



Università degli Studi di Cagliari

Université Abdelmalek Essaadi

Faculté des sciences

Scuola di Dottorato di Ingegneria Civile e Architettura
École Doctorale d'Ingénierie Civile et Architecture

DOCTORAT DE RECHERCHE EN INGEGNERIE DU TERRITOIRE
DOTTORATO DI RICERCA IN INGEGNERIA DEL TERRITORIO
Ciclo XXIV

**MODÉLISATION DES AQUIFÈRES THERMAUX AVEC
DES MÉTHODES GÉOPHYSIQUES INTÉGRÉES**

**MODELIZZAZIONE DEGLI ACQUIFERI TERMALI
CON METODI GEOFISICI INTEGRATI**

Présentée par:

HAJAR BELGHAZAL

Tuteur/Relateur

Prof. G. RANIERI

Prof. J. STITOU EL MESSARI

Marzo/Mars 2012

REMERCIEMENT

Si ce travail a pu être mené à terme, c'est grâce aux nombreuses personnes qui l'ont aidé, soutenu et conseillé ces trois ans d'activités continues sur trois pays, Maroc (pays natif), Italie(Mon deuxième pays) et Espagne.

Afin de respecter cette chronologie, mes premiers remerciements vont naturellement à mon directeur de thèse au Maroc, Mr. Jamal Eddin Stitou El messari pour l'évocation première de ce travail, puis à Mr. Abdelouahed Ouazani Touhami, professeurs à l'Université Abdelmalek Essaadi, Tetouan , pour sa confiance et bienveillance sans cesse renouvelées.

Il m'est particulièrement agréable d'exprimer chaleureusement ma profonde reconnaissance à Mr. Gaetano Ranieri, professeur à l'Université de Cagliari. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance pour la confiance qu'il m'a témoigné et pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de diriger ce travail en cotutelle avec beaucoup d'intérêt, malgré ses diverses occupations.

Tous les mots ne peuvent pas exprimer ma gratitude et mon respect au Dr. Antonio Trogu, pour le suivi, la patience, l'encouragement et pour son soutien exemplaire durant mes années d'étude.

Je voudrais également remercier, Mr. Roberto Balia pour son soutien continu moral et scientifique, et Mr. Luigi Noli pour son aide au niveau de la récolte des données.

Je témoigne ma grande gratitude à Mr. Albert Casas Ponsati, professeur à l'Université de Barcelone, pour son accueil au sein du laboratoire de Géochimie, Pétrologie et Prospection Géologique pendant une année, pour son aide et sa contribution scientifique à la réalisation de ce travail.

Mes remerciement s'adressent aussi à Mr. Juanjo Ledo, Mr. Mahjoub Himmi , professeur à l'Université de Barcelone, et à Raül Lovera, pour leur disponibilité et leurs aides techniques.

Je suis également très reconnaissant à Mr. Manuel João Senos Matias, professeur à l'Université d'Aveiro, Portugal et Mr. José Benavente Herrera, professeur à l'Université de Granada, Espagne qui ont accepté le rôle de rapporteurs, pour leurs remarques, leurs appréciations et leurs critiques pertinentes et constructives sur mon manuscrit.

Tout le mérite revient à ma famille, surtout à mes parents (Sidi Mohamed Belghazal & Lalla Zahra Khassal). Tout ce que je dirai sera insuffisant pour tout ce qu'ils ont fait pour moi. Qu'ils trouvent ici l'expression de mon profond amour et respect.

Je remercie vivement Mr. Antonio Bosch Pulido, professeur à l'Université d'Almeria, d'accepter de présider ce travail, et Mr. . Giampiero Deidda, professeur à l'Université de Cagliari, et Mr. Karim el Morabiti, professeur à l'Université de Tetouan, d'accepter de le juger.

Je tiens à exprimer un grand hommage à mes chers (e) collègues et amis (e), et à tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin je dédie fièrement ce modeste travail.

Enfin, une thèse n'aboutit que grâce à une ténacité grandement permise par l'écoute et le soutien de l'entourage personnel, je les remercie vivement pour leur soutien.

RESUMÉ

Le travail écrit ici a été entrepris dans le but d'enquête sur les réservoirs géothermiques associés aux accidents majeurs, situés à Caldes de Montbui, Espagne, et à Sardara, Sardaigne.

Ce mémoire comporte deux parties indépendantes. La première porte sur un profil théorique des méthodes géophysiques appliquées dans ce travail. La seconde s'intéresse au développement d'une méthodologie de validation croisée entre les modèles Électromagnétiques (EM) , les modèles densitaires, et les modèles des résistivités. Le développement, ainsi que l'application de cette méthodologie ont été dans deux environnements hydrothermaux.

Afin d'améliorer la connaissance du contexte structural des aquifères thermaux, différentes techniques complémentaires, des mesures Audio Magnétotelluriques (AMT), Time Domain Électromagnétiques (TDEM), Tomographie des Résistivités Électriques (ERT) et Gravimétrie, ont été effectuées aux alentours des deux zones d'applications.

Le paramètre physique essentiel mis en évidence par les méthodes MT est la résistivité électrique, qui est particulièrement sensible à la présence d'eau et à la minéralisation de cette eau. La modélisation en trois dimension des données nous a permis de définir la profondeur et l'extension des niveaux hydrothermaux. Malgré quelques limites, la méthode MT s'est avérée bien adaptée à l'étude géothermique.

Il existe plusieurs méthodes géophysiques qui sont devenus des standards de l'industrie, mais elles ne doivent pas être utilisées de façon isolée. Cependant la méthode de résistivité est très utile, c'est parce qu'elle est directement liée aux caractéristiques des réservoirs géothermiques. En outre, en raison des terrains accidentés de la plupart des zones géothermiques, et de la nature profonde des réservoirs, le TDEM combinée avec des méthodes de résistivité MT sont de plus les méthodes de choix pour l'exploration géothermique.

Mots clés : Géothermie, Modélisation, Systèmes hydrothermaux, Structure, Audio Magnétotellurique Time Domain Électromagnétiques, Tomographie des Résistivités Électriques, Gravimétrie.

RESUM

Written work here was undertaken in order to investigate geothermal reservoirs associated with major faults, located in Caldes de Montbui, Spain, and Sardara, Sardinia.

This thesis has two independent parts. The first is a theoretical profile of geophysical methods applied in this work. The second focuses on the development of a methodology for cross-validation between the electromagnetic model (EM), densities models, and models of resistivity. The development and application of this methodology were in two hydrothermal environments.

To improve the knowledge of the structural context of thermal aquifers, different complementary techniques, audio magnetotelluric measures (AMT), Time Domain Electromagnetic (TDEM), Tomography of the electrical resistivity (ERT) and Gravimetry, were made around the two areas of applications.

The important physical parameter identified by MT methods is the electrical resistivity, which is particularly sensitive to the presence and the mineralization of the water. The three-dimensional modeling of the data allowed us to define the depth and the extent of hydrothermal levels. Despite some limitations, the MT method has proved well suited to study geothermal sites.

There are several geophysical methods that have become industry standards, but they should not be used in isolation. However, the resistivity method is very useful, because it is directly related to the characteristics of geothermal reservoirs. In addition, because of the terrain of most geothermal areas and the profound nature of the reservoir, the TDEM combined with MT resistivity methods are becoming the methods of choice for geothermal exploration.

Keywords: Geothermic, modeling, hydrothermal systems, Structure, Audio magnetotelluric, Time Domain Electromagnetic, Tomography of the electrical resistivity, gravimetry.

INDEX

•	Introduction et objectif	-11-
•	Partie I	-15-
•	Partie II	-76-
•	Conclusion	-147-
•	Références	-151-

INTRODUCTION ET OBJECTIF

PARTIE I

Chapitre I: La méthode Audio-Magnétotellurique (AMT)

1.	Principes audio magnétotelluriques	-18-
2.	profondeur d'investigation: depth skin	-22-
3.	Le contrôle de code source: effet du champ proche	-25-
4.	Dimensionnalité	-26-
4.1	distorsion de données	-28-
4.2	WALDIM.....	-29-
5.	Limitations	-30-
6.	Stratagème EH4	-31-

Chapitre II : La méthode Électromagnétique Domaine Temporel (TDEM)

1.	Principe	-35-
2.	Profondeur d'investigation	-40-
2.1.	Profondeur minimale	-40-
2.2.	Profondeur maximale	-41-

3.	Dispositif de mesure.....	-43-
----	---------------------------	------

Chapitre III : La méthode de Tomographie Électrique

1.	La prospection électrique	-45-
1.1.	Notion de résistivité électrique	-46-
1.1.2.	Variations des résistivités des roches	-47-
2.	Méthodes d'investigation	-49-
3.	Dispositifs de mesures.....	-51-
4.	Équipement de mesure	-53-
5.	Modélisation géoélectrique inverse.....	-54-

Chapitre IV : La méthode gravimétrique

1.	Introduction.....	-57-
2.	Principes de base	-57-
2.1.	Champ gravitationnel	-57-
2.2.	Densité des roches	-58-
3.	Données gravimétriques	-61-
3.1.	Corrections et références	-61-
3.1.1.	Correction de dérive	-61-
3.1.2.	Correction de latitude	-62-
3.1.3.	Correction d'altitude	-65-
3.1.4.	Correction de plateau	-66-

3.1.5.	Correction de relief	-68-
3.1.6.	Méthode de Nettlon	-70-
4.	Anomalie de Bouguer	-70-
5.	Les gravimètres	-72-
6.	Interprétation des prospections gravimétriques	-73-
6.1.	Interpretation qualitative	-74-

PARTIE II

Chapitre V : Intégration et comparaison entre les méthodes géophysiques

Chapitre VI : Application hydrogéophysique : Caldes de Montbui

1.	Introduction.....	-81-
2.	Esquisse géologique.....	-83-
3.	Esquisse tectonique	-86-
4.	Esquisse hydrogéologique	-87-
5.	Étude géophysique	-88-
5.1.	Données de tomographie électrique.....	-88-
5.1.1.	La première mission	-88-
5.1.2.	La deuxième mission	-91-
5.2.	Données TDEM.....	-94-
5.3.	Données AMT	-98-
5.4.	Données AMT et TDEM	-105-
5.5.	Données de la gravimétrie	-109-
6.	Conclusion	-114-

Chapitre VII : Application hydrogéophysique : Sardara

1.	Introduction	-116-
2.	Esquisse géologique et tectonique	-118-
3.	Etude géophysique	-123-
3.1.	Données de tomographie électrique.....	-123-
3.2.	Données TDEM	-125-
3.3.	Données AMT	-130-
3.4.	Données AMT et TDEM.....	-137-
3.5.	Données de la gravimétrie	-149-
4.	Conclusion	-155-

Chapitre VIII : Analyse et interprétation des données AMT et TDEM

1.	Résultats 3D de l'AMT et TDEM	-159-
2.	Interprétation des résultats combinés	-160-

CONCLUSION

RÉFÉRENCES

INTRODUCTION ET OBJECTIF

Une question clé dans l'exploration des systèmes géothermiques est la détection et la surveillance géophysique, à quelques kilomètres de profondeur, des réservoirs. Au cours des dix dernières années il ya eu une augmentation énorme de la surveillance du réservoir time-lapse et le développement de méthodes sismiques de surface tels que 3D répétées (Meju, 1996). Dans le même temps, des méthodes électromagnétiques (EM), ont été largement utilisés pour détecter la circulation du fluide de profondeur, puisque la résistivité est très sensible à la présence de saumures. Grâce à l'amélioration des méthodes et des logiciels, l'EM est désormais très abordable et logistiquement pratique, et est devenu très populaire. L'imagerie sismique, tout en étant un outil puissant de cartographie géologique, n'a pas toujours conduit à une amélioration significative dans la compréhension de la nature et la composition de la structure profonde des systèmes géothermiques. Afin de progresser et de réduire les coûts d'exploration géothermique et la surveillance, la résistivité doit être inclus dans l'analyse, surtout si elle est combinée et intégrée avec d'autres données géophysiques.

Les ressources géothermiques sont des cibles idéales pour les méthodes EM car ils produisent de fortes variations de résistivité électrique souterraine. Les eaux chaudes ont notamment de fortes concentrations de sels dissous, qui aboutissent à la réalisation d'électrolytes dans une matrice de roche. Les résistivités des deux techniques modernes d'analyse d'adresse commune et l'inversion de l'EM et d'autres données géophysiques (Ranieri et al, 2000), ainsi que le problème pratique important de définir des cibles de forage en fonction du type de zone géothermique. Enfin, nous présenterons la dernière contribution de l'EM-sonde pour l'exploration géothermique et la direction des développements futurs.

Les ressources géothermiques sont souvent confondues avec les systèmes hydrothermaux (Ussher 2000). Par ce dernier, on entend de grandes quantités de chaleur, les fluides naturels contenus dans les fractures et les pores dans les roches à des températures au dessus du niveau ambiant. Généralement, lorsque les fluides sont exploités à la surface soit par manifestation naturelle ou par

forage, eau chaude ou la vapeur est produite et son énergie est convertie en produits commercialisables (électricité, chaleur ...)

Les ressources géothermiques se réfèrent à l'énergie thermique emmagasinée dans la croûte terrestre. Pour plusieurs dizaines d'années la communauté géothermique a essayé d'élargir les catégories de systèmes géothermiques au-delà de la viabilité économique des systèmes hydrothermaux. L'amélioration ou ingénierie des systèmes géothermiques ou L'EGS terme (Sansom 2008) est utilisé de nos jours à classer faible perméabilité et/ou porosité des volumes de roche à haute température qui sont stimulés (soit fracturé) pour extraire des quantités économiquement justifiées de chaleur. Une autre frontière importante dans la recherche géothermique est liée à des roches qui contiennent des liquides dans des conditions supercritiques, pour lesquels la conversion de l'énergie thermique en énergie mécanique serait particulièrement efficace. Ces différentes classes de ressources géothermiques ont un paramètre en commun: la température. D'où l'objectif principal de l'exploration géothermique est de cartographier la température et la chaleur. S'il ya une température raisonnable à la profondeur, les explorateurs géothermique devrait être en mesure de définir la composition minéralogique des roches, des conditions rhéologiques, mais ils sont particulièrement intéressés par les voies fluide. Tous les aspects décrits jusqu'ici ont un effet direct sur la distribution de résistivité en profondeur utilisant ainsi des méthodes géophysiques non invasifs, et qui peuvent fournir des données en continu dans l'espace et le temps, Ce qui explique le choix d'usage des méthodes spécifiques ;

Sachant que la Tomographie Électrique (ET) permet une imagerie de haute résolution des structures géologiques ou hydrogéologiques complexes, mais plus allant en profondeur, plus sa résolution s'affaiblit, L'Électromagnétique Domaine Temporel (TDEM) présente les avantages de posséder une résolution importante en profondeur et de cibler spécifiquement les anomalies conductrices, mais jusqu'à quelques centaines de mètres (Mills et al. 1988, Goldman et al. 1991). Alors qu'on possède déjà d'importances informations sur la partie superficielle et intermédiaire du sous sol, il nous manque la partie plus profonde que l'Audio-

Magnétotellurique (AMT) vient pour compléter la série des résistivités allant de plus en plus en profondeur, arrivant jusqu'à quelques kilomètres.

Les méthodes électromagnétiques Domain temporel se sont avérées efficaces dans de nombreuses études impliquant des problèmes environnementaux et d'ingénierie, le principal avantage de cette méthode est que les sondages peuvent être effectués dans un temps relativement court et dans des endroits rétrécis. Le TDEM semble être particulièrement utile pour discriminer entre les couches ayant une faible résistivité, mais les limites d'interprétation surgissent lorsque des intermédiaires et profondes couches résistives se produisent. Donc, la méthode semble complémentaire à la traditionnelle méthode électrique. Les résultats de cette méthode confirment qu'elle est pratique, économique et parfaitement fiable, non seulement en superficie, mais aussi dans la recherche en moyennes profondeurs.

La méthode magnétotelluriques, est basée sur la mesure de la surface de la variation temporelle de la composante horizontale du champ électromagnétique naturel. De ces mesures, il est possible d'obtenir des informations sur les propriétés électriques du sous-sol comme le rapport entre les intensités mesurées à la surface des composantes horizontales des champs électriques et magnétiques, fournit une quantité physique qui est de la taille d'impédance électrique, dont la performance est liée à la distribution de la résistivité du milieu.

L'avantage de cette méthode est que, puisque la résistivité moyenne des roches, la gamme des fréquences utilisées dans magnétotelluriques, nous permet d'étudier la profondeur du sous-sol couvert peut varier de quelques mètres à quelques centaines de kilomètres, parce que la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques dans le sous-sol est en fonction de leur fréquence et les valeurs de conductivité des roches traversées.

Cependant, l'utilisation de cette méthode dans de source naturelle, implique que le contrôle de ces sources n'est pas utilisé, cette situation doit être prise en compte, en particulier dans le choix des sites de mesure, qui doit généralement être placé assez loin des centres fortement urbanisés, où sources anthropiques de

type (réseaux ferroviaires, lignes électriques etc...) peuvent se chevaucher et masquer la source MT, empêchant l'estimation correcte de la résistivité.

Ce contexte nous a conduit à trouver des solutions au problème de l'augmentation des données recueillies efficace du bruit dans les zones urbaines, à travers de nouvelles techniques de traitement de données à l'aide de logiciels modernes et fiable dans le domaine de la géophysique, et de l'utilisations des méthodes EM combinées, pour compléter les informations sous terraines allant de plus en plus en profondeur et afin d'aboutir à des issues qui nous permettent d'avoir un nouveau résultat géophysique aussi que géologique et/ou structural. Fréquemment, utilisant les résultats d'une méthode comme in put pour l'inversion d'une autre.

Dans ce présent travail, on traite le cas de deux zones thermales géographiquement distinctes et structuralement identiques, Caldes de Montbui (Catalogne-Espagne) et Sardara (Sardaigne-Italie)

Partie I

La méthode Audio-Magnétotellurique (AMT)

La méthode Électromagnétique Domaine Temporel (TDEM)

La méthode de Tomographie Électrique

La méthode gravimétrique

La géophysique peut être définie comme la science qui étudie la structure et la composition du sous-sol en appliquant les principes et les méthodes de la physique, dans le but d'obtenir un avantage économique.

