 1988. Observation of double sign reversals in transient electromagnetic central induction soundings. *Geoexploration*, 25 :245-254.
- Ward, S.H., 1990. Resistivity and induced polarisation methods. *In* geotechnical and environmental geophysics, vol.1, Ward, S.H., Editor, Society of Exploration Geophysicists.
- Weidelt, P., 1982. Response characteristics of coincident loop transient electromagnetic systems. *Geophysics*, 47 (9) : p. 1325-1330.
- Weir, G.J., 1985. Forerunners on conducting surfaces : the infinitesimal vertical magnetic dipole with displacement current. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 81 : p.19-31.
- Zerbo, L., 1993. Traitement, interprétation et modélisation de données magnétiques et électromagnétiques aéroportées. Applications au prospect minier de Gorem, Burkina Faso. Thèse de l'Université de Paris 6, 188 p.

## BIBLIOGRAPHIE

- Ageev, V.V., Svetov, B.S., Berdichevski, M.N., Gubatenko, V.P., 1995. Influence of frequency dispersion of rocks conductivity on electromagnetic soundings results. IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colorado.
- Asten, M.W., Price, D.G., 1985. Transient EM sounding by the in/out-loop method. *Exploration Geophysics* (1985), 16, 165-333.
- Asten, M.W., 1987. Full transmitter waveform transient electromagnetic modeling and inversion for soundings over coal measures. *Geophysics*, 52 (3) : p. 279-288.
- Asten, M.W., 1992. Interpretation of ground TEM data from conductive terranes. *Exploration Geophysics*, 23: p. 9-16.
- Barsukov, P., Fainberg, E., 1995. Electromagnetic transients as tool to reveal chimney effect in superparamagnetic properties of rocks over the gold and nickel deposits. IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colorado.
- Bartel, D.C., 1986. Time-Domain solution for horizontal coaxial dipoles on a half-space. *Geophysics*, 51 (9): p. 1850-1852.
- Bartel, D.C., Jacobson, R.D., 1987. Results of a controlled-source audiofrequency magnetotelluric survey at the Puhimau thermal area, Kilauea Volcano, Hawaiï. *Geophysics*, 52 (5): p. 665-677.
- Bartel, D.C., Becker, A., 1988. Time-domain electromagnetic detection of a hidden target. *Geophysics*, 53 (4): p. 537-545.
- Christensen, N.B., 1995. 1D Imaging of Central Loop Transient Electromagnetic soundings. *Journal of Env. and Eng. Geophysics*, v.0, n°1 : p.53-66.
- Courteaud M., Descloitres M., Ritz, M., Robineau B., 1994. Secteur pilote du Grand Brulé: Etude géophysique par les méthodes TDEM et AMT. Implications géologiques et hydrogéologiques. Conseil Général de l'île de la Réunion. Rapport de mission, Université de St Denis. 43 p, 25 fig., 22 p en annexe.
- Courteaud, M., Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., 1995. Secteur pilote de Ste Rose. Etude géophysique par les méthodes TDEM et AMT. Rapport récapitulatif sur les mesures et les données de terrain. Programme hydrogéologique du Massif de la Fournaise (Ile de la Réunion), Conseil général de La Réunion, 55p.
- Courteaud M., Descloitres M., Join J.L., Albouy Y., Coudray J., 1995. TDEM survey in heterogeneous volcanic aquifers: correlation between basic one dimensional models and hydrogeological data at 15 borehole test sites of Reunion Island. Congress of International Association of Hydrogeology. Edmonton, 4-10 june.

- Courteaud, M., Robineau, B., Coudray, J., Ritz, M., Descloitres, Albouy, Y., 1996. Audiomagnetotelluric evaluation of saline water intrusion : Ste-Rose coastal area, Piton de la Fournaise, Reunion Island. Communication orale, 2<sup>nd</sup> meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Nantes, 2-5 september.
- Courteaud, M., Robineau, B., Ritz, M., Descloitres, M., 1998. Electromagnetic mapping of subsurface formations in the lower northeast rift zone of Piton de la Fournaise volcano: geological and hydrogeological implications. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, vol. 2, N°3, p. 181-187.
- Descloitres, M., Albouy, Y., Ritz, M. et Mourgues P., 1993. Le T.D.E.M. Protem47 et la mise en évidence des terrains intermédiaires - Exemple d'un contact eau douce eau salée : Grande Ravine, île de la Réunion. Colloque "Géophysique Appliquée aux problèmes de l'Environnement", Garchy.
- Descloitres M., Ritz M., 1994. Prospection géophysique par la méthode T.D.E.M. des aquifères de la caldeira du volcan Fogo, archipel des îles du Cap Vert. Rapport de mission, ORSTOM Dakar.
- Descloitres, M., Albouy, Y., Bouvier, A., Andrieux, P., Rakotondrasoa, G., Join, J.L., Coudray, J, 1996. DC and Transient Soundings to map coastal aquifers. The international congress on Environment/Climate, Rome, March 4-8.
- Descloitres, M., Join, J.L., Ritz, M., Dukhan, M., 1996. Prospection géophysique par la méthode TDEM du volcan Fogo, archipel des îles du Cap Vert. Rapport final de mission, ORSTOM Dakar.
- Descloitres, M., Ritz, M., Courteaud, M., Robineau, B., 1997. Electrical structure beneath the collapsed eastern flank of Fournaise volcano, Reunion Island: Implication to the quest for groundwater. *Water Resources Research*, 33 (1): p.13-19. (Article présenté dans ce mémoire).
- Duckworth, K., Calvert, H.T., 1995. An examination of the relationship between time-domain integral chargeability and the Cole-Cole impedance model. *Geophysics*, 60 (4): p.1249-1252.
- Duckworth, K., Krebes, E.S., 1997. Depth sounding by means of a coincident coil frequency-domain electromagnetic system. *Geophysics*, 62 (1): p. 49-55.
- Duncan, R.A., 1984. Age progressive volcanism in the new england seamounts and the opening of the central atlantic ocean. *J. Geophys.Res.*, 89 (B12), p. 9980-9990.
- Eaton, P. A., Hohmann, G.W., 1987. An evaluation of electromagnetic methods in the presence of geologic noise. *Geophysics*, 52 (8): p. 1106-1126.
- Everett, M.E., 1997. Transient inductive coupling of loops over near-surface clay-bearing sandstones. SEG Expanded Abstract, 67<sup>th</sup> Annual Meeting, Dallas TX, November 2-7<sup>th</sup>.
- Farquharson, C.G., Oldenburg, D.W., 1993 . Inversion of time-domain electromagnetic data for a horizontally layered earth. *Geophys. J. Int.*, 114 : p. 433-442.

- Fitterman, D. V., Meeke, J. A. C., Ritsema, I.L., 1988. Equivalence behavior of three electrical sounding methods as applied to hydrogeological problems. 50<sup>th</sup> Annual meeting and technical exhibition of the EAEG, The Hague, June 6-10.
- Fitterman, D.V., 1989. Detectability levels for central induction transient soundings. *Geophysics*, 54 (1): p. 127-129.
- Flis, M., 1987. IP effects in 3-D TEM data. Theory and case histories. 5<sup>th</sup> ASEG Conference.
- Goldman, M., Fitterman, D.V., 1987. Direct time-domain calculation of the transient response for rectangular loop over a two layer medium. *Geophysics*, 52 (7): p. 997-1006.
- Goldman, M., Neubauer, F.M., 1994. Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surveys in Geophysics*, 15:p. 331-361 (Kluwer Academic Publishers, Netherlands).
- Goldman, M., Du Plooy, A., Eckard, M., 1994. On reducing ambiguity in the interpretation of transient electromagnetic sounding data. *Geophysical Prospecting*, 42: p. 3-25.
- Granda Sanz, A., Perez Terenes, A., Plata Torres, J.L., 1987. Los sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SEDT). Aspectos más significativos y primera experiencias en España. *Boletín Geológico y Minero*, T.XCVIII-III, (392-403).
- Grolier, J., Fernandez, A., Hucher, M., Riss, J., 1991. Les propriétés physiques des roches. Théories et modèles. Masson ed., France.
- Gunderson, B.M., Newman, G.A., Hohman, G.W., 1986. Three dimensional transient electromagnetic responses for a grounded source. *Geophysics*, 51 (11): p. 2117-2130.
- Ignetik, R., Thio, Y.C., Westfold, K.C., 1985. Transient electromagnetic field above a permeable and conducting half-space. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 81 : p. 623-639.
- Kamenetsky, F.M., Novikov, P.V., 1995. Electromagnetic field of geoelectric model with well-conductive core and dispersive envelop. IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colorado.
- Kamenetsky, F.M., Novikov, P.V., 1997. Similarity in the Analogue Modeling of the Electromagnetic Field in a dispersive Medium. *Izvestiya Physics of the solid Earth*, 33 (9) : p. 759-761.
- Kaufman, A.A., Keller, G.V., 1983. Frequency and transient soundings. Elsevier Science Publ. Co Inc.
- Keller, G.V., 1997. Principles of time-domain electromagnetic (TDEM) sounding. The Leading Edge.
- Lee, T, Lewis, R., 1974. Transient EM response of a large loop on a layered ground. *Geophysical Prospecting*, 22 : p : 430-444.