Grace à une gamme de méthodes géophysiques, nous pouvons déterminer des différences dans la distribution des propriétés du sous sol la densité (gravimétrie), la vitesse de propagation des ondes élastiques (sismique réflexion ou réflexion) de la susceptibilité magnétique (magnétisme) ou de résistivité et/ou la conductivité électrique (méthodes électrique et/ou électromagnétique).

Le choix entre une méthode ou une autre, que se soit active ou passive, ou une combinaison de plusieurs méthodes n'est pas une décision arbitraire, mais est fondamentale et la première étape de toute étude d'obtenir des résultats cohérents avec la réalité du milieu. Le choix dépend de plusieurs facteurs tels que le contraste physique entre la cible et son environnement, de la profondeur de la recherche, la résolution nécessaire, et aussi les contraintes logistiques qui favorisent certaines techniques sur les autres.

Les méthodes actives ou provoquées sont plus lourdes que les méthodes passives, puisqu'elles doivent comprendre un dispositif d'émission en plus du dispositif de mesure : elles sont donc également plus coûteuses.

De plus, le signal reçu avec l'acoustique et les méthodes électromagnétiques n'est pas directement interprétable, les ondes directes (réflexion des ondes sur la surface du sol) et d'autres bruits (fréquences parasitant le signal utile) viennent se surimposer au signal utile à l'interprétation, d'où la nécessité de traiter le signal de réception en « post processing ». Ce traitement peut être très long et coûteux à effectuer mais il est indispensable pour pouvoir exploiter les informations qualitatives contenues dans le signal.

Cependant, les méthodes actives offrent en général plus de possibilités puisqu'on peut définir et faire varier les positions et les conditions de l'émission en fonction des applications désirées. Elles peuvent, contrairement aux méthodes passives, fournir des informations sur des objets répartis en grands volumes homogènes ou

en structures tabulaires. On ne parle généralement plus d'anomalies avec ces méthodes.

Pour ces raisons les méthodes actives sont les plus utilisées en géophysique.

Nous verrons donc 3 méthodes principales :

- Les méthodes acoustiques :
- Les méthodes électriques :
- Les méthodes électromagnétiques:

Les méthodes passives consistent pour la plupart en la mesure de champs (champ de pesanteur, champ magnétique,...) elles sont généralement les moins onéreuses car les sources sont d'origine naturelle, ce qui évite des dépenses supplémentaires et des contraintes liées à l'utilisation d'appareils d'émission.

En admettant que le phénomène étudié soit semblable à lui-même aux différents instants où les mesures sont effectuées, (ou que par des corrections nous puissions nous ramener à ce cas) et que le sous-sol soit homogène, nous devrions observer partout en surface des champs uniformes.

Dans ce cas, la présence d'une hétérogénéité en un point du champ mesuré met en évidence une anomalie. Ce sont ces anomalies qui sont le but des recherches car elles peuvent traduire la présence de minéraux économiquement intéressants, la limite entre des formations géologiques, etc...

Nous verrons donc 5 méthodes principales :

- La gravimétrie :
- La méthode magnétique :
- La méthode tellurique :
- Les méthodes électromagnétiques

CHAPITRE I: LA METHODE AUDIO MAGNETOTELLURIQUE (AMT)

1. Principes audio magnétotelluriques

La méthode audio magnétotellurique, AMT, est une technique d'induction électromagnétique utilisée pour déterminer la distribution de la résistivité de la subsurface de la Terre. Il ya deux hypothèses ou approximations qui doivent être considérées:

a) L'approximation quasi-stationnaire: les courants de déplacement peuvent être négligés car les courants de conduction dominant le comportement électromagnétique. Le processus dominant de diffusion permet d'obtenir des réponses de la moyenne volumique de la résistivité du sol mesuré.

b) L'hypothèse d'onde plane: Le champ électromagnétique primaire est une onde plane qui se propage verticalement vers la surface de la Terre (direction z).

La source d'énergie primaire électromagnétique, qui peut être soit naturelle ou artificielle, pénètre dans la Terre induisant ainsi un champ secondaire électrique et magnétique. La contribution des deux champs électromagnétiques est enregistrée à la surface. Les ondes électromagnétiques naturelles, générées par l'activité orageuse, fournissent des signaux de fréquence supérieure à 1 Hz, qui sont utilisés pour le calcul de l'IMR. Les fréquences inférieures à 1 Hz sont

causées par de grands courants ionosphériques, créés par l'interaction entre le vent solaire et la magnétosphère (Kaufman et Keller, 1981; Vozoff, 1991) sont utilisées dans les études MT à l'échelle crustale et lithosphérique-asthénosphérique. En cas de faible signal (par exemple la bande de mort) ou lorsqu'ils sont touchés par le bruit électromagnétique, les sources artificielles contrôlées offrent un cadre stable, signal fiable, résultant en une plus grande précision. Toutefois, des sources contrôlées peuvent également compliquer l'interprétation en ajoutant des effets de source lorsque la station n'est pas située dans la zone du champ lointain.

Traditionnellement, les sources contrôlées se composaient des dipôles électriques terrestres qui varient en longueur de 500 m à 2 km, utilisés dans des études approfondies (Goldstein et Strangway, 1975; Sandberg et Hohmann, 1982). Dans des expériences peu profondes, il est plus avantageux d'utiliser des dipôles magnétiques horizontales étant donné qu'ils sont censés à offrir de meilleures conditions d'onde plane (Pedersen et al. 2005). Les dipôles magnétiques Horizontaux présentent moins d'effet de couplage dans la présence des structures conductrices et sont plus petits et plus faciles à installer.

Les mesures audio magnétotelluriques sont effectuées par deux paires d'électrodes et de deux ou trois bobines d'induction magnétique orientées orthogonalement (Figure 1).

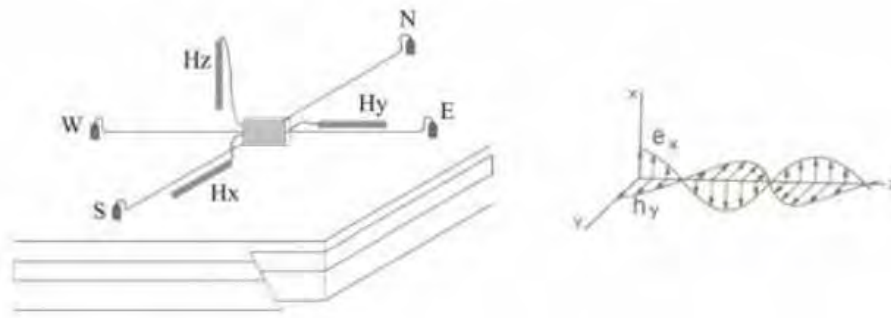


Figure 1: Esquisse d'un tableau récepteur AMT. Les électrodes sont situées N, S, E, et W, et les bobines d'induction Hx et Hy sont orientées NS et EW, respectivement. Hz est mis en place à la verticale. Sur la droite, est représentée la propagation du champ électrique et magnétique dans la Terre.

Les séries chronologiques électriques et magnétiques enregistrées se transforment dans le domaine spectral par une transformée de Fourier rapide (FFT), ou à l'aide d'ondelettes transformée (WT) (Zhang et Paulson, 1997, Trad et Travassos, 2000). Arango (2005) présente une comparaison détaillée entre la FFT et les méthodes de WT dans AMT. La transformée en ondelettes est présentée comme avantageuse en raison de son positionnement plus précis dans le spatial (le temps) et en fréquence. Cependant, les transformations temporelles-spectrales basées sur la transformée de Fourier (Figure 2) sont les plus utilisés.

Dans les deux cas, le processus de transformation se décompose les séries chronologiques en une combinaison linéaire complexe de fonctions sinus et cosinus qui fournit une fréquence et une caractérisation de l'amplitude des données.

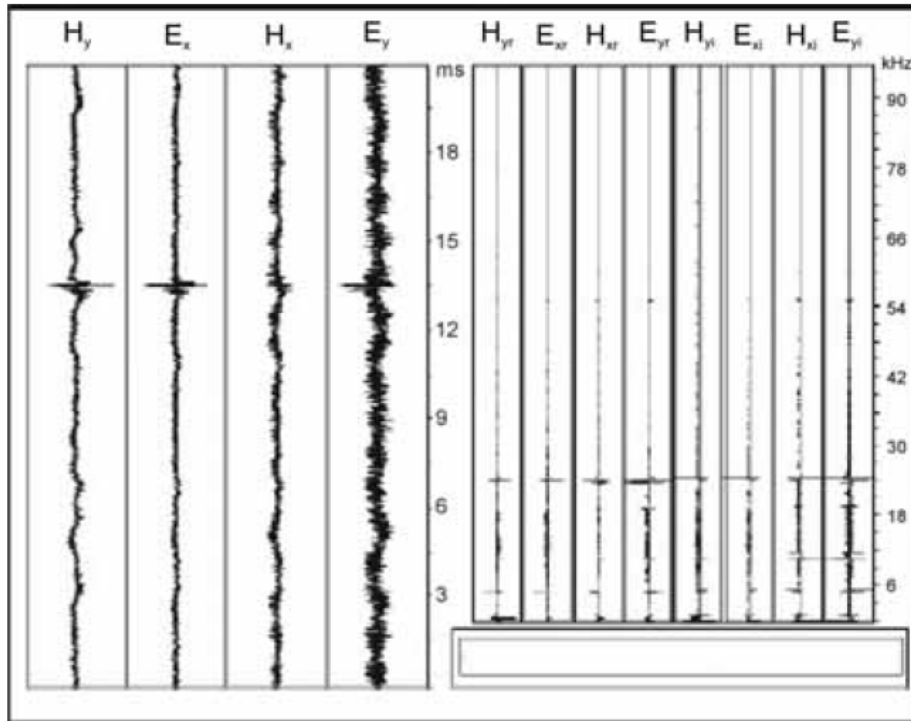


Figure 2: Les séries chronologiques de données des composants électriques et magnétiques, à gauche, et leurs FFT transformé sur la droite. *r* sous-indices et *i* désignent respectivement les éléments réels et imaginaires des champs électriques et magnétiques complexes. Image extraite de l'application de l'instrument Imagem STRATAGEM (Geometrics, 2000).

Les fonctions de transfert magnétotelluriques lient entre les fluctuations mesurées simultanément des champs électriques et magnétiques horizontales à certaines fréquences. De la relation entre les composantes électriques et magnétiques dans le domaine fréquentiel, nous pouvons définir le tenseur d'impédance complexe, (Eq.1):

$$\begin{pmatrix} E_i(\omega) \\ E_j(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{ii}(\omega) & Z_{ij}(\omega) \\ Z_{ji}(\omega) & Z_{jj}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_i(\omega) \\ H_j(\omega) \end{pmatrix} \quad \boxed{1}$$

Où i et j sont deux directions perpendiculaires et ω est la pulsation.

Les éléments d'impédance peuvent être adaptés pour obtenir la résistivité apparente, ρ_a , (Eq.2) et la phase, φ , (Eq. 3) pour des fréquences données pour fournir des données utilisées dans l'interprétation des courbes de l'AMT.

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \boxed{2}$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{Z_{ij}^I(\omega)}{Z_{ij}^R(\omega)} \right) \quad \boxed{3}$$

Les exposants R et I note la partie imaginaire et réelle de l'élément d'impédance, respectivement.

2. profondeur d'investigation: depth skin

La profondeur d'investigation peut être estimée en utilisant le paramètre skin depth (δ). Ce paramètre est définie comme « la fréquence dépend de la profondeur » où l'amplitude du champ électromagnétique à la surface de la Terre est atténuée par un facteur de e dans un milieu homogène.

$$\delta \approx 501 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ in meters.}$$

4

Il est à noter que selon la gamme de fréquence de mesure et de profondeur d'investigation, les méthodes de MT sont nommées différemment: magnétotelluriques (MT), audio magnétotelluriques (AMT), et Radiomagnétotelluriques (RMT) (Figure 3). La MT mesure dans la gamme de 1 à 10⁻⁶ Hz de fréquence, où les études d'imagerie ciblent la croûte et le manteau géologique. La source d'énergie électromagnétique naturelle est généralement suffisante pour obtenir un spectre de fréquence. Les signaux de basse fréquence ont besoin de temps plus que les méthodes de mesure de l'AMT et RMT.

Dans la gamme de fréquences à méso-échelle, de 1 à 10⁵ Hz, la méthode est appelée l'AMT. Un électromagnétique à source contrôlée est couramment utilisé pour des fréquences plus élevées afin d'empêcher le faible rapport signal-bruit où le bruit culturel et le faible signal naturel peuvent être présents. L'échelle d'étude varie en profondeur de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, elle est utile pour l'hydrogéologie, l'exploitation minière, la tectonique, la stratigraphie, ou des études de volcanologie...

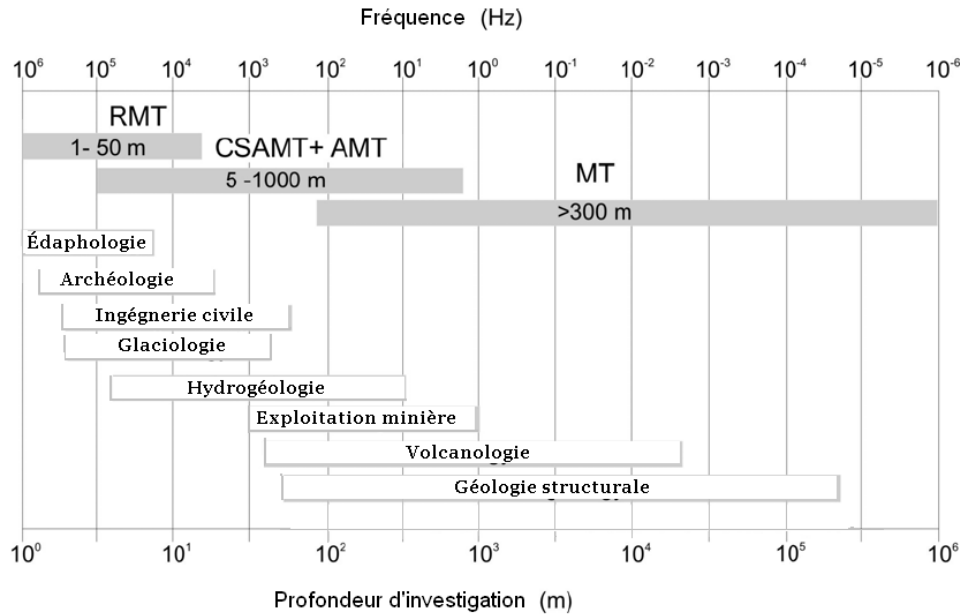


Figure 3: La profondeur d'investigation des différentes techniques magnétotelluriques et quelques principaux domaines d'application. Les limites de fréquence-profondeur ne sont pas strictes.

Une échelle peu profonde permet de caractériser en détail dans les premières dizaines de mètres, les mesures de la RMT dans la gamme de fréquences de 250 à 15 KHz avec un radio-transmetteur. La RMT peut être applicable à des études de l'hydrogéologie du sous-sol, archéologie, ingénierie civile de surface, et de l'agriculture de précision. Cependant, il ya seulement quelques prototypes dans la communauté scientifique (Tezkan, 1999; Bastani, 2001; Tullen et al, 2006.).

En termes d'applications hydrogéophysiques, la RMT et les méthodes de l'AMT sont adaptées pour que ces instruments enregistrent sur une plage de fréquence suffisamment élevée afin de permettre une enquête détaillée de la subsurface, comme il est indiqué par l'équation 4 et la figure 3.

L'équation 4, montre que la profondeur d'investigation dépend non seulement de la fréquence mais aussi de la résistivité du sous-sol. La figure 4, illustre le changement significatif de la profondeur d'investigation en fonction de la

fréquence variable et de la résistivité du sous-sol qui, lorsque on travaille à de faibles profondeurs devient très important. Dans une de 100 ohm.m homogène demi-espace hautes fréquences (105 Hz) commencer l'échantillonnage à une profondeur de 30 m et la profondeur d'investigation peut atteindre plus de 500 m de profondeur, tandis que pour un 1 ohm.m demi-espace des fréquences élevées commencer l'échantillonnage à moins de 5 m de profondeur et la profondeur d'investigation est limitée à 150 m à 1Hz. Dans la pratique, le sous-sol n'est jamais un demi-espace parfaitement homogène de sorte que la profondeur prévue basée sur le skin depth et une valeur de résistivité moyenne de la zone ne fournit qu'une estimation approximative et préliminaire à la profondeur d'investigation.

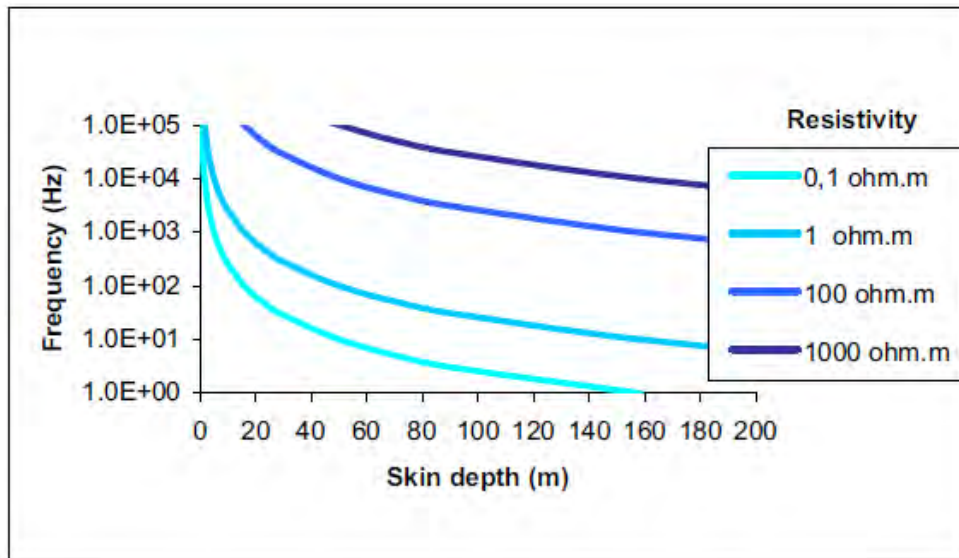


Figure 4: La fréquence par rapport à la profondeur d'investigation donnée par la relation de skin depth.