- Lee, T., 1977. Estimation of depth to conductors by the use of electromagnetic transients. *Geophysical Prospecting*, 25, 61-75.
- Lénat, J.F., Fitterman, D., Labazuy, P. 1993. Structure hydrogéologique et volcanique de la zone centrale du Piton de la Fournaise. Etude par sondages électromagnétiques TDEM. Rapport de mission, Centre de Recherches Volcanologiques, Université de Clermont-Ferrand, OPGC/CNRS.
- Macnae, J., Lamontagne, Y., 1987. Imaging quasi-layered conductive structures by simple processing of transient electromagnetic data. *Geophysics*, 52 (4) : p. 545-554.
- Maier, D., Maurer, H.R., Green, A.G., 1995. Joint inversion of DC resistivity and TEM data. IUGG XXI General Assembly, paper GAB11B-14, Boulder, Colorado.
- Major, J., Silic, J., 1981. Restrictions on the use of Cole-Cole dispersion models in complex resistivity interpretation. *Geophysics*, 46 (6) : p.916-931.
- Mazarovich, A., O., 1988. Tectonic position of the Cape Verde Islands in the structure of the eastern atlantic. *Geotectonics*, 22 (5), p. 406-412.
- McCracken, K.G., Oristaglio, M.L., Hohmann, G.W., 1986. A comparison of electromagnetic exploration systems. *Geophysics*, 51 (3) : p. 810-818.
- McCracken, K.G., Oristaglio, M.L., Hohmann, G.W., 1986. Minimization of noise in electromagnetic exploration systems. *Geophysics*, 51 (3) : p. 819-832.
- McNeill, D.J., Edwards, R.N., Levy, G.M., 1984. Approximate calculations of the transient electromagnetic response from buried conductors in a conductive half-space. *Geophysics*, 49 (7) : p. 918-924.
- McNeill, D.J., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers. GEONICS, Technical Note TN-6.
- McNeill, D.J., 1980. Applications of transient electromagnetic techniques. GEONICS, Technical Note TN-7.
- McNeill, D.J., 1980. EM 37 ground transient electromagnetic system : calculated depth of exploration. GEONICS, Technical Note TN-10.
- McNeill, D.J., 1985. The galvanic current component in electromagnetic surveys. GEONICS, Technical Note TN-17.
- McNeill, D.J., 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies. In *Geotechnical and Environmental Geophysics*, S.H.Ward Editor, volume 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- McNeill, D.J., 1995. Optimal detection of TDEM anomalies under conductive overburden. GEONICS, Technical Note TN-28.