La bande de fréquence AMT (100 kHz à 1 Hz) permet l'étude méso-échelle dans la plage d'un mètre à plusieurs centaines de mètres, ce qui rend la méthode idéale pour les études hydrogéologiques à l'échelle des bassins et bassins versants, alors que les fréquences dans le RMT restreintes leur enquête à de faibles profondeurs et les études hydrogéophysiques aux captages locaux.

3. Le contrôle de code source: effet du champ proche

La méthode AMT est basée sur l'hypothèse que les ondes électromagnétiques se propagent verticalement à travers la Terre, et donc la source contrôlée doit être située assez loin des récepteurs pour s'acquitter de cette hypothèse. Traditionnellement, les dipôles électriques horizontales et verticales ont été utilisés comme sources contrôlées et la description mathématique du comportement du champ électromagnétique lors de l'enregistrement dans un terrain proche ou loin a été établie pour ce cas précis (Zonge et Hughes, 1988; Boerner, 1992). Dans le travail de (Pfaffhuber2001), les dipôles magnétiques horizontaux HMD sont développés dans les zones de champ proche et champ lointain basé sur la théorie EM (Ward et Hohmann, 1988). Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous, montrant la dépendance des composants des domaines spécifiques sur une terre 1D sur μ et sur r (distance émetteur-récepteur) en utilisant un HMD dipôle magnétique horizontal comme source électromagnétique artificielle.

Tableau 1: La géométrie du champ Source dans les zones du champ proche et champ lointain en utilisant un HMD comme source électromagnétiques artificielles. (De Pfaffhuber, 2001).

	Terrain proche	Terrain lointain
E_h	$\omega\mu\sigma \frac{1}{r^2}$	$\sqrt{\omega\mu} \frac{1}{\sqrt{\sigma}} \frac{1}{r^3}$
H_h	$\frac{1}{r^3}$	$\frac{1}{r^3}$

La zone du champ éloigné est essentiellement la zone exempte d'effets non-plan de source d'onde, ou lorsque les effets source constituent moins de 10 pour cent de la réponse totale de la résistivité apparente et les paramètres de phase (Zonge et Hughes, 1988). Loin de la source, dans la zone de champ lointain, où le nombre

d'induction ($r/\delta < 1$) est faible, à la fois, le E_h et H_h champs désintégration proportionnellement à $1/R^3$, et de la résistivité est donc indépendante de la distance émetteur-récepteur (r).

Dans l'autre extrême, la zone de champ proche est définie comme la zone où les champs E et H sont complètement saturés et où l'hypothèse d'onde plane n'est plus remplie vers la Source proche, dans la zone de champ proche, où le nombre d'induction est élevé ($r/\delta \gg 1$), se décompose comme $1/r^2$ E et H comme $1/R^3$, et les valeurs de résistivité sont liés à la distance de la source. A des distances intermédiaires, dans la zone de transition, se décompose comme $1/r^2$ E , H et se désintègre à un taux intermédiaire entre $1/R^3$ et $1/r^2$, et donc ce n'est le cas intermédiaire, où la distance et la résistivité du sous-sol de contribuer à la réponse.

En substituant les expressions du tableau 1 dans les équations 2 et 3 pour chaque composante, on peut voir que dans la zone de champ proche de la résistivité apparente diminue avec la diminution de la fréquence.

$$\rho = \omega \mu \sigma^2 r^2$$

5

4. Dimensionnalité

Les propriétés mathématiques du tenseur d'impédance permettre à la dimension géo-électrique du sous-sol à déterminer qui peut être 1D, 2D ou 3D. Une analyse dimensionnelle a été prouvé d'être très important avant le processus de modélisation multidimensionnelle, étant donné que de nombreux environnements 3D ont été abordés avec des modèles 2D, n'étant pas tout à fait

acceptable dans certains cas (Ledo et al, 2002 a; Ledo, 2006; Queralt et al. , 2007).

Dans un milieu stratifié, le cas 1D, les changements de résistivité seulement avec la profondeur et le tenseur de l'impédance est indépendante de l'orientation de mesure des composantes du champ. Les composantes diagonales du tenseur d'impédance, et Z_{xx} Z_{yy} , sont nulles et les composants antidiagonale ont la même grandeur, mais avec IE signe opposé, $Z_{xy} = -Z_{yx}$

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad \boxed{8}$$

Dans le cas 2D, les changements se produisent géoélectrique avec la profondeur ainsi que dans une direction perpendiculaire à la direction géologique. L'équation Maxwell peut être dissociée en deux différents modes de polarisation, TE et TM par rapport à la direction de grève électrique. Le mode TE (transverse électrique) est définie lorsque la composante horizontale du champ électrique E est parallèle à la direction de grève et le champ magnétique horizontal H est perpendiculaire. À l'inverse, le mode TM (transverse magnétique) est définie lorsque l'horizontale du champ magnétique H est parallèle à la direction de grève et E est perpendiculaire. Dans les deux modes TE et TM, une seule des composantes horizontales du champ électrique et magnétique est nulle, et donc le tenseur de l'impédance est réduit à ses composantes hors diagonale, pas de grandeur égale.

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad \boxed{7}$$

Le tenseur d'impédance ne peut pas être exprimé en équation 7, mais plutôt comme le tenseur d'impédance générale (eq 1), lorsque les mesures ne sont pas effectuées le long de la grève direction électrique. Toutefois, il est possible de faire tourner les axes de mesure à un angle de sorte que les composantes diagonales du tenseur magnétotelluriques deviennent nulles et les axes sont parallèles et perpendiculaires à la direction de la grève géoélectrique. L'angle de frappe peut être obtenu à partir de l'impédance observée MT en utilisant plusieurs méthodes: (. Caldwell et al, 2004) Strike (Groom et Bailey, 1989 McNiece et Jones, 2001), Phase Tenseur, WALDIM (Weaver et al, 2000; Martí et al., 2004).

Le cas 3D représente le type le plus général de la structure géoélectrique où les changements de résistivité dans toutes les directions et le tenseur Impédance contiennent tous les éléments horizontaux champs électriques et magnétiques, indépendamment de la direction de mesure, et est exprimé par l'équation générale

4.1. distorsion de données

La distorsion de données est produite par la présence des structures tridimensionnelles de l'échelle locale, située dans le sous-sol peu profond, produisant une distribution de charge anormale sur toute sa surface. Une distorsion peut être galvanique ou inductive (Berdichevsky et Dimitriev, 1976), mais la distorsion inductive peut généralement être ignorée en raison de sa faible amplitude. La distorsion galvanique est indépendante de la fréquence et de son effet sur le champ électrique qui peut être du même ordre de grandeur que celle du champ électrique régional. Elle est donc considérée comme une anomalie électrique supplémentaire sur le terrain. La distorsion galvanique est un problème complexe dans les enquêtes sur le terrain AMT, où le tenseur d'impédance est affecté par une distorsion de la matrice. Dans les cas les plus

simples en 1D et 2D, dans certains cas où les mesures sont effectuées dans les directions TE et TM, son effet est appelé « décalage statique ».

Dans la pratique, le décalage statique est un déplacement vertical des courbes de résistivité apparente, où la courbe de l'angle de phase n'est pas affectée.

Il n'y a pas de méthode numérique pour corriger le décalage statique, et il est nécessaire d'utiliser des informations provenant d'autres méthodes géophysiques qui ne sont pas touchées par le décalage statique comme TDEM (Pellerin et Hohmann, 1990; meju, 1996; Krivochieva et Chouteau, 2003; meju 2004), en utilisant les données benne (Ledo et al. 2002 b), ou en comparant toutes les réponses à l'enquête avec informations a priori géologiques et géophysiques.

4.2. WALDIM

La plupart des méthodes utilisées pour caractériser la dimension des structures géoélectrique sont basées sur les invariants de rotation, qui est un ensemble de paramètres calculés à partir du tenseur observée AMT qui ne dépendent pas de la direction des axes de mesure (Bahr, 1988; Szarka et Menvielle, 1997; Weaver et al, 2000;.). Comme alternative, Caldwell et al. (2004) introduisent le tenseur phase magnétotelluriques, définie comme la relation entre les parties réelles et imaginaires du tenseur de MT. Martí (2006) ont analysé ces différentes méthodes, en soulignant leurs forces et leurs faiblesses et avait proposé l'approche invariant WAL (Weaver et al., 2000) comme la meilleure méthode pour extraire un maximum d'informations à partir du tenseur MT régionales tout en tenant compte des seuils précis invariant (Martí et al., 2004). En outre, Martí et al. (2004) mis au point un Visual Fortran 2000 Application ®, appelé WALDIM, comme un outil pour effectuer automatiquement une analyse dimension sur un ensemble de matières premières ou de synthèse des données MT.

Tableau 2: Résumé du schéma d'analyse WALDIM. WALDIM application est utilisée dans toutes les évaluations aquifère AMT présentées après que l'une des premières étapes de l'analyse des données.

Case	Geoelectrical dimensionality
1	1D
2	2D 3D/2D only twist 3D/2D general galvanic distortion twist + shear
3	3D 3D/1D2D galvanic distortion over a 1D or 2D structure non recoverable strike direction Undeterminable due to strong distortion

Les principales fonctions WALDIM du programme sont pour déterminer la dimensionnalité des données, suivant les critères WAL, selon les erreurs de données et le seuil. Huit différents cas dimensions peuvent être obtenus, divisés en trois situations générales: 1D, 2D et 3D, celui-ci, y compris le cas de la dimension indéterminable en raison de forte distorsion.

5. Limitations

GHHohmann (1984) dans ses notes de classe discutées sur les limites et l'avenir de la méthode MT, et ces pensées sont toujours valables jusqu'à un certain point: "la méthode MT a été inventé par Tikhonov (1950) et par Cagniard (1953) dans le début des années 1950. Depuis lors, la méthode a été affinée considérablement, mais les problèmes sont encore présents, surtout avec le bruit dans les mesures et le manque d'une interprétation adéquate. L'amélioration de la collecte de données, traitement de données et de modélisation tridimensionnelle numérique devrait permettre de résoudre certains problèmes. Les résultats du modèle inverse qui offrent un bon ajustement des données ne devrait pas être considérée

comme la seule réponse possible. Un modèle géologique raisonnable qui s'applique aux données est notre meilleure garantie que nous ont produit un modèle crédible.

Le bruit culturel peut être considéré comme une limitation principale où l'absence de filtrage est possible. L'utilisation d'une source artificielle peut contribuer à améliorer la qualité des données. Cependant, dans la gamme des hautes fréquences, la distance en champ proche, loin de transition est relativement faible, et donc, afin de ne pas imposer d'importants effets de champ proche sur les données acquises, des procédures rigoureuses d'enquête sur le terrain doivent être suivies.

Le modèle AMT fournit des informations sur la résistivité seule, qui, en termes d'interprétation ne peut pas être directement lié à la lithologie, la porosité des médias, ou de la perméabilité hydraulique sans une information hydrogéologique préalable. Des mesures de résistivité sont touchées simultanément par la lithologie, la présence de fluide (sa température et sa salinité), et la structure des pores. D'autres recherches doivent aborder cette question sur l'étude des relations pétrophysiques afin de convertir quantitativement la résistivité dans les propriétés physiques des roches.

6. Stratagème EH4

Stratagème système EH4 ©, est un quadripôle, naturels et l'enregistrement de sources contrôlées système de tenseur de l'ordre de 10 à 92000 Hz (Geometrics, 2000). Le système est composé de 4 tamponnée dipôle actif à haute fréquence et des électrodes en acier inoxydable et 2 bobines d'induction reliée à un récepteur AEF (Figure 3.6), qui transmettent des données magnétiques et électriques des séries chronologiques sur la console où les données sont stockées.

Pour améliorer le rapport signal-bruit où le bruit culturel peut être présent ou lorsque le signal naturel est faible, un émetteur non polarisé (800-64000 Hz) composé de deux dipôles magnétiques horizontaux- avec un moment magnétique de 400 AM² est utilisé. L'émetteur doit être situé assez loin du récepteur de remplir l'hypothèse d'onde plane, mais assez proche pour fournir la force du signal est appropriée. La mesure tenseur AMT + CSAMT peuvent être traitées en utilisant des techniques de traitement MT.

En utilisant le logiciel Imagem, les séries chronologiques enregistrées (Stratagem Y file) sont convertis en complexes spectres croisés en utilisant une FFT (Stratagem X file). Une analyse des moindres carrés cross-spectrale (Geometrics, 2000) est ensuite utilisée pour calculer la fonction de transfert (impédance) qui concerne les champs électriques observés aux champs magnétiques (Stratagem Z file).





Figure 5: Photos illustrant les différentes composantes du système de stratagème. De gauche à droite et de haut en bas est représenté, le boîtier du récepteur AEF, le Stratagème EH4, une bobine d'induction, et un électrode

Les fréquences transmises

Quatorze fréquences indépendantes sont transmises successivement par le dipôle magnétique horizontal à l'adresse: 800, 1000, 1400, 2000, 3000, 4000, 6000, 8000, 12000, 16000, 24000, 32000, 56000 et 64000 Hz. Cette gamme de fréquences que l'on appelle la bande source contrôlée fréquence (bande CS dans les chiffres). Pour s'assurer que la source transmet un signal à la fréquence spécifiée, une analyse spectrale en ondelettes a été réalisée suivant la procédure développée par Arango (2005) (Figure 6).

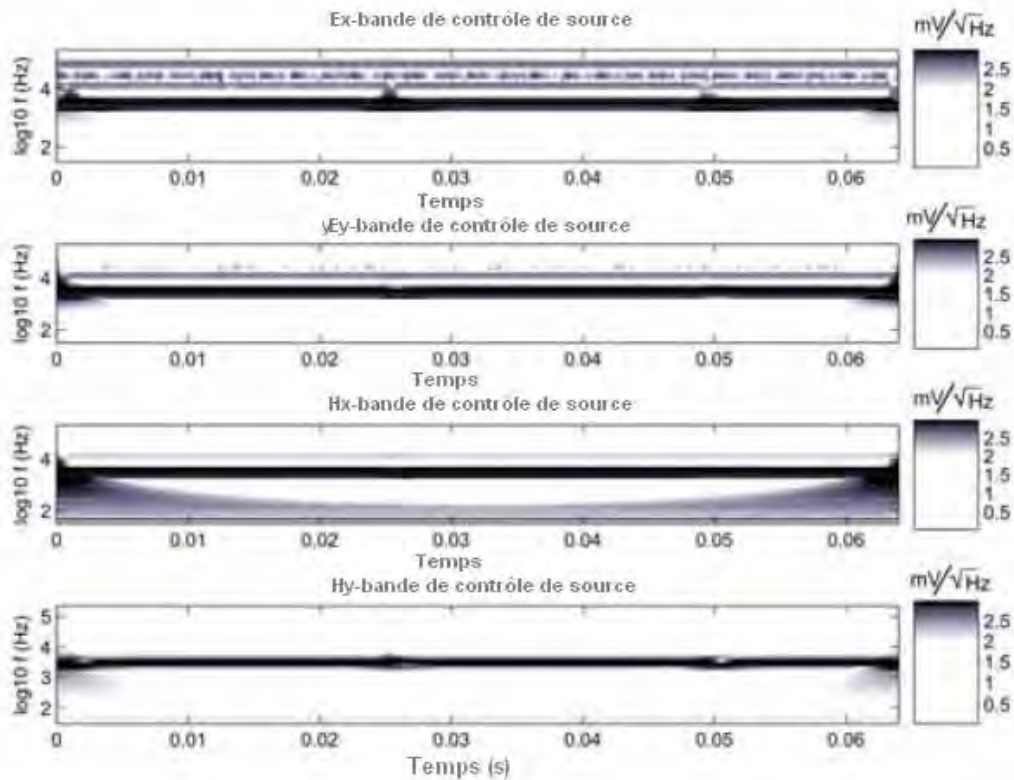


Figure 6: L'analyse de fréquence domaine spectral basée sur la transformation en ondelettes de Morlet montrant les 4 AMT éléments de données (avec la permission de C. Arango.). La fréquence dominante apparaît comme une bande de forte amplitude à une fréquence spécifique (ligne noire), qui correspond à l'un des quatorze fréquences émises par la source d'énergie contrôlée.

Les sondages AMT analysés sont tirés d'un signal source en champ proche complètement saturé pour s'assurer que seule la fréquence émise est la teneur principale de fréquence à chaque fois que l'émetteur, puisque dans le cas de test de caractérisation de la résistivité du sous-sol n'est pas important. L'existence de 14 fréquences différentes transmises a été confirmée sur tous les composants (Ex, Ey, Hx, Hy). De la même manière que la figure 6 montre, 13 autres parcelles ont été générées pour confirmer la présence de l'énergie du signal à toutes les fréquences d'émission spécifiée.

Chapitre II : La méthode Électromagnétique Domaine Temporel (TDEM)

1. Principe

La méthode T.D.E.M (Électromagnétique domaine temporel) ou T.E.M. (Méthode électromagnétique transitoire) fait partie des méthodes de prospection électromagnétique, ou "EM". Elle permet de réaliser des sondages de résistivité électrique de manière non-destructrice, à partir d'un dispositif constitué uniquement de câbles électriques (Roll carré de la taille de la main peut varier de 25 m à 200 m). Elle intervient dans de nombreuses applications pour lesquelles la structure du sol doit être connue, comme notamment la recherche d'aquifères, de minerai, ou encore le suivi de pollution du sous-sol.

Dans cette méthode, le courant généré dans la bobine émettrice varie sinusoidalement dans le temps et la fréquence choisie en fonction de la profondeur désirée, courant à travers l'émetteur est une onde carrée symétrique comme dans la figure 1. Ainsi, chaque quart de période, le courant dans l'émetteur est réduite brusquement à zéro, alors le courant passe se déplacé dans la direction opposée.

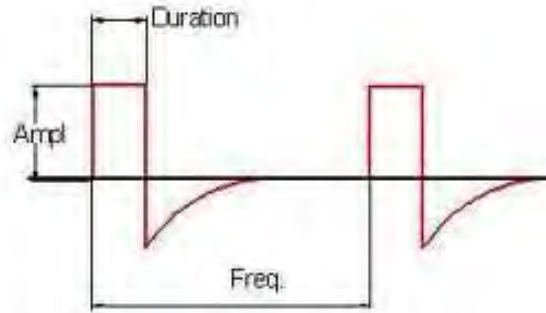


Figure 7 : La forme d'onde du TDEM

Le TDEM système se compose d'un émetteur et un récepteur. L'émetteur est une bobine de fil isolé carré pris en charge directement sur le terrain. Le récepteur est une bobine de quelques spires est placé dans le centre du convoyeur en spirale. L'extension latérale de la boucle est approximativement égale à la moitié de la profondeur désirée de l'exploration. Par exemple 50x50 mètres de côté à des profondeurs d'investigation d'environ 100 m), sauf pour l'exploration en eaux peu profondes (40m), où la longueur de la spirale peut être de 5 à 10 mètres.

Dans certains systèmes, tels que ceux utilisés dans notre travail, la même bobine est utilisée pour l'émission et la réception.

La réalisation d'un sondage TDEM consiste à envoyer une impulsion électromagnétique dans le sous-sol à l'aide d'une boucle d'émission et d'étudier la réponse électromagnétique du sous-sol à cette impulsion. Cette réponse, mesurée à l'aide d'une boucle de réception dépend en effet de la conductivité électrique des terrains à l'endroit du sondage.

Ces boucles sont constituées d'un (ou plusieurs) câble(s) électrique(s) isolé(s). Lors du sondage, elles sont posées à même le sol, mais peuvent également être aéroportées dans le cadre de certaines applications. Chacune est reliée à l'unité de mesure du TDEM, qui contrôle tout le processus d'acquisition des données.

Afin de générer une impulsion électromagnétique dans le sol, un courant continu de plusieurs ampères est injecté dans la boucle d'émission. La circulation de ce courant dans la boucle provoque l'apparition d'un champ magnétique statique : le champ "primaire". Après un intervalle de temps donné, l'injection du courant est coupée brusquement. Dans la boucle d'émission, la coupure n'est pas instantanée: le courant décroît pendant quelques millisecondes avant de s'annuler. Cette diminution de l'intensité du courant entraîne une décroissance du champ primaire.

Selon la loi de Faraday, la variation d'intensité d'un champ magnétique au cours du temps provoque l'apparition d'une force électromotrice (fem) dans tout milieu conducteur situé à proximité. L'air étant infiniment résistant, c'est dans le terrain étudié que va apparaître cette fem lors d'un sondage TDEM. Celle-ci va induire dans le sol une circulation de courant électrique (courant de Foucault, ou Eddy currents), qui peut être vue comme une réplique de la boucle d'émission dans le sol (McNeill, 1994)

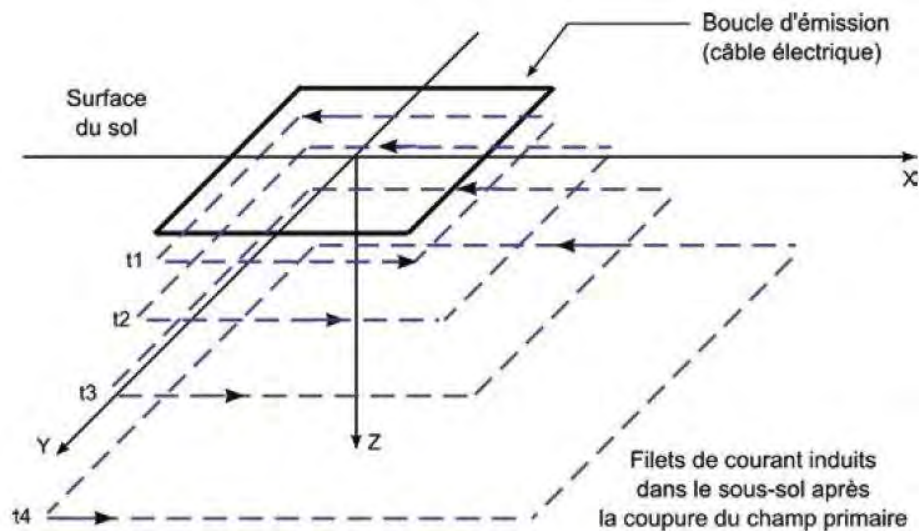


Figure 8 : Boucles de courant induites dans le sol aux instants suivants modifié d'après McNeill (1990).

L'intensité de ces courants de Foucault dépend essentiellement de la résistivité des formations dans lesquelles ils se forment. Ces courants génèrent un champ magnétique dit "secondaire", dont l'intensité est fonction de cette résistivité. A son tour, ce champ magnétique secondaire induit un courant faible dans la boucle de réception, qui s'exprime par une tension mesurable aux bornes de cette boucle. La valeur de cette tension est directement liée à l'intensité du champ magnétique secondaire, et donc à la résistivité des formations. Cette tension est mesurée à différents instants au fur et à mesure du sondage, correspondant à des boucles de courants de plus en plus profondes : c'est le principe "temporel" du TDEM.

Le signal enregistré lors d'un sondage TDEM correspond donc à la décroissance d'un courant au cours du temps, dont l'amplitude et la forme sont liées à la résistivité électrique des terrains à l'endroit du sondage.

Ce signal peut également être présenté sous la forme de résistivité apparente (ρ_a) en fonction du temps. On peut considérer cette forme de signal comme une première interprétation de la mesure, avec le paramètre "temps" jouant le rôle de pseudo-profondeur. Cette transformation est très pratique pour avoir un premier aperçu des résistivités rencontrées, mais doit être employé avec précaution, car l'interprétation des courbes de résistivité apparente en TDEM est moins simple qu'en sondage électrique. Dans la suite de ce rapport, le terme "signal du TDEM" décrira la décroissance du courant dans la boucle de réception.

La figure 9 montre schématiquement le logarithme de la réponse transitoire d'un terrain typique basé sur le logarithme du temps, surtout quand le terrain est homogène (c'est à dire, lorsque la résistivité varie pas avec la profondeur ou latéralement). Ce chiffre montre que la réponse peut être divisée en une première phase (où la réponse est constante dans le temps), une phase intermédiaire (la forme de la réponse varie en permanence avec le temps) et une phase finale (la réponse est une ligne), selon McNeill (1980).

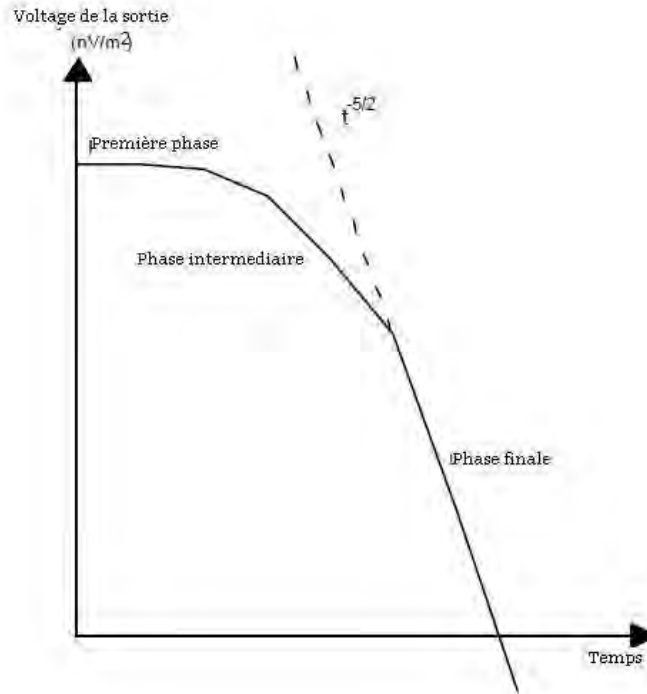


Figure 9 : Logarithme du voltage à la sortie du récepteur en fonction du temps

La réponse est habituellement une fonction mathématique complexe de la conductivité et de temps. Cependant, grâce à une fonction mathématique simplifiée qui peut être vue dans sa phase finale, est considérablement simplifiée. Ainsi, nous pouvons voir que dans la dernière phase, la réponse varie avec le temps et avec la conductivité:

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^2}{t^{5/2}}$$

Où :

K_1 : Constante

M : Produit du courant qui passe dans la T_x par la superficie ($i.m^2$)

σ : Conductivité du courant

t : Temps

$e(t)$: Voltage à la sortie d'une spire de la bobine réceptrice d'une superficie de 1m^2

La méthode TDEM permet d'effectuer des sondages de résistivité électrique, qui caractérisent un certain volume de terrain situé sous le dispositif d'émission-réception. L'épaisseur de ce volume de terrain est comprise entre deux limites : la profondeur minimale à partir de laquelle il est possible de mesurer un signal, et la profondeur maximale à partir de laquelle ce signal devient trop faible pour être mesuré.

2. Profondeur d'investigation

2.1. Profondeur minimale

La coupure du courant n'est pas instantanée dans la boucle d'émission. Ce décalage temporel permet à l'induction d'avoir lieu dans le sol.

Dans la boucle de réception, l'enregistrement du signal ne démarre pas immédiatement après cette coupure dans la boucle d'émission : la mesure est retardée par un délai instrumental : le temps de coupure, ou *Turn Off Time*. Ce "temps mort" correspond en effet au temps nécessaire pour qu'il n'y ait plus de trace du courant d'injection dans la boucle d'émission, ce dernier perturbant fortement la mesure.

Ce "temps mort" entre la coupure et la première mesure empêche donc de mesurer le signal généré par les premiers terrains sous la surface du sol. Par conséquent, le TDEM est "aveugle" sur les premiers mètres de terrain : le premier signal enregistré correspond à des informations provenant déjà d'une certaine profondeur, la profondeur minimale.

Cette épaisseur "aveugle" sera donc d'autant plus importante que le temps de coupure sera grand. Généralement, ce délai augmente avec la taille de la boucle

utilisée, ainsi qu'avec l'intensité du courant injecté. Il est en effet aisément compréhensible qu'un courant électrique mette plus de temps à s'annuler si son intensité initiale est forte, et/ou si le câble dans lequel il circule est long.

Le temps de coupure varie également selon l'appareil ou encore selon la résistivité des terrains à l'endroit du sondage. L'épaisseur aveugle est donc variable en fonction de la configuration du sondage et du lieu où ce sondage est effectué. Si les cibles aquifères sont peu profondes, on privilégiera une configuration permettant une profondeur aveugle faible (donc un *Turn Off Time* court), et inversement pour des cibles profondes.

2.2. Profondeur maximale

La profondeur maximale d'investigation peut être définie comme la profondeur maximale à laquelle il est possible de détecter un terrain et de mesurer sa résistivité. Si on se réfère au principe de la méthode TDEM, cette profondeur dépend en premier lieu du temps pendant lequel le signal est enregistré dans la boucle de réception.

Il ne suffit pas de mesurer le plus longtemps possible pour augmenter cette profondeur d'investigation.

La limite d'investigation d'un sondage TDEM est donc liée au temps pendant lequel ce signal mesuré est interprétable : le temps pendant lequel l'amplitude du signal est supérieure à celle du bruit. Pour caractériser cela, on utilise le rapport "signal sur bruit", ou SNR (*Signal to Noise Ratio*), qui exprime le rapport entre l'information utile de la mesure (Signal) et celle du bruit qui l'accompagne.

$$\text{SNR} = \text{Signal/Bruit}$$

La valeur de ce paramètre renseigne sur la quantité d'information disponible devant le bruit, et permet de comparer les différents sondages réalisés sur un

même site. Une valeur élevée traduit un niveau de signal fort devant le niveau de bruit et donc un signal mesurable plus longtemps. Inversement, une valeur faible traduit une quantité d'information plus faible. De manière générale, on cherchera toujours à maximiser la valeur de ce rapport.

Afin de maximiser le rapport Signal/Bruit, on peut faire en sorte :

- d'amplifier le signal émis en augmentant l'intensité I du courant d'injection et/ou la surface A_{Tx} du dispositif d'émission ;
- d'amplifier le signal reçu (pour A_{Tx} constant) en augmentant A_{Rx} la surface du dispositif de réception ;
- de réaliser un nombre important de mesures afin de les moyenner pour diminuer l'influence du bruit aléatoire.

Cependant, certains paramètres naturels comme le bruit électromagnétique et la résistivité des terrains sondés doivent également être pris en compte :

- le bruit EM peut masquer le signal si son amplitude est élevée ;
- l'induction est faible dans les terrains résistants.

Toutefois, en présence de terrains conducteurs, l'induction dans le sol est forte (donc le signal mesuré est fort) mais la profondeur de diffusion du signal Tx est faible, ce qui limite la profondeur d'investigation. Dans le cas opposé, en présence de terrains résistants, l'induction est faible, mais le signal diffuse rapidement en profondeur. La profondeur d'investigation est donc plus importante en présence de terrains résistants qu'en présence de terrains conducteurs.

Ainsi, lors de sondages TDEM en présence de formations conductrices, le rapport signal sur bruit est important, mais la profondeur d'investigation est plus faible que pour le même sondage en présence de formations résistantes. On considère de façon empirique qu'en l'absence de phénomène particulier, la profondeur d'investigation est comprise entre 0.5 et 1.5 fois la taille d'un côté de la boucle de réception ; pour une moyenne résistivité donne une valeur de $L\sqrt{n}$, où n est le nombre de boucles carrées et L est le côté du carré (Ranieri 2000). Elle peut

également être calculée de manière rigoureuse en prenant en compte tous les paramètres du sondage (Spies, 1989), mais cela dépasse un peu le cadre de ce document.

3. Dispositif de mesure

Nous avons utilisé pour nos mesures le TEM-Fast48est un appareil de type TDEM, développé par l'entreprise Applied ElectroMagnetism Research (AEMR). Il s'agit d'un appareil autonome, de faible encombrement, permettant d'effectuer un sondage en une vingtaine de minutes (pour l'installation des bobines et la mesure proprement dite) et piloté par un PC, il comprend :

- Un générateur d'impulsions rectangulaires monopolaire (émetteur).
- Un ensemble de mesures prévoyant l'enregistrement du signal (récepteur).
- Un bloc de contrôle (contrôleur).
- Une source d'énergie (batterie).

Le courant maximal qu'on peut envoyer dans le terrain est de 3-4 A, utilisant une boucle de 50 Ohm.m.



Photo 10 : Instrument TEM-Fast48 complet avec ses composants

Chapitre III : La méthode de Tomographie Électrique

1. La prospection électrique

Les travaux consistant à injecter un courant électrique dans le sol pour des fins de prospection géologique ont commencé il y a plus d'un siècle (Dahlin, 2001). Au départ, la méthode consistait à déplacer une électrode de mesure (électrode de potentiel) par rapport à un dipôle d'injection fixe (électrodes de courant) pour localiser qualitativement des anomalies conductrices (voir les travaux précurseurs de Petersson (1907) et Bergström (1913) réalisés en Suède). En France, les frères Schlumberger ont démarré leur travail pionnier sur la prospection électrique en 1912 [Schlumberger, 1920], largement cité comme les premiers balbutiements de la méthode électrique, suivi de près par Wenner aux États-Unis (Kunetz, 1966).

Les principes du sondage électrique vertical (VES), consistant à mesurer les variations de résistivité du sous-sol sur une verticale en écartant successivement le dispositif d'électrodes autour d'un point central, ont été établis dans les années 1920 (Gish&Rooney, 1925). La méthode du trainé (ou profilage), enregistrant les variations horizontales de résistivité à l'aide d'un dispositif de taille fixe (donc à profondeur constante) a vu le jour à cette même période. Au début, l'interprétation des courbes verticales de résistivité restait qualitative, puis à partir des années 1930, le développement d'abaques a permis l'interprétation du milieu en séquence de couches de résistivités (Stefanescu et al. 1930, Slichter, 1933). Dans les années 1970, le développement des outils numériques a permis l'apparition de modèles de simulation, d'abord 1D (Ghosh, 1971, Johansen, 1977), puis 2D ou 3D (Dey & Morrison, 1979).

Au début des années 1980, la mise au point de câbles multi-électrodes avec système d'acquisition d'abord manuel (Barker, 1981), puis automatique assisté par ordinateur (Dahlin, 1989), a permis d'augmenter significativement la vitesse

d'acquisition et dans le même temps de diminuer le nombre d'opérateurs sur le terrain. Toutefois les mesures restaient encore unidimensionnelles. Ce n'est que dans les années 1990 que les systèmes de câbles multi-électrodes ont été mis à profit pour l'acquisition 2D ou 3D à haute résolution spatiale, par combinaison de sondages et trainés (Griffiths et al. 1990, Dahlin, 1993, Griffiths & Barker, 1993, Dahlin&Bernstone, 1997). Conjointement, les techniques d'inversion automatique 2D ou 3D (modélisation numérique inverse), basées sur les méthodes des différences finies (FD) ou des éléments finis (FE) pour la résolution du problème direct, ont été développées en réponse au nouveau besoin [Li, 1992, Oldenburg & Li, 1994, Tsourlos, 1995, Zhang et al., 1995, Loke& Barker, 1995, 1996a, 1996b] : on parle depuis lors d'imagerie de résistivité électrique ou tomographie de résistivité électrique (ERT).

A l'heure actuelle, l'ERT 2D est très largement et de plus en plus utilisée en hydrogéologie, alors que l'application de la 3D en est encore à ses premiers pas, du fait essentiellement de la lourdeur informatique des modèles d'inversion 3D [Dahlin, 2001], mais également des difficultés de mise en œuvre sur le terrain.