- Meekes, J.A.C., Van Will, M.F.P., 1991. Comparison of seismic réflexion and combined TEM/VES methods for hydrogeological mapping. *First Break*, 9 (12) : p.543-551.
- Munkholm, M.S., Auken, E., 1996. Electromagnetic Noise Contamination on Transient Electromagnetic Soundings in Culturally Disturbed Environments. *Journal of Env. and Eng. Geophysics*, Vol.1, Issue 2 : p.119-127.
- Newman, G.A., Anderson, W.L., Hohmann, G.W., 1987. Interpretation of transient electromagnetic soundings over three-dimensional structures for the central-loop configuration. *Geophys. J. R. astr. Soc.* (1987) 89, 889-914.
- Nekut, A.G., 1987. Direct inversion of time-domain electromagnetic data. *Geophysics*, 52 (10) : p. 1431-1435.
- Patella, D., 1987. Tutorial interpretation of magnetotelluric measurements over an electrically dispersive one-dimensional earth. *Geophysical Prospecting*, 35, 1-11.
- Peacock, J., King, A., 1985. Central loop transient electromagnetic soundings. Paper presented at the 4<sup>th</sup> ASEG Conference 1985.
- Qian, W., Pedersen, L.B., 1993. Spatial averaging of the vertical magnetic field on central-loop configuration. *Geophysics*, 58 (10) : p. 1507-1510.
- Raiche, A.P., 1987. Transient electromagnetic field computations for polygonal loops on layered earth. *Geophysics*, 52 (6) : p. 785-793.
- Ritz M., Descloitres M., Courteaud M. et Robineau B., 1993. Etude géophysique VLF et AMT du secteur pilote du Baril. Conseil Général de l'île de la Réunion. Rapport de mission, Université de St Denis. 49 p, 35 figs., 4 planches, 7 p en annexe.
- Ritz M., Robineau B., Descloitres M. , Courteaud M. and Coudray J., 1995. AMT and TDEM groundwater prospecting on the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano. Reunion Island. Congress of International Association of Hydrogeology Edmonton, june 4-10<sup>th</sup>.
- Ritz, M., Descloitres, M., Courteaud, M., Robineau B., 1997. Audiomagnetotelluric prospecting for groundwater in the Baril coastal area. Piton de la Fournaise. Reunion Island. *Geophysics*, 62 (3) : p.758-762.
- Robineau, B., Ritz, M., Courteaud, M., Descloitres, M., 1997. Electromagnetic Investigations of Aquifers in the Grand Brule Coastal Area of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island. *Groundwater*, 35 (4) : p 585-592.
- Ross, H.P., Green, D.J., Mackelprang, C.E., 1996. Electrical resistivity surveys, Ascension Island, South Atlantic Ocean. *Geothermics*, 25 (4/5), p. 489-506.
- Smith, R.S., West, G.F., 1988. TEM coincident loop negatives and the loop effect. ASEG/SEG conference- Adelaide, Abstracts, p.354-357.

- Smith, R.S., West, G.F., 1989. Field examples of negative coincident-loop transient electromagnetic responses modeled with polarizable half-planes. *Geophysics*, vol.54(11) : 1491-1498.
- Smith, R.S., 1989. Discussion on Flis, M.F., Newman, G.A., Hohmann, G.W. 1989. "Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements. *Geophysics*, 54, p.514-523.
- Smith, R.S., Edwards, R.N., Buselli, G., 1994. An automatic technique for presentation of coincident-loop, impulse-response, transient, electromagnetic data. *Geophysics*, 59 (10) : p. 1542-1550.
- Spies, B.R., Parker, P.D., 1984. Limitations of large-loop transient electromagnetic surveys in conductive terrains. *Geophysics*, 49 (7) : p. 902-912.
- Spies, B.R., Eggers, D.E., 1986. The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *Geophysics*, 51 (7) : p. 1462-1471.
- Spies, B.R., 1988. Local noise prediction filtering for central induction transient electromagnetic sounding. *Geophysics*, 53 (8) : p. 1068-1079.
- Tabbagh, A., 1995. Méthodes électriques et électromagnétiques appliquées à l'archéologie et à l'étude de l'environnement . *Fisica de la Tierra*, 7 : p 161-192.
- Tabbagh, A., Dabas, M., 1997 Absolute magnetic viscosity determination using time-domain electromagnetic devices. *Archeological Prospection*, 4 : p.199-208.
- Tezkan, B., Goldman, M., Geinwald, S., Hordt, A., Muller, I., Neubauer, F.M., Zacher, G. 1996. A joint application of radiomagnetotellurics and transient electromagnetics to the investigation of a waste deposit in Cologne (Germany). *Journal of Applied Geophysics*, 34 : p.212.
- Violette, S., 1993. Modélisation des circulations d'eau dans le volcan de la Fournaise : Approche du bilan hydrologique et des échanges thermiques. Thèse Université paris 6, 163 p.
- Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., Carbonnel, J.P., 1997. Hydrologic and thermal modeling of an active volcano : the Piton de la Fournaise, Reunion. *Journal of Hydrology*, 191, 37-63.
- West, G.F., Macnae, J.C., 1991. Physics of the electromagnetic induction exploration method. Chapter 1, *In* *Electromagnetic methods in applied geophysics- vol. 2 : applications, part A and B.*, Nabighian, M. , 1, Society of Exploration Geophysicists

## ANNEXE

Programme « DTCHZ1D4 » (Domaine temporel, composante verticale Hz, structures 1D, version 4, dispositifs central et offset, double précision).

*« Modélisation de la réponse d'une structure tabulaire à une source TDEM avec prise en compte des propriétés de polarisation provoquée et de viscosité magnétique ».*

Auteurs : Tabbagh, A., Guérin, R., 1998.