1.2. Notion de résistivité électrique

La résistance mesure l'opposition au passage d'un courant électrique, et peut permettre de caractériser un matériau. La loi d'Ohm stipule que le quotient du potentiel (V) appliqué aux bornes d'un matériau par le courant (I) qui circule, soit:

$$R=V/I$$

9

Cependant, en prospection électrique la notion de résistance n'a pas vraiment de signification puisque si on prend deux échantillons de longueur différente du même matériau, ils n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons de matériaux différents peuvent présenter la même valeur. Puisque la résistance dépend de la géométrie du corps doit se baser alors sur une propriété qui, tout en

caractérisant la facilité de laisser passer le courant, est indépendante de la géométrie de l'échantillon choisi. Cette propriété s'appelle la résistivité électrique

Les mesures de résistivité sont normalement effectuées en injectant un courant dans le sol par l'intermédiaire de deux électrodes de courant (A et B), et en mesurant la différence de potentiel résultante au niveau de deux électrodes potentielles (M et N) (Fig. 1). A partir des valeurs du courant (I) et du potentiel (V), on peut calculer une valeur de la résistivité apparente (ρ_a) suivant l'expression suivante :

$$\rho_a = k (\Delta V / I) \quad (\text{Eq1})$$

Où K est un facteur dépendant de la géométrie du dispositif de mesure

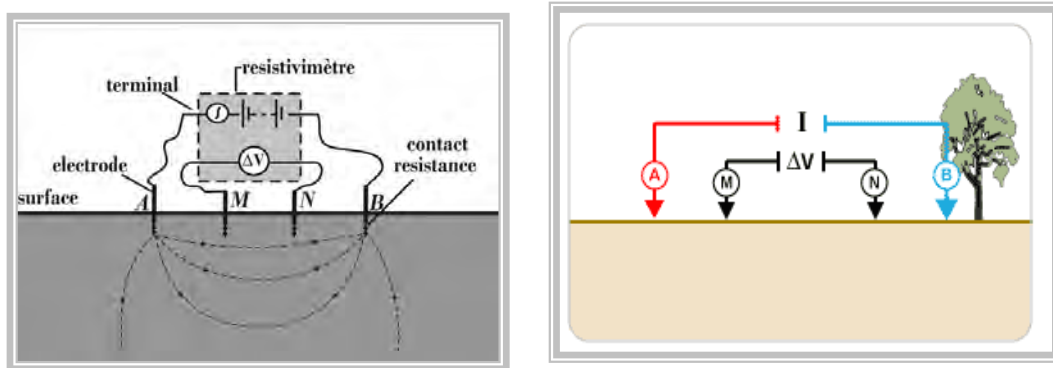


Figure 11 : Principe de mise en œuvre de la méthode géoélectrique

La valeur calculée n'est pas la résistivité réelle du sous-sol mais, plutôt, une valeur « Apparente » qui correspond à la résistivité d'un terrain homogène qui sera la même pour le même arrangement d'électrode. Le rapport entre la résistivité « apparente » et la résistivité « réelle » est un rapport complexe. Pour déterminer la résistivité réelle du sous-sol, il est indispensable d'effectuer une inversion des valeurs de la résistivité apparente mesurée partant du model initial, et en utilisant des programmes informatiques spécialisés.

1.1.2 Variations des résistivités des roches

La résistivité des roches est, en général, élevée, de l'ordre de 100000 fois plus grande que celle des métaux purs. En effet, les minéraux qui constituent les roches sont des isolants parfaits (sauf de rares exceptions). La résistivité des roches dépend donc principalement de leur teneur en eau et de la composition chimique de cette eau. Toutefois, la structure d'une roche, laquelle conditionne sa teneur en eau, est fonction de sa nature lithologique.

Le tableau 3 montre quelques exemples des variations de résistivités en fonction de la nature lithologique des roches.

La teneur en eau affecte sensiblement la résistivité des roches ; un sable sec est en principe non conducteur puisqu'il est constitué de grains isolants (quartz ou calcaire).

Tableau 3- Variations de la résistivité suivant de la nature lithologique des roches (Stadelhofen, 1991)

Roches	Résistivités pour les formations saturées (ohms·m)	Résistivités les plus fréquentes (ohms·m)
Argiles	5 à 10	10
Sables	50 à 400	60
Graviers	150 à 500	200
Schistes cristallins	100 à 100 000	3000
Basaltes	10 à 50 000	3000
Granites	100 à 50 000	5000
Calcaires et dolomies	100 à 10 000	2000
Eau de mer	< 0,2	
Eaux douces	10 à 300	
Eaux connées	0,05 à 10	
Limite de potabilité	2 à 6	

Mais dans les conditions naturelles, une roche n'est jamais complètement sèche puisqu'elle renferme toujours de l'eau de rétention. Un sable humide présente

une résistivité élevée qui varie de 20 à 20000 ohm.m. Un sable saturé en eau a une résistivité plus faible qui varie entre 50 à 100 ohm.m.

La résistivité d'une solution aqueuse dépend du contenu en sels et de la température.

Tableau 4.- Résistivités de différents types d'eau et polluants

Type d'eau ou polluant	Résistivité (ohms·m)
Eau potable	12
Eau médiocre	6
eau mauvaise	2,8
Eau non potable	0,75
Eau de mer	0,2
Eau de pluie	30 à plusieurs milliers
Hydrocarbure	Résistivité infinie
Lixiviat de décharge	5

2. Méthodes d'investigation

Le but immédiat de la prospection électrique est la détermination de la répartition des résistivités dans le sous-sol. Toutes les méthodes utilisées sont fondées sur la comparaison de la distribution du potentiel créé par l'envoi d'un courant avec ce que serait cette distribution dans un milieu homogène. La mise en œuvre du dispositif de mesure permet deux méthodes d'investigation classiques :

- (i) le sondage électrique,
- (ii) les profils et cartes des résistivités.

La première utilisation de la méthode du sondage électrique revient aux années 1920 grâce aux travaux des frères de Schlumberger. Dans cette méthode, le point central de la rangée d'électrodes demeure fixe, mais l'espacement entre les électrodes est augmenté pour obtenir plus d'informations sur les sections plus profondes du sous-sol. Les valeurs de la résistivité apparente mesurée sont tracées sur un papier graphique logarithmique.

Pour interpréter les données d'un tel graphe, on suppose que le sous-sol se compose des couches horizontales. Dans ce cas, la résistivité du sous-sol change seulement avec la profondeur, mais ne change pas dans la direction horizontale. Une interprétation unidimensionnelle du sous-sol est employée pour interpréter les mesures. Malgré cette limitation, cette méthode a donné des résultats utiles pour plusieurs situations géologiques (tels que la recherche de la surface piézométrique) où le modèle unidimensionnel est proportionnellement vrai.

L'autre technique classique de prospection électrique est la méthode de profilage. Dans ce cas, l'espacement entre les électrodes demeure fixe, mais la rangée (d'électrodes) entière est déplacée suivant une ligne droite. Ceci fournit quelques informations sur les changements latéraux de la résistivité du sous-sol, mais cette technique ne peut pas détecter les changements verticaux de la résistivité. L'interprétation des données de profilage est principalement qualitative.

La limitation la plus importante des méthodes classiques consiste en la présence fréquente des changements horizontaux (latéraux) de la résistivité. La situation idéale (des couches horizontales superposées) n'est rencontrée que rarement dans la pratique. Les changements latéraux de la résistivité du sous-sol causeront des variations des valeurs de la résistivité apparente qui pourraient être mal interprétées comme des changements de la résistivité avec la profondeur.

Dans plusieurs études d'ingénierie et d'investigations environnementales, la géologie du sous-sol est très complexe et la résistivité peut changer rapidement, ceci fait que la méthode classique du sondage électrique peut être insuffisamment précise pour de telles situations. Malgré ses limitations, la prospection électrique

par sondage de résistivité unidimensionnel demeure communément la plus utilisée pour deux raisons :

- D'une part en raison du manque d'équipement approprié pour effectuer les prospections bi et tridimensionnelles.
- D'autre part, pour la carence en programme informatiques capables de manipuler et d'interpréter l'information complexe des prospections multidimensionnelles.

Pourtant, le progrès récent des moyens informatiques et techniques a permis le développement d'appareils multi-électrodes de prospection électrique de logiciels rapides d'inversion de la résistivité apparente (Loke, 1994).

3. Dispositifs de mesures

Le dispositif de mesure le plus fréquemment utilisé en tomographie électrique est le dispositif Wenner. Avec ce dispositif, les résistivités apparentes sont moins affectées par les variations latérales superficielles. Pour ce dispositif, l'écartement entre électrodes est constant (distance a) et les électrodes de courant entourent les électrodes de potentiel. L'équation (Eq9) devient alors,

$$\rho_a = 2\pi a \times (\Delta V/I)$$

10



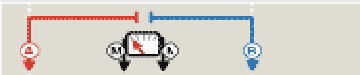

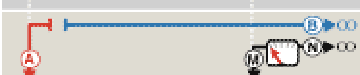
Configuration		Investigation depth		Resolution quality
		Roy (1971)	Barker (1988)	
Wenner		0.11L	0.17L	1/2.25
Schlumberger		0.125L	0.19L	1/2.45
Dipole-Dipole		0.195L	0.25L	1/3.45
Pole-Pole		0.35L		1/3.4

Figure 12 : Dispositifs de mesure, leurs profondeurs d'investigation et de résolutions (Roy,1971et Baker, 1989)

La tomographie électrique de surface permet d'obtenir une "image électrique" du sous-sol, c'est-à-dire une coupe de la résistivité en fonction de la profondeur en mesurant le profil de résistance pour différentes combinaisons d'électrodes de courant et de potentiel.

La première étape dans l'interprétation des données en tomographie électrique consiste à construire une pseudo-section. Celle-ci est obtenue en reportant la valeur de la résistivité apparente mesurée au centre du dispositif et à une profondeur dépendant de l'écartement entre les électrodes. Cette représentation conduit à une image pour laquelle les valeurs de résistivité et celles de profondeur ne sont pas correctes. La figure 13 montre la construction de la pseudo-section pour un dispositif Wenner [Hallof,1957, Edwards, 1977].

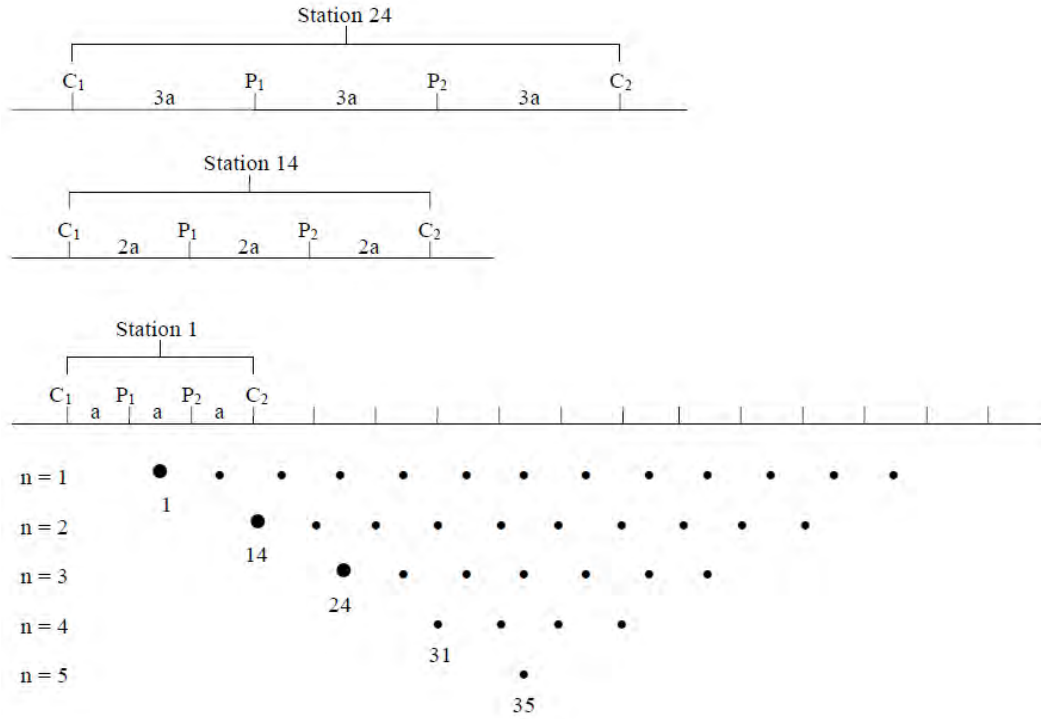


Figure 13 : Principe de construction d'une pseudo-section [d'après BARKER, 1992]

Pour la configuration Wenner, la profondeur d'investigation est estimée égale à la moitié du plus grand écartement utilisé entre deux électrodes successives mais elle peut varier suivant la nature des terrains et leur résistivité. L'écartement entre électrodes détermine donc la profondeur d'investigation ainsi que les résolutions horizontale et verticale. Par rapport aux autres configurations, le dispositif Wenner rend les structures plus facilement reconnaissables sur la pseudo-section.

Afin d'obtenir une image quantitative représentant les variations de résistivité réelle (et non apparente) en fonction de la vraie profondeur, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section.

Cette inversion des données est réalisée suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Ce modèle est modifié à

chaque itération jusqu'à ce que les données mesurées et calculées atteignent une concordance acceptable ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration ne soit possible. Ce processus d'inversion est semblable aux méthodes utilisées en hydrogéologie pour résoudre le problème inverse.

Il convient d'ajouter que la tomographie électrique, comme toutes les techniques géoélectriques, est affectée par les principes d'équivalence et de suppression.

4. Équipement de mesure

L'instrument qui a été utilisé pour l'acquisition des données est un résistivimètre Syscal Pro Switch 48 de la société Iris Instruments (figure.14). C'est un nouveau système d'imagerie de résistivité qui possède une carte de commutation interne pour 48 électrodes et une source d'alimentation de 200 W. Le courant de sortie est automatiquement ajusté (injection automatique) afin d'optimiser les valeurs de tension d'entrée et d'assurer la meilleure qualité de mesure. Le système est conçu pour réaliser des mesures de résistivité de manière automatique selon des séquences prédéfinies. Six segments de câble, à 8 sorties, ces câbles sont disponibles en standard avec un espacement de 5 ou 10m entre sorties.



Figure 14 : Instrument Syscal Pro

5. Modélisation géo-électrique inverse

Dans les modèles d'inversion, le travail de déconvolution est réalisé automatiquement par une routine d'inversion à partir des données mesurées. La routine d'inversion détermine automatiquement, par processus itératif convergent, la distribution des résistivités dont la réponse s'accorde avec les mesures [Loke&Dahlin, 2002]. En réalité les modèles d'inversion incluent à la fois le problème inverse (données mesurées ► modèle) et le problème direct (modèle ► données calculées).

La technique d'inversion la plus utilisée en ERT 2D et 3D est la méthode régularisée d'optimisation par moindres-carrés [Sasaki, 1992, deGroot-Hedlin& Constable, 1990, Oldenburg & Li, 1994, Loke& Barker, 1995, Loke& Barker, 1996b, Li & Oldenburg, 2000]. Dans cette technique, l'équation de Gauss-Newton est utilisée pour déterminer les modifications dans les paramètres du modèle qui

réduisent la somme des erreurs au carré entre la réponse du modèle et les données observées [Lines&Treitel, 1984] :

$$J^T J \times \Delta \rho_i = J^T g$$

11

J représente la matrice Jacobienne des dérivées partielles, correspondant aux variations de réponse du modèle (les résistivités apparentes ρ_a calculées) par rapport à une variation des paramètres du modèle (les résistivités ρ), $\Delta \rho$ est le vecteur de variation des paramètres du modèle, g est le vecteur de disparité correspondant aux différences entre les résistivités apparentes mesurées et calculées, et i le nombre d'itération. $J^T J$ est le produit matriciel de la matrice Jacobienne avec elle-même, $J^T g$ est son produit matriciel avec le vecteur de disparité. Le calcul de résistivités apparentes correspondant au modèle est réalisé par modélisation directe. Pour éviter l'apparition de résistivités non réalistes dans le modèle ($\Delta \rho$ trop grand), un facteur d'amortissement est intégré dans l'équation 3 [Lines&Treitel, 1984].

Les méthodes d'inversion de Gauss-Newton et Gauss-Newton modifiée sont efficacement appliquées pour l'inversion des sondages électriques avec un faible nombre de couches [Loke, 2004]. Mais quand le nombre de paramètres est trop important, en particulier en 2D ou 3D avec un grand nombre de mailles de petite taille, les modèles générés par ces méthodes peuvent montrer une distribution erratique des résistivités [Constable et al. 1987, Loke, 2004].

Pour limiter les variations spatiales excessives des résistivités du modèle, deux méthodes de contrainte sont classiquement utilisées : la méthode L2-normée (ou méthode d'optimisation graduelle ; en anglais : méthode standard ou smooth) et la méthode L1-normée (ou méthode d'optimisation par blocs ; en anglais : méthode robust ou blocky) [Loke et al. 2003]. Dans la méthode L2-normée [deGroot-Hedlin& Constable, 1990, Ellis & Oldenburg, 1994], une matrice de filtrage grossier est intégrée dans l'équation 11 afin de minimiser la somme des carrés à la fois des variations spatiales des résistivités du modèle et de l'écart entre les valeurs calculées et mesurées. Cette méthode d'inversion est particulièrement adaptée aux contextes géologiques où les variations de

résistivités sont douces, tel qu'un changement progressif de faciès, une limite de diffusion, un panache de polluant, etc. [Barker, 1996]. Toutefois, dans les contextes géologiques à limites franches et à zones relativement homogènes (failles, dykes, etc.), la méthode L1-normée est plus adaptée. Cette méthode introduit des matrices de pondération (appliquée aux données et/ou appliquée au modèle), afin de minimiser non plus la somme des carrés, mais la somme des valeurs absolues des écarts mesures-calculs et de donner un poids identique entre cet écart et le lissage spatial du modèle par le filtre [Claerbout&Muir, 1973, Wolke&Schwetlick, 1988]. La méthode d'inversion L1-normée a alors tendance à produire un modèle en zones relativement homogènes de résistivité constante [Farquharson& Oldenburg, 1998].

Les codes d'inversion géo-électrique les plus utilisés sont RES2DINV [GEOTOMO SOFTWARE, 2007] pour l'ERT 2D et RES3DINV [GEOTOMO SOFTWARE, 2008] pour l'ERT 3D. Pour calculer la résistivité apparente, le logiciel utilise une opération de modélisation directe tandis que les modèles d'inversion de la résistivité réelle du terrain il emploie une fonction non linéaire (DeGrootHedlin et Constable, 1990 ;Loke et Barker, 1996). Ces logiciels utilisent pour l'inversion la méthode d'optimisation par moindres-carrés Gauss-Newton ou quasi-Newton avec les méthodes de contrainte L1- normée ou L2-normée. Les simulations du modèle direct sont réalisées par la méthode des éléments finis ou des différences finies. Le maillage du modèle est généré automatique en fonction de la densité des points de mesures.

Chapitre IV : La méthode gravimétrique

1. Introduction

La prospection gravimétrique est une méthode d'investigation géophysique, qui permet de résoudre plusieurs problèmes d'ordre géologique ou structural ; et ce, à des échelles locales ou régionales (Blakely et Simpson, 1986). Elle est également très utilisée en combinaison avec les données sismiques pour l'étude de la structure de la croûte terrestre.

2. Principes de base

2.1. Champ gravitationnel

La méthode gravimétrique est basée sur la mesure des perturbations produites par hétérogénéités souterraines sur le champ gravitationnel de la Terre. Il est donc une méthode de terrain naturels géophysiques ou de passif (Telford et al, 1990).

Le champ gravitationnel est un champ de potentiel, c'est à dire qu'il obéit à l'équation de Laplace. Leurs magnitudes sont fonction d'un changement d'énergie potentielle et (Parker 1972), par conséquent les quantités dépendent de la position relative entre les corps anormal et le point de mesure.

La méthode gravimétrique est basée sur la loi de Newton à partir d'observations empiriques, dont l'expression est:

$$F_g = G \frac{M \cdot m}{r^2}$$

Où :

F_g : Force d'attraction entre deux points.

M et m : Deux masses en deux points différents(g)

R : La distance entre les deux points (cm) centimètres

G : La constante de l'attraction universelle dans le système CGS dont la valeur est 667310^{-8}

2.2. Densité des roches

La densité des roches est fonction de la nature des minéraux les composants, et de la porosité (Khattach et al, 2004). Les tableaux suivants donnent des valeurs de densité pour un grand nombre d'entre elles.

Tableau 5: Densité des roches ignées (g/cm³)

Type de roche	Intervalle	Moyenne	Type de roche	Intervalle	Moyenne
Rhyolite vitreuse	2.20-2.28	2.24	Diorite quartzeuse	2.62-2.96	2.79
Obsidienne	2.20-2.40	2.30	Diorite	2.72-2.99	2.85
Vitrophyre	2.36-2.53	2.44	Laves	2.80-3.00	2.90
Rhyolite	2.35-2.70	2.52	Diabase	2.50-3.20	2.91
Dacite	2.35-2.80	2.58	Essexite	2.69-3.14	2.91
Phonolite	2.45-2.71	2.59	Norite	2.70-3.24	2.92
Trachyte	2.42-2.80	2.60	Basalte	2.70-3.30	2.99
Andésite	2.40-2.80	2.61	Gabbro	2.70-3.50	3.03
Néphéline- Syénite	2.53-2.70	2.61	Hornblende- Gabbro	2.98-3.18	3.08
Granite	2.50-2.81	2.64	Péridotite	2.78-3.37	3.15
Granodiorite	2.67-2.79	2.73	Pyroxénite	2.93-3.34	3.17
Porphyre	2.60-2.89	2.74	Ignées acides	2.30-3.11	2.61
Syénite	2.60-2.95	2.77	Ignées basique	2.09-3.17	2.79
Anorthosite	2.64-2.94	2.78			

Tableau 6: Densité des roches métamorphiques (g/cm³)

Type de roche	Intervalle	Moyenne	Type de roche	Intervalle	Moyenne
Quartzite	2.50-2.70	2.90	Serpentine	2.40-3.10	2.78
Schiste	2.39-2.90	2.64	Ardoise	2.70-2.90	2.79
Grauwacke	2.60-2.70	2.65	Gneiss	2.59-3.10	2.80
Granulite	2.52-2.73	2.65	Schiste à chlorite	2.75-2.98	2.87
Phyllite	2.68-2.80	2.74	Amphibolite	2.90-3.04	2.96
Marbre	2.60-2.90	2.75	Éclogite	3.20-3.54	3.37
Ardoise quartzique	2.63-2.91	2.77	Métamorphique	2.40-3.10	2.74

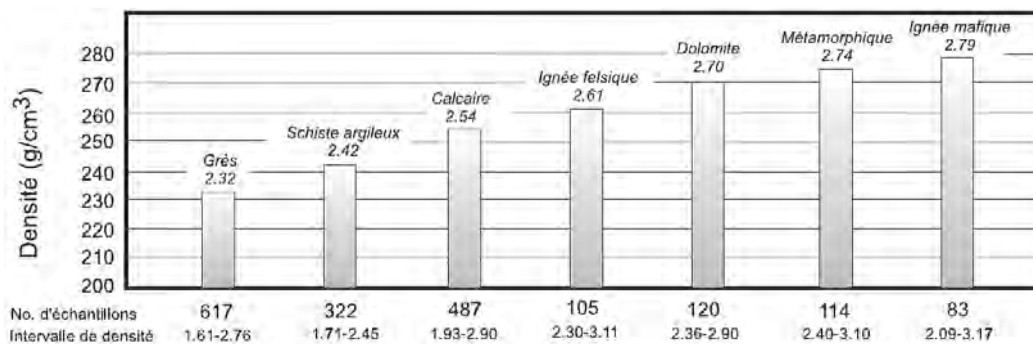


Figure. 14: Densités moyennes d'échantillons de surface et de carottes

Tableau 7 : Densités des minéraux (g/cm³)

Minéral	Intervalle	Moyenne	Minéral	Intervalle	Moyenne
Cuivre	-	8.7	Sulphures, Arséniures		
Argent	-	10.5	-Sphalérite	3.5-4.0	3.75
Or	15.6-16.4	-	-Covellite	-	3.8
			-Malachite	3.9-4.03	4.0
			-Chalcopyrite	4.1-4.3	4.2
			-Stannite	4.3-4.52	4.4
Oxydes, carbonates			-Stibnite	4.5-4.6	4.6
-Limonite	3.5-4.0	3.78	-Pyrrhotine	4.5-4.8	4.65
-Sidérite	3.7-3.9	3.83	-Molybdénite	4.4-4.8	4.7
-Rutile	4.18-4.3	4.25	-Marcassite	4.7-4.9	4.85
-Manganite	4.2-4.4	4.32	-Pyrite	4.9-5.2	5.0
-Chromite	4.3-4.6	4.36	-Bornite	4.9-5.4	5.1
-Illmenite	4.3-5.0	4.67	-Millerite	5.3-5.65	5.4
-Pyrolusite	4.7-5.0	4.82	-Chalcocite	5.5-5.8	5.65
-Magnétite	4.9-5.2	5.12	-Cobaltite	5.8-6.3	6.1
-Franklinite	5.0-5.22	5.12	-Arsénoopyrite	5.9-6.2	6.1
-Hématite	4.9-5.3	5.18	-Smaltite	6.4-6.6	6.5
-Cuprite	5.7-6.15	5.92	-Bismuthinite	6.5-6.7	6.57
-Cassitérite	5.8-7.1	6.92	-Argentite	7.2-7.36	7.25
-Wolframite	7.1-7.5	7.32	-Niccolite	7.3-7.67	7.5
-Uraninite	8.0-9.97	9.17	-Galène	7.4-7.6	7.5
			-Cinabre	8.0-8.2	8.1

Tableau 8 : Densités des minéraux non-métalliques et des minéraux divers (g/cm³)

Type	Intervalle	Moyenne	Type	Intervalle	Moyenne
Neige	-	0.125	Gypse	2.20-2.60	2.35
Pétrole	0.60-0.90	-	Bauxite	2.30-2.55	2.45
Glace	2.88-0.92	-	Kaolinite	2.20-2.63	2.53
Eau de mer	1.01-1.05	-	Orthoclase	2.50-2.60	-
Tourbe	-	1.05	Quartz	2.50-2.70	2.65
Asphalte	1.10-1.20	-	Calcite	2.60-2.70	-
Lignite	1.10-1.25	1.19	talc	2.70-2.80	2.71
Houille grasse	1.20-1.50	1.32	Anhydrite	2.90-3.00	2.93
Anthracite	1.34-1.80	1.50	Biotite	2.70-3.20	2.92
Brique	-	1.50	Magnésite	2.90-3.12	3.03
Carnallite	1.60-1.70	-	Fluorine	3.01-3.25	3.14
Soufre	1.90-2.10	-	Épidote	3.25-3.50	-
Craie	1.53-2.60	2.01	Diamant	-	3.52
Graphite	1.90-2.30	2.15	Corindon	3.90-4.10	4.0
Sel gemme	2.10-2.60	2.22	Barite	4.30-4.70	4.47
			Zircon	4.00-4.90	4.57

Tableau 9 : Densités des matériaux rocheux typiques (g/cm³)

Valeurs tirées de :

“Handbook of Physical Constants”,

édité par Francis Birch,

Geological Society of America, Special Paper 36, 1942.

Roches Ignées		
Roche	Nb échan.	Intervalle
Granite	155	2.516-2.809
Granodiorite	11	2.668-2.785
Syénite	24	2.630-2.899
Diorite	13	2.721-2.960
Norite	11	2.720-3.020
Gabbro	27	2.850-3.120
Diabase	40	2.804-3.110
Péridotite	3	3.152-3.276
Dunite	1	3.289
Pyroxénite	8	3.10-3.318
Anorthosite	12	2.640-2.920

3. Les données gravimétriques

De façon générale en géophysique appliquée, on mesure la composante verticale de l'accélération gravitationnelle, que l'on note g_z . Étant donnée que l'on cherche

À mesurer une variation très faible du champ, la mesure est délicate à réaliser et requiert également une grande précision lors du positionnement des stations de mesure (Li et al, 1994).

3.1. Corrections et références

Afin d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues à des causes géologiques, il est nécessaire de corriger nos lectures de toutes les autres causes extérieures pouvant les influencer (dérive de l'appareil, marée, ellipticité de la terre, ...).

3.1.1. Correction de dérive

Par cette correction, on tente d'éliminer l'influence apportée sur les mesures par les marées et la fatigue de l'instrument.

Dans ce but, il est nécessaire de suivre un certain cheminement entre les stations de lectures. Dans la pratique, on fait une série de mesures en suivant un cheminement en boucle : la série débute habituellement en un point donné et se termine à ce même point. Le point de départ de la boucle est normalement relié à une station de base.

En général, les mesures du début et de la fin à la station de base ne sont pas semblables (García, 2001).

Cette différence, appelée dérive, est due en partie au gravimètre, en partie à la marée lunaire. Les valeurs mesurées sont donc entravées d'erreurs puisqu'une de leurs composantes provient de la dérive et ne reflète pas un changement dans la valeur de g dû à des hétérogénéités du sous-sol.

La correction est faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Donc, si on est passé à la station de base, aux temps t_1 et t_2 et que les valeurs mesurées étaient respectivement v_1 et v_2 , le taux de dérive Δ'_d est défini par

$$\Delta'_d = \frac{v_2 - v_1}{t_2 - t_1}.$$

Lorsque la dérive est positive, c'est que les mesures ont été surestimées, il faut donc les diminuer. La correction de dérive sera négative. Inversement, dans le cas où la dérive est négative, les mesures sont sous-estimées et la correction devra être positive. Ainsi, toute valeur v prise au temps t (où $t_1 \leq t \leq t_2$) est corrigée par la formule suivante :

$$v_{\text{cor}}(t) = v_{\text{lu}}(t) - \Delta'_d(t - t_1).$$

3.1.2. Correction de latitude

Cette correction tient compte des variations de g avec la latitude dues à la rotation de la terre et à son aplatissement. A partir des mesures géodésiques mondiales, on sait que la terre est un ellipsoïde de révolution presque parfait. Sur cette surface, le champ gravitationnel peut être décrit par l'équation suivante (WGS-84) :

$$g_{th}(\phi) = 9.7803253359 \frac{1 + 0.00193185265241 \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - 0.00669437999014 \sin^2 \phi}}$$

Où $g_{th}(\Phi)$ est la valeur du champ au point de latitude géodésique f . La correction DL pour un déplacement l suivant un méridien est donc

avec
$$\Delta_L = \frac{\partial g_{th}}{\partial l} \cdot l,$$

$$dl = R(\phi)d\phi \approx R_e d\phi,$$

Où R_e est le rayon équatorial de la terre (6378.136 km). Finalement, si l est en mètres, on peut simplifier l'expression à

$$\Delta_L \approx 8.1669 \times 10^{-4} \cdot l \cdot \sin 2\phi \quad [\text{mgal}] : (\text{N} \rightarrow \text{S})$$

Notez que la latitude géodésique se distingue de la latitude géocentrique. La seconde est l'angle entre la direction du centre de la terre vers le point considéré en surface et le plan équatorial. La première, qui est la plus courantes sur les cartes, est l'angle entre la normale à l'ellipsoïde de référence et le plan équatorial. On montre la relation entre ces deux latitudes (Tsoulis et al, 2003).

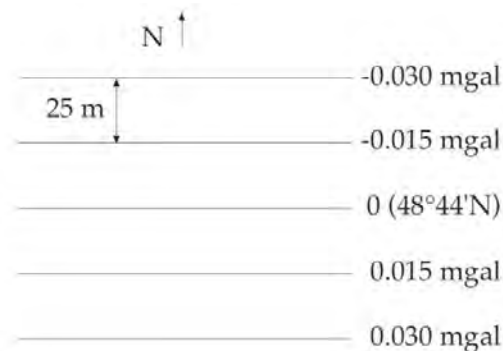


Figure. 15 : la relation entre deux latitudes

L'équation est linéaire (i.e. $\Phi = \text{cte}$) sur une distance d'environ 1.5 km. Puisque g_{th} est plus élevée aux pôles qu'à l'équateur, il faut additionner Δ_L (correction positive) pour un déplacement vers l'équateur. Notez que pour obtenir une précision acceptable, on doit chercher à positionner les différentes stations avec une précision d'une dizaine de mètres (par exemple à partir de photos-aériennes). Pour une précision recherchée de 0.01 mgal, il faut connaître à environ ± 10 m la distance entre deux stations séparées de 100 m si $\Phi=45^\circ$. Il est à noter que les corrections sont positives lorsque les stations se localisent au sud de la ligne de référence et négative pour celles se situant au nord. Aucune correction de latitude n'est apportée pour un cheminement est-ouest.

Dans un levé local, les corrections ne sont pas calculées pour chacune des stations à partir de la formule générale, mais sont plutôt déterminées à partir d'une grille proprement graduée. Par exemple, supposons qu'un levé de gravimétrie a été effectué autour de la latitude géodésique $48^\circ 44'N$. L'échelle des cartes de travail est de 1 : 2000 (20m/cm) et nos stations de mesure sont espacées de 25 m. On a $\Phi = 48^\circ 44'$, ce qui donne en décimales 48.7333° . On trouve alors la correction de latitude correspondante, soit :

$$\Delta_L = 8.1669 \times 10^{-4} \sin(2\phi)l = 6.14 \times 10^{-4} l \text{ mgal (N} \rightarrow \text{S)}$$

Ainsi, chaque déplacement de 1.25 cm du nord vers le sud (N-S) sur la carte au 1 : 2000 entraînera une correction de 0.015 mgal (0.000614×25). La grille peut donc être graduée en multiples de 0.015, la correction zéro étant affectée aux stations se trouvant à la latitude $48^\circ 44'N$.

3.1.3. Correction d'altitude

Afin de pouvoir interpréter les données en fonction du sous-sol, celles-ci doivent être rattachées à une référence équipotentielle unique pour le levé. Or, les lectures d'un levé gravimétrique ne sont pas forcément prises au-dessus d'un terrain plat. Ainsi, plus on se rapproche du niveau de référence, plus g augmente car on se rapproche du centre de la terre. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui ne sont dues qu'à la position de la station de mesure et non pas à des hétérogénéités du sous-sol. Il faut donc corriger les mesures.

On sait que

$$g_r = \frac{Gm}{r^2},$$

Où r est le rayon de la terre au niveau de référence. Si on se déplace d'une hauteur h par rapport à ce niveau de référence, alors

$$g_h = \frac{Gm}{(r+h)^2} = \frac{Gm}{r^2(1+2(h/r)+(h/r)^2)}.$$

Puisque l'on a $r \gg h$, alors

et donc

$$g_h = \frac{Gm(1-2h/r)}{r^2} = g_r - 2hg_r/r$$

$$g_h - g_r = -2hg_r/r.$$

En prenant r comme rayon moyen de la terre, la correction d'altitude (aussi nommée correction d'air libre) est donnée par (h en mètres, positif vers le haut)

$$\Delta_h = 0.3086 h \text{ mgal} ; (h > 0)$$

Donc Δ_h est positif si on est au-dessus du référentiel et négatif si on est en-dessous. Pour une précision d'environ 0.01 mgal, il faut connaître à ± 3 cm la hauteur de la station par rapport au référentiel.

3.1.4. Correction de plateau

La correction de plateau vise à tenir compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure. On considère que cette masse peut être approximée par une tranche horizontale homogène et d'extension infinie. Dans bien des cas, cette approximation n'est pas juste, et il faudra apporter une correction supplémentaire, dite correction de terrain.

Pour une tranche de hauteur h , l'attraction est donnée par

$$\Delta_p = 2\pi G \rho_B h$$

Où G = constante universelle de la gravitation et ρ_B est la densité présumée de la masse de la tranche ($\rho_B = 2.67$ g/cm³ en moyenne). Comme Δ_p augmente lorsque h augmente, il faut soustraire Δ_p lorsque $h > 0$ et donc :

$$\Delta_p = -0.04191 \rho_B h \text{ mgal ; } (h > 0),$$

Où ρ_B est en g/cm³ et h en mètres. Comme pour la correction d'altitude, il faut connaître précisément l'élévation du gravimètre à chaque station ($h = \pm 10$ cm si la précision recherchée est de ± 0.01 mgal).