[Département de Géophysique Appliquée,  
Université P et M Curie, case courrier 105,  
4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05]

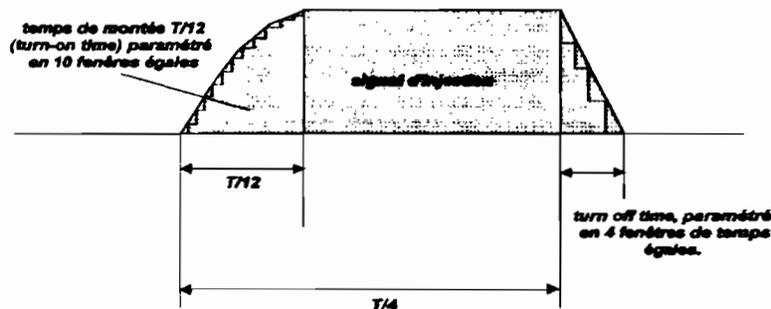
### **Description générale.**

Le programme DTCHZ1D4 a été conçu pour calculer la réponse directe d'un sous-sol tabulaire, mesurée sur la composante verticale, à une sollicitation de type source TDEM avec prise en compte de certaines propriétés de polarisation provoquée et de viscosité magnétique. Aucune modélisation inverse ou comparaison avec des données expérimentales n'est proposée pour l'instant. Ce programme est fondé sur le calcul des transformées de Hankel et de Laplace. Développé en Fortran (avec calculs en double précision), il peut être utilisé par un ordinateur (système d'exploitation MS-DOS) de type PC. Pour cette étude, un ordinateur possédant un processeur Pentium 180 MHz a été utilisé. La rapidité de calcul est dépendante des paramètres choisis. A titre d'exemple, sur un tel ordinateur, la réponse à un modèle 4 terrains, comprenant des propriétés magnétiques et de polarisation provoquée, pour 20 fenêtres de temps est de 5 mn.

### **Paramètres.**

- *Rayon équivalent (m) de la boucle d'émission* : le programme considère la source d'émission comme une boucle de câble circulaire. La réponse calculée est égale à celle obtenue avec une source carrée de même surface.
- *Hauteur (m) de la boucle d'émission par rapport au sol*: cette option permet de calculer la réponse pour des dispositifs de taille réduite (tels que ceux qui pourraient être utilisés en génie civil ou archéologie) ou des dispositifs aéroportés.

- Cadence d'injection (Hz) produite par l'appareillage. La forme du signal d'injection est prise en compte dans le calcul de la réponse. Voici les paramètres qui ont été retenus pour paramétrer la forme du signal, inspirée de celle décrite par Geonics :



La cadence d'injection est  $1/T$ .

- Durée du turn-off time ( $\mu\text{s}$ ). Le turn-off time étant dépendant du courant d'injection, de la longueur de câble déployée, cette option permet de l'ajuster.
- Offset du capteur de réception (m). Le capteur de réception est considéré comme étant un dipole. La réponse est calculée en mode central (réception au centre de l'émission, offset : 0) ou à l'extérieur (offset : distance entre les centres des bobines d'émission et de réception).
- Nombre de terrain ( $< 8$ )

Paramètres pour chaque terrain :

Résistivité du premier terrain ( $\Omega.m$ )

- Chargeabilité Cole-Cole  $m$ , sans dimension, entre 0 et 1.
- Dépendance fréquentielle Cole-Cole  $c$  : sans dimension, entre 0 et 1.
- Constante de temps Cole-Cole  $\tau$  (ms)
- Susceptibilité magnétique en phase  $\chi'$  (SI)
- Susceptibilité magnétique en quadrature  $\chi''$  (SI)

(la relation entre  $\chi'$  et  $\chi''$  est présentée dans le chapitre 5 de cette étude).

- Permittivité diélectrique relative  $\epsilon_r$ .
- Epaisseur du terrain (m)
- Temps de la première fenêtre de mesure ( $\mu\text{s}$ )
- Nombre de fenêtres de mesure

- Taux de progression (sans dimension) pour le calcul de l'espacement entre les fenêtres de temps successives.

Le résultat du calcul est présenté sous la forme d'un fichier de valeur en ASCII, où sont répertoriés par colonne :

- les temps de mesure calculés ( $\mu\text{s}$ )
- les valeurs (V) du signal transitoire pour les temps correspondant, pour une injection de 1A et une surface de la boucle de réception de  $1\text{m}^2$ .
- les valeurs du signal calculé pour un demi espace homogène de résistivité correspondante à celle du premier terrain, sans paramètres anomaliques, pour contrôle du calcul.