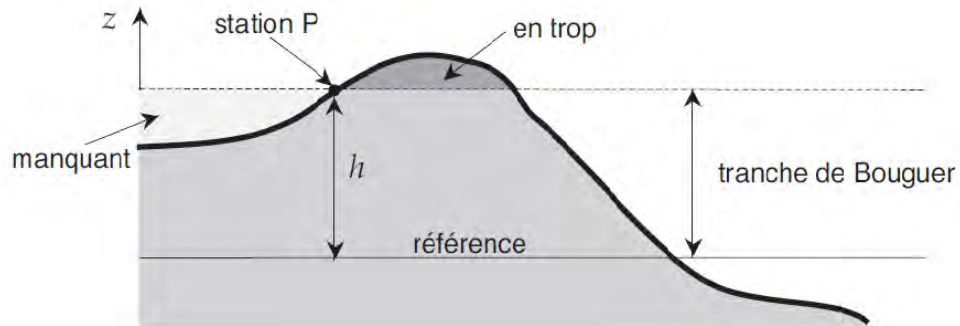


Figure. 16: Tranche de Bouguer et correction de relief.

Si la mesure gravimétrique est faite sous terre (dans une mine ou un tunnel), la tranche fictive ajoutée entre la station de référence (à z_1) et la station souterraine (à z_2 , plus bas que z_1) exerce une attraction vers le bas à z_1 et vers le haut à z_2 . La correction est doublée, et devient $4\pi G\rho(z_2 - z_1)$.

De façon courante, on combine la correction d'altitude et la correction de plateau pour obtenir ce que l'on appelle alors la correction de Bouguer (attention, ceci n'est pas l'anomalie de Bouguer) :

$$\Delta_{hB} = (0.3086 - 0.04191 \rho_B)h \text{ mgal} ; (h > 0).$$

Si l'on choisit $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$, on obtient

$$\Delta_{hB} = 0.1966h \text{ mgal} ; (h > 0).$$

3.1.5. Correction de relief

Lors de la correction de Bouguer, on enlève l'attraction d'une tranche de terrain d'épaisseur h . Si les variations topographiques sont telles qu'on ne peut approximer le terrain par une tranche uniforme, il faut intégrer numériquement d'une part les parties qui dépassent et d'autre part les parties qui manquent à la tranche de Bouguer.

Au point P (voir figure 16), la gravité verticale causée par un morceau de volume V , en trop ou manquant, est donnée par

$$\Delta g_t = G\Delta\rho \int_V \frac{z_0}{(x_0^2 + y_0^2 + z_0^2)^{3/2}} dv.$$

Pour les morceaux en trop, z_0 et $\Delta\rho$ sont positifs et pour les morceaux manquant, z_0 et $\Delta\rho$ sont négatifs. Ainsi, la correction de relief est toujours positive. Par exemple, considérons un volume de roche au-dessus de la station. Ce volume génère une attraction vers le haut, de sens contraire à l'attraction terrestre. Il a donc pour effet de réduire g et il faut additionner le terme de correction pour éliminer son effet.

En général, l'intégration se fait numériquement au moyen d'un ordinateur, en utilisant des cartes topographiques numérisées. Pour simplifier les calculs, on peut discrétiser le terrain en cylindres creux concentriques, ces mêmes cylindres eux-mêmes scindés en morceaux dont les sommets sont ajustés à la topographie moyenne (Wahr, 1996)

L'expression donnant l'attraction gravitationnelle g , sur l'axe d'un morceau de cylindre creux et d'épaisseur $r_2 - r_1$ est la suivante

$$\Delta t_i = \frac{2\pi G\rho}{N} \left[r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 - \bar{h}_i^2} - \sqrt{r_2^2 - \bar{h}_i^2} \right]$$

Où Δt_i est l'attraction du i ème secteur du cylindre, h_i la hauteur du morceau de cylindre par rapport à la station, ρ la densité du cylindre et N le nombre de secteurs par lequel le cylindre a été divisé. La correction totale pour le cylindre entier est :

$$\Delta T = \sum \Delta t_i.$$

Par ailleurs, au lieu d'utiliser la formule donnée précédemment, il est possible d'utiliser un réticule (voir figure 17) que l'on superpose aux cartes topographiques et des tables préparées par Hammer (et complétées par Bible).

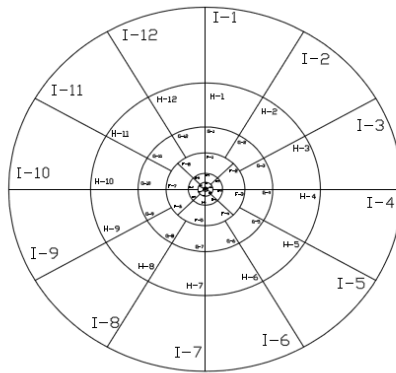


Figure. 17: Exemple de réticule de Hammer.

3.1.6. Méthode de Nettleton

Pour la correction de Bouguer, il est important d'essayer de définir la densité ρ_B avec une précision de 0.1 g/cm³. En ce qui concerne la correction de relief, le rôle joué par ρ_B est moins considérable. En effet, on observe rarement une différence

d'un milligal entre stations voisines ; une variation de 0.2 sur la densité n'introduira dans ces conditions qu'un écart de l'ordre de 0.10 mgal sur une valeur qui n'est souvent définie qu'avec une moins bonne approximation.

La densité ρ_B peut être déterminée à partir d'échantillons prélevés sur le terrain et représentatifs de la géologie, pour lesquels une mesure est faite en laboratoire. Elle peut également être déterminée à partir des données gravimétriques même. Une fois la correction d'altitude appliquée, l'anomalie offre une corrélation très forte avec la topographie du terrain. La méthode de Nettleton consiste donc à représenter, sur une même figure, un profil topographique et les profils de l'anomalie de Bouguer qui lui correspondent, calculés pour plusieurs densités. On choisit une région au relief assez accidenté pour que le rôle de la correction d'altitude soit déterminant vis-à-vis de la forme des profils de gravité. Parmi ceux-ci, une partie reflétera assez fidèlement les irrégularités topographiques (groupe des densités de 2.4 à 2.8) et une autre donnera une image inversée du relief (groupe des densités de 1.8 à 2.2).

3.1.7. Anomalie Bouguer

L'anomalie de Bouguer constitue la réponse gravimétrique causée par les hétérogénéités de densité du sous-sol. L'interprétation se fait donc à partir de celle-ci. Elle est donnée par

$$\Delta g_B = \Delta g_{\text{observée}} \pm \text{les 5 corrections}$$

Où les corrections sont :

1. Correction de dérive de l'appareil et des marées ;

2. Correction de latitude $\Delta_L = 8.1669 \times 10^{-4} \sin 2\vartheta$ mgal ;

3. Correction d'altitude $\Delta_h = 0.3086 h$ mgal

4. Correction de plateau $\Delta_B = -0.04191 \rho B h$ mgal

5. Correction de terrain Δ_T

Et où h est en mètres et positif si la station est au-dessus du référentiel et négatif dessous, et

$$\Delta g_{\text{observée}} = g_{\text{observée}} - g_{\text{ref}} .$$

Remarque :

Le gravimètre ne donne pas une valeur absolue de g , mais bien une valeur relative.

$$\Delta g_B = g_{\text{observée}} \pm \Delta g - g_{\text{ref}}$$

Si pour un niveau z de référence, $g_{\text{observée}}$ en x , y et z a été rendue comparable à g_{ref} calculée sur l'ellipsoïde de référence en $(x, y, z = 0)$ grâce aux corrections. On en conclut donc que $g_{\text{observée}}$ a été réduite au niveau de l'ellipsoïde.

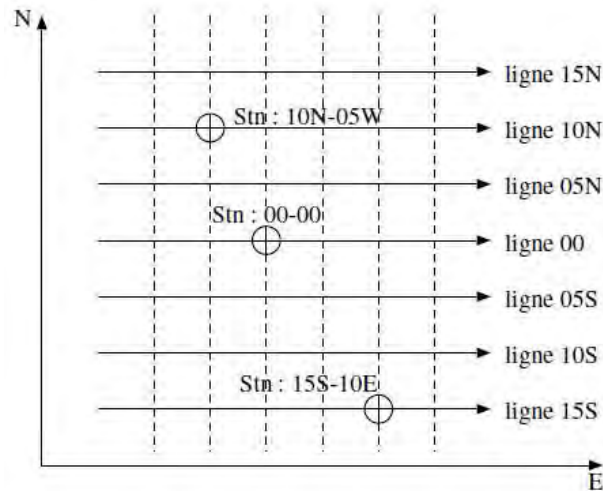


Figure. 18: Exemple de numérotation des stations

En fait, il faudrait plutôt écrire

$$\Delta g_B = g_{\text{observée}} - (g_{\text{ref}} \pm \Delta g)$$

Au point (x, y, z) , on peut faire correspondre un point $(x, y, 0)$ sur l'ellipsoïde où la gravité normale vaut g_{ref} . En effet, $g_{\text{observée}}$ et g_{ref} ne sont pas comparables car (x, y, z) et $(x, y, 0)$ ne sont pas à la même altitude ni affectés du même relief. On fait donc subir à g_{ref} les corrections nécessaires pour l'emmener dans la position désirée et nous permettre de disposer d'une valeur théorique convenable de g en (x, y, z) . L'anomalie de Bouguer est donc attachée au point (x, y, z) et non pas au point $(x, y, 0)$ comme on tend à le croire (coron et al, 1975).

4. Les gravimètres

Les appareils employés sont des gravimètres, qui mesurent des valeurs relatives de la pesanteur avec une extrême précision (à 10^{-9} près au moins). S'ils peuvent être manipulés par une seule personne, ils nécessitent néanmoins un calage altimétrique de précision (plus précis que le centimètre, d'où l'existence de bornes

de référence altimétriques). Ils sont utilisés facilement dans n'importe quelles situations climatiques, géographiques et de relief c'est-à-dire en montagne, en forêt, en plaine, en ville, en galeries souterraines, sur les lacs gelés, les glaciers, etc.

Il s'agit le plus souvent d'une masse déformant un ressort. Les appareils plus précis sont constitués d'une masse métallique évoluant dans une bobine supraconductrice : l'intensité du courant permettant la lévitation de celle-ci est corrélée avec l'accélération de la pesanteur (Lubart et al, 1975).

Après l'acquisition des mesures et leurs validations, le géophysicien doit corriger ces mesures de l'altitude et du relief ainsi que des effets de force de marée de la lune et du soleil. En comparant les mesures à des valeurs théoriques de gravité au même point de mesure, on élabore une anomalie dite de Bouguer (Pierre Bouguer (1698–1758)). Cette première interprétation peut aboutir à une analyse quantitative par l'élaboration d'un modèle géométrique 2D, 2,5D ou 3D du sous-sol géologique. On doit prendre soin de relier les hypothèses de travail à des éléments reconnus provenant d'autres méthodes géophysiques ou provenant directement de forages mécaniques.

5. Interprétation des prospections gravimétriques

Une fois les corrections effectuées, le prospecteur dispose d'une carte d'anomalies de Bouguer qu'il doit interpréter en proposant une distribution (ou plusieurs) de la densité du sous-sol qui explique exactement les anomalies observées. Malheureusement ce problème, le problème inverse, a en gravimétrie une infinité de solutions et une interprétation quantitative ne peut être proposée qu'en s'appuyant sur d'autres informations et gardera souvent une part d'arbitraire. C'est pourquoi, on s'attache dans un premier temps, sans rien modifier de l'information que la carte contient, à réaliser des transformations qui permettent de rendre plus lisibles les différentes anomalies et d'en mieux localiser les sources, on appelle ces transformations l'interprétation qualitative. Dans un

deuxième temps on cherche à déterminer les paramètres invariants communs à toutes les solutions (par exemple l'excès ou le manque total de masse) et les limites des solutions (profondeur maximale des sources).

5.1. Interprétation qualitative

La première transformation des données consiste en l'élimination de la variation régionale, variation dont on ne peut tirer aucune information. La méthode la plus utilisée consiste à calculer le plan (ou la surface du deuxième degré) qui s'adapte au mieux aux données et à l'en soustraire (wahr, 1975). La carte obtenue montre alors les anomalies résiduelles. Sur cette carte, l'allure des anomalies reflète en gros celle des structures mais avec un effet d'étalement très important, on a une coalescence des anomalies et une seule anomalie apparente peut en fait correspondre à l'effet de plusieurs sources distinctes. Pour corriger cet effet on peut : soit calculer les dérivées verticales de Δg , soit prolonger vers le bas la fonction $\Delta g(x,y)$. Chacune de ces opérations est un produit de convolution qu'il est plus rapide de calculer dans le domaine spectral en trois étapes : on calcule la transformée de Fourier de $\Delta g(x,y)$, $f(u,v)$ où u est la fréquence spatiale correspondant à x et v la fréquence spatiale correspondant à y , on effectue une multiplication simple de cette transformée par la transformée de Fourier de l'opérateur choisi, on calcule la transformée inverse du produit (h étant la différence d'altitude entre le niveau où on prolonge et le niveau des mesures), celle de la dérivée première verticale est :

$$2\pi\sqrt{u^2+v^2},$$

Et celle de la dérivée seconde

$$4\pi^2(u^2+v^2).$$

Partie II

Intégration et comparaison entre les méthodes géophysiques

Application hydrogéophysique : Caldes de Montbui

Application hydrogéophysique : Sardara

Analyse et interprétation des résultats géophysiques

Chapitre IV : Intégration et comparaison entre les méthodes géophysiques

L'un des objectifs de cette étude est de comparer les résultats de la prospection magnétotellurique avec celles électriques, électromagnétiques et gravimétriques effectuées dans la même zone.

Ces différences créent de diverses caractérisations des résultats obtenus concernant les paramètres physiques estimés.

Bien que permettant une imagerie de haute résolution de structures géologiques ou hydrogéologiques complexes, les principales limitations de l'ERT, comme pour les VES [Goldman *et al.*, 2005] sont d'une part une baisse importante de résolution avec la profondeur (dispersion du signal et prise en compte des hétérogénéités latérales parfois difficiles à restituer par le modèle d'inversion), et d'autre part la nécessité d'établir un bon contact électrique avec le sol en zones arides quand le milieu est fortement résistant; du fait qu'un sol soit très sec sur une importante épaisseur peut être problématique.

Les méthodes EM ont vu le jour dans les années 1950 et étaient initialement utilisées pour la prospection minière aéroportée et dans les régions glacées du Canada et de la Suède. Dans les deux dernières décennies, elles se sont très fortement diversifiées d'abord dans la prospection hydrogéologique puis dans les études environnementales, géotechniques, de génie civil, etc. [Everett & Meju, 2005].

Comme les méthodes électriques, les méthodes électromagnétiques (EM) permettent de caractériser la résistivité ou conductivité du sous-sol et donc, en milieu humide, ou plus particulièrement hydrothermal, la technique électromagnétiques dans le domaine des temps (TDEM), aussi appelée EM transitoire (transient electromagnetics : TEM) est particulièrement utilisée [Mills et al., 1988, Goldman et al., 1991].

Bien qu'actuellement limité à des applications en sondage vertical, le TDEM présente les avantages de posséder une résolution importante en moyenne profondeur, de cibler spécifiquement les anomalies conductrices [Fitterman & Stewart, 1986], et surtout de ne pas être tributaire des contacts galvaniques avec le sol, donc il permet d'identifier la superposition des couches du sous-sol présentant des contrastes de conductivité [Paillet, 2001, Goldman et al., 2005], et des corrélations latérales entre plusieurs sondages, ce qui permet d'évaluer la morphologie générale du sous sol. Par rapport à l'imagerie électrique, le TDEM présente cependant l'avantage de fournir des valeurs de résistivité en moyennes profondeurs.

Afin de compléter l'étude géothermique et donner de l'information sur des kilomètres en profondeur, des mesures audio magnétotelluriques ont été effectués.

La quatrième et la dernière méthode géophysique que nous avons utilisé, est la méthode gravimétrique, qui a pour objet la détermination du champ gravimétrique à la surface du sol. Cette méthode est très fiable en ce qui concerne la détermination de la structure du terrain se basant sur la mesure de la densité des roches.

Il n'y a pas de règles absolues dans le choix des méthodes à adopter, car les problèmes qui se posent dans la nature ne sont d'une part, jamais simples, et d'autre part jamais suffisamment bien définis, mais aussi l'usage de toutes ces méthodes géophysique n'est pas arbitraire, mais a des objectifs plus que scientifiques, industrielle (énergétique)

La profondeur à haute température des parties du système géothermique sont la cible ultime de forage géothermique (Usage de l'eau chaude et de la vapeur) pour la production de l'énergie. Généralement, le réservoir est marqué par une hausse de résistivité sous un bonnet de matériau hautement conducteur produite par l'altération hydrothermale de la roche hôte et un noyau de matériau de résistivité élevée.

Deux grands aspects sont à identifier :

1. Comprendre la structure où existent les affleurements thermaux, et connaître la provenance de l'eau chaude.
2. Optimiser les méthodes, actives et passives, basées sur de différents principes physiques, en mode que l'interprétation vient simultanément d'une manière intégrée

Pour l'application de ces méthodes innovatrices, on a choisis deux sites ayant la même potentialité géothermiques; Caldes de Montbui, située sur le graben de la vallée de Penedès en catalogne (Espagne) et Sardara, sue le graben du Campidano à la Sardaigne (Italie).

Au niveau des zones d'étude, on a essayé de mettre en évidence un system 3D, capable de posséder les informations du sous sol provenant de toutes les données des méthodes géophysiques cités.

Les parties suivantes montrent les issues des prospections effectuées dans les deux zones.

Chapitre V : Application hydrogéophysique : Caldes de Montbui

Caldes de Montbuia fait l'objet d'une occupation humaine depuis l'antiquité, dès la période néolithique (3000 avant JC). Au début de la domination romaine, les nouveaux occupants ont trouvé une parfaite terre où demeurer en bénéficiant des biens-faits de la zone.

Dans la seconde moitié du XIX^e siècle à Caldes de Montbuia était la première station balnéaire en Catalogne, et le deuxième de la péninsule, à la fois en nombre et en qualité de leurs établissements. En 1844, il y avait huit spas entièrement équipés, plus un hôpital civil et l'hôpital militaire avec les services de spa, le premier hôpital en Espagne avec de l'eau thermale.

Le spa le plus caractéristique de Caldes de Montbui est situé dans la Place du Lion, portant le même nom que la source. L'eau thermale de cette source à environ 73°C étant considérée comme la plus élevée dans la Péninsule et l'une des plus élevées d'Europe. La fontaine du Lion a été construite en 1581, rénovée en 1822 et sa restauration finale datée de 1927.

Un autre monument important de la ville est les "Bains romains". Ils sont situés près de la Place de Catalogne et datent de la période II-Colombie-Britannique.

La dépression des Vallès a été à plusieurs reprises, l'objectif de nombreuses recherches hydrogéologiques, malgré les problèmes affrontés lors des dernières décennies, qui ont entravé un développement intense en milieu urbain et de l'industrie.

1. Introduction

Géographiquement, la ville de Caldas de Montbui est située dans la zone centrale des Vallès, entre Granollers et Sabadell qui sont respectivement les capitales de la Vallès Orientale et Occidentale, au nord-est de l'Espagne comme il le montre la figure 19.



[Latitude: 41.631666666667 (41° 37' 54"), Longitude: 2.1666666666667 (2° 10' 0")]
Altitude: 200 m

Figure 19 : Localisation de la zone d'étude.

Caldes de Montbui a un système de sources d'eau géothermique d'origine météorique ascendant à travers l'intersection de la faille principale qui limite la Cordière Prélitorale et celle transversale qui suit le cours de la rivière Ripoll. Plusieurs modèles ont déjà été proposés pour expliquer l'origine de la chaleur interne dans ce domaine particulier. Par exemple, la production de chaleur peut être expliquée par le frottement causé par le mouvement de la faille, la présence d'une intrusion magmatique, et même convection forcée. Le modèle de convection forcée semble le plus appropriée, même en admettant la possibilité d'une convection libre de 3000m de profondeur, avec une superficie de recharge naturelle de la rivière Congost.

L'eau thermale ascendant par l'intersection de deux fractures, atteignent la surface avec 78 ° C, à la fontaine du lion (Font de Lleó), étant la plus haute température de l'eau thermale de la péninsule ibérique. Dans la zone étudiée la fracture profonde qui limite entre le graben Vallès et la gamme de Prélitorale est coupée par une autre perpendiculaire conjuguée dont la faille est largement suivie par la rivière de Caldes. L'objectif de cette étude est d'obtenir de nouvelles connaissances de la structure qui permet à l'eau thermale de remonter à la surface en utilisant des méthodes complémentaires de la géophysique.



Figure 20 : Le bain romain (à gauche) et la fontaine thermique de Font de l'Il·leó (à droite), qui sont les preuves les plus importantes des ressources géothermiques en dessous de la ville de Caldes de Montbui.

2. Esquisse géologique

Il s'agit d'un domaine caractérisé par l'absence de sédiments du Jurassique et du Crétacé, alors que le Trias est bien représenté, il affleure à l'ouest de la zone d'upwelling, sur la rive droite de la rivière de Caldes, sont topographiquement localisés au dessus de la source et sont drainés par de diverses sources le long de la ligne du contact entre le trias moyen et le trias inférieur, En outre, ces matériaux sont traversés par des cours d'eau drainant l'ensemble Triasique.

Les dépôts Oligocène correspondent à des formations détritiques qui remplissent la Valles tectoniques à l'affleurement au sud-ouest de la dépression le long de la faille Llobregat, représentant cônes de déjection probablement lié au mouvement initial de cette faute.

La sédimentation au cours du Miocène est principalement continentale dont le Miocène supérieur est mal représentée et est régressif dans tous les bassins versants de la Catalogne.

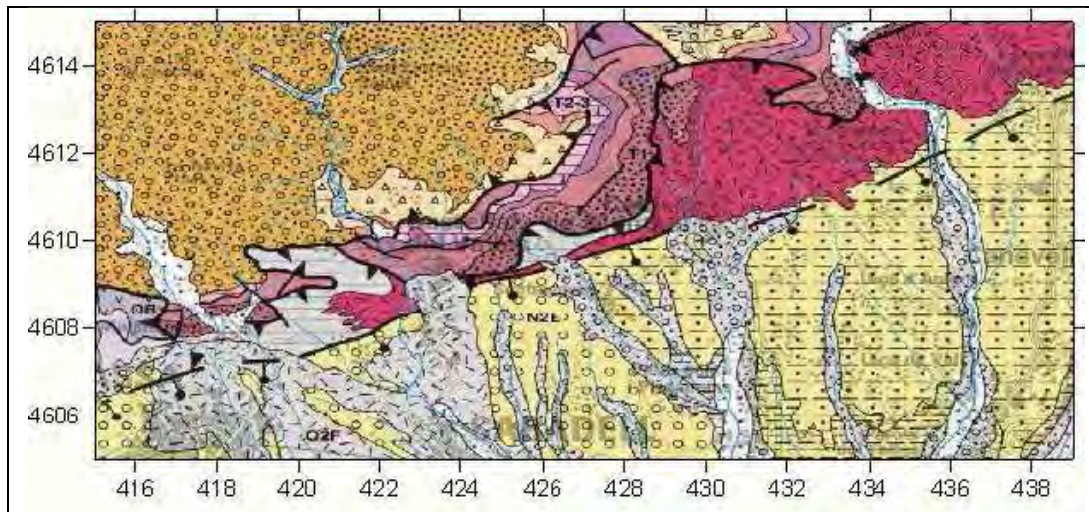
Le niveau du Pliocène est caractérisé par ses faciès marins affleurant sur les marges du fleuve Llobregat. Il est composé de conglomérats de base, argile bleuâtre intercalés avec du grès et du plâtre.

Les dépôts quaternaires ont une surface très développés et ne sont pas très puissants. Couvre les anciennes terrasses, les bases de la montagne et les dépressions et leurs affluents.

Cartographiquement, ils montrent un niveau inférieur qui couvre l'ancien mi-quaternaire caractérisés par la prédominance des croûtes calcaires, des brèches, conglomérats, sable, argile, limon ... et un niveau supérieur qui inclut le Quaternaire récent, il se compose principalement de limon, de clastes, du sable et du gravier.

La remontée des eaux chaudes est situé sur la bordure nord de la région de la vallée, composé d'une faille qui, dans ce domaine, met en contact les débris du Miocène qui remplit la dépression de la vallée du sud, avec du granite au nord.

Du point vue hydrogéologiques, la surface altérée du granite offre d'acceptables conditions pour l'infiltration et la circulation hydrothermale.



LEGENDE

Cenozoic



Holocene - Gravels (deltaic and alluvial)



Inferior Pleistocenic - Conglomerates



Middle and superior Meocenic - Arkoses and mudstones, conglomerates, sandstone



Eocenic - conglomerates and gaps

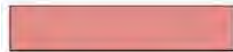
Mesozoic - Triassic



Norian - well stratified dolomites



Superior Anisian - inferior Ladinian - red mudstones with gypsum levels



Anasian - Dolomites and limestones

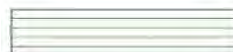


Escitian - Quartz conglomerates, red sandstones and mudstones

Paleizoic



Permian - Conglomerates, sandstones and mudstones



contact metamorphism



Intrusive rocks Late Hercynian

Figure 21 : Esquisse géologique du secteur d'étude d'après la carte de 1/250000(www.icc.cat)

3. Esquisse tectonique

La zone d'étude a une caractérisation tectonique complexe. La zone des Valles est incluse dans une structure de bloc en rotation avec de relatifs mouvements, où il est possible de distinguer deux grandes phases tectoniques. La première, de compression, a eu lieu de l'Eocène supérieur à l'Oligocène supérieur, induisant ainsi le soulèvement du bloc Prélittoral sur la dépression de l'Èbre, où se produit la faille normale. La deuxième phase, de dilatation, a généré le horst localisé sur la partie nord sur la faille normale, comme le prouve la carte géologique (figure 21). Au cours du Miocène, s'est produit un étirement vertical, générant le tronçon principal

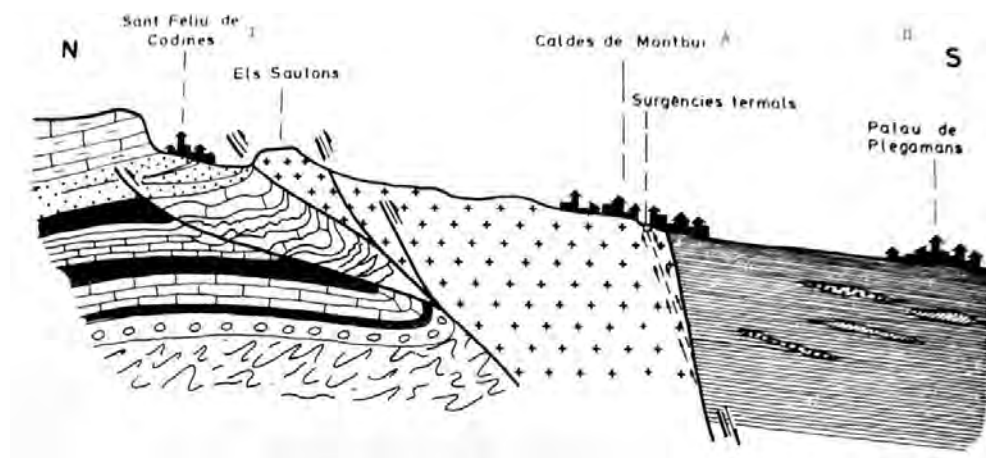


Figure 22 : Schéma d'une coupe géologique allant de Sant Feliu de Codine au nord jusqu'à Palau Plegamans au sud (ITGE, 1988), comme le confirme la carte de la figure

2

La distension asymétrique néogène est toujours active, comme a été montré par le volcanisme Plio-Quaternaire sur la zone nord et prouvé par l'activité sismique intense avec des épicentres situés sur le graben (ITGE, 1988).

Le modèle Morphostructural des Catalanides est principalement due à l'interaction entre la sédimentation et tectonique pendant le Néogène. C'est une

période distensive qui affecte la Méditerranée occidentale dès l'Oligocène. Pendant cette période, des failles normales NE-SW ont provoqué la chute vers le bas d'une série de blocs le long de la crête, rapidement remplie par la dénudation des zones marginales. Certaines de ces fractures peuvent être aujourd'hui fonctionnelles, comme en témoignent les matériaux de déformation Plio-Quaternaire et les enregistrements sismiques. Ils sont associés à des eaux thermales de la région, ainsi comme les événements volcaniques qui affectent la fin du système nord-catalane.

4. Esquisse hydrogéologique

Le réseau hydrographique est constitué principalement au niveau la rivière de Caldes à côté de Sant Feliu et il traverse, sur la direction nord-sud, l'embouchure pré littorale sur le fleuve Besos. Le bassin, en général, présente une lithologie détritique commandée par l'unité septentrionale. D'autre part, la région méridionale a un réseau subparallèles qui est concordant avec sa lithologie et caractérisé par une pente douce. Les unités hydrologiques sont divisés en alluviales du Quaternaire, Miocène et du Trias avec évidence des caractéristiques différentes. Décrit par un aquifère libre, avec anisotrope moyenne et une perméabilité en augmentation dans les zones de dépôts des rivières (Caldes River), le quaternaire alluvial présente une différenciation hydrogéologique sur les matériaux en vertu de la pente.

Habituellement, entre sous-unités de la zone visée sont connectés régulièrement, étant la recharge par la pluie. Le Miocène correspond à la dépression des Vallès, constitué par un système aquifère multi-aquifère et causées par des changements sur le faciès supérieur, une anisotropie représentant, selon le système sédimentaire dispositionnelle. Tous de la complexité structurale implique incertainement pour séparer les aquifères distincts avec une conductivité hydraulique élevée et ainsi, l'analyse peut contenir ambiguïté élevé. L'aquifère du Trias a deux niveaux perméables formé par le calcaire séparés par niveau attenante composée par argilites, grès rouge, et siltstones du trias. Il s'agit d'un

système anisotrope causé par d'intenses variations lithologiques tectoniques, qui développe des zones à circulation préférentielle servant de collecteur draine des eaux souterraines. Certains puits confirment cette anisotropie fois que, à certains endroits, la sortie est faible et, à l'opposé, à côté de la principale fracture La transmisivité peut atteindre 1000 m²/jour.

Les précipitations constituent les principales réserves de l'aquifère du Trias sur l'affleurement, la plupart du temps où apparaissent les sous-perméable dolomie calcaire. La décharge se produit sur les niveaux d'argile recouverts ou par l'exploitation. L'aquifère est formé par régolite en tant que produit de l'altération granitique. Le manteau de sable granitique puissant appelé "Saulo" a un rôle important sur l'hydrogéologie de la zone permettant d'intégrer le niveau lithologique. En outre, une fois que le granit est fortement altérés qui augmentent sa perméabilité. La décharge de l'aquifère qui se passe dans la majorité des puits de petits ressorts et de la sub-surface (IGME, 1984).

5. Étude géophysique

5.1 Données de tomographie électrique

La technique d'imagerie de résistivité électrique (ERI), plus largement appelée tomographie des résistivités électriques (ERT), permet des prospections électriques plus poussées que les sondages verticaux 1D (VES) par mesure des variations de résistivité en 2D ou 3D grâce à des câbles multi-électrodes

3 profils électriques ont été réalisés dans différents endroits.

5.1.1 Première mission



Figure 23 : Localisation du profil de ERT 1 le long de la rivière de Caldès
(www.google.com)

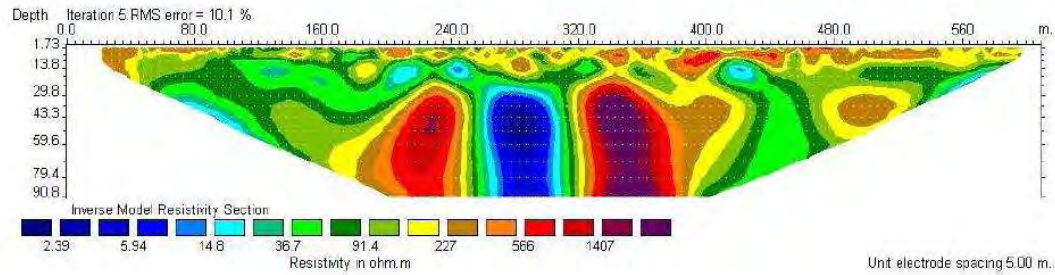


Figure 24 : l'image ERT Inversé montrant la faille en tant que ~30 m de largeur, l'anomalie est presque verticale de faible résistivité, bornée à quelques mètres par des anomalies de résistivité élevée.

Le profil ERT₁ a été acquis le long de la rivière de Caldes qui coupant la faille de Vallès et était destiné à localiser l'anomalie souterraine et la structure interne de la zone. Les données géo-électrique sont été pris par un Syscal à système multicanaux utilisant un dispositif de résistivité Wenner-Schlumberger constitué de 48 électrodes avec un espacement constant de 5 m entre les électrodes. Les principales raisons pour le choix d'un réseau d'électrodes Wenner-Schlumberger sont que cet arrangement d'électrodes démontre de favorables signaux pour les caractéristiques du bruit et offre une sensibilité élevée dans les deux directions, horizontale et verticale.

Le résultat de l'inversion de la tomographie montre, en se basant sur le contexte géologique régional ainsi que sur les informations d'affleurement aux marges de la rivière de Caldes, la présence des formations fortement résistive correspondant à du granit qui emprisonne au centre de la section transversale une formation verticale de presque 30 m de largeur, et de faible résistivité qui représente la faille de la Vallès-Penedès et probablement l'ascension de l'eau thermale.

5.1.2 La deuxième mission



*Figuer 25 : Localisation du profil d'ERT 2 à l'est de la zone urbaine de la ville de Caldes
(www.icc.cat)*

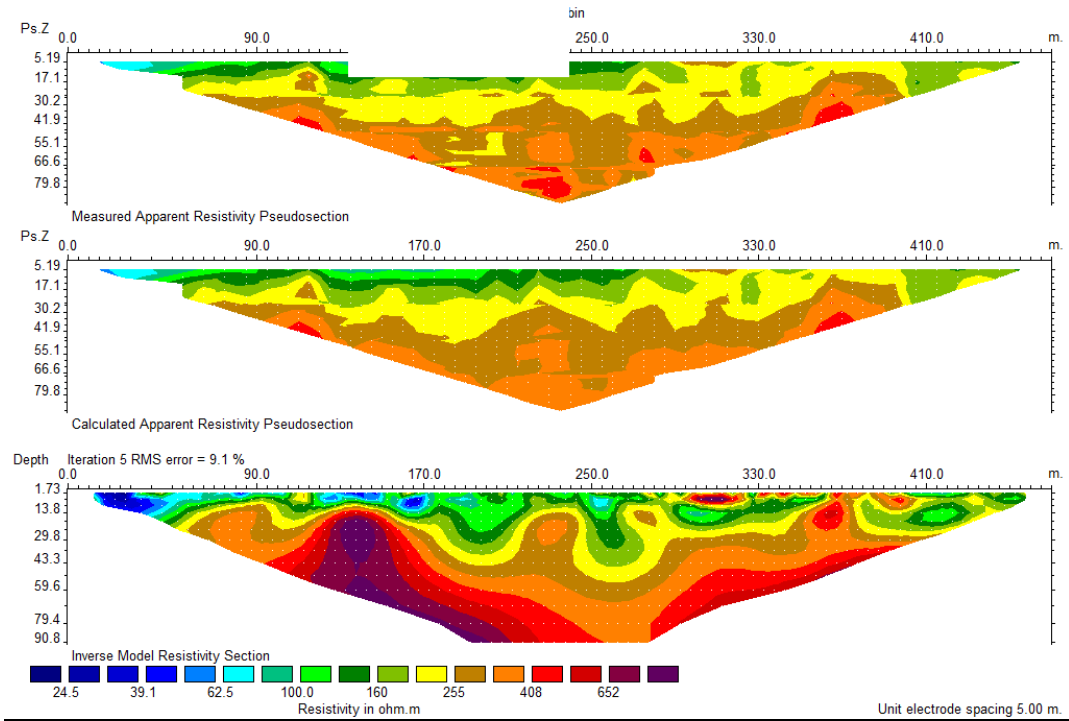


Figure 26 : Profile d'ERT2a sans smoothing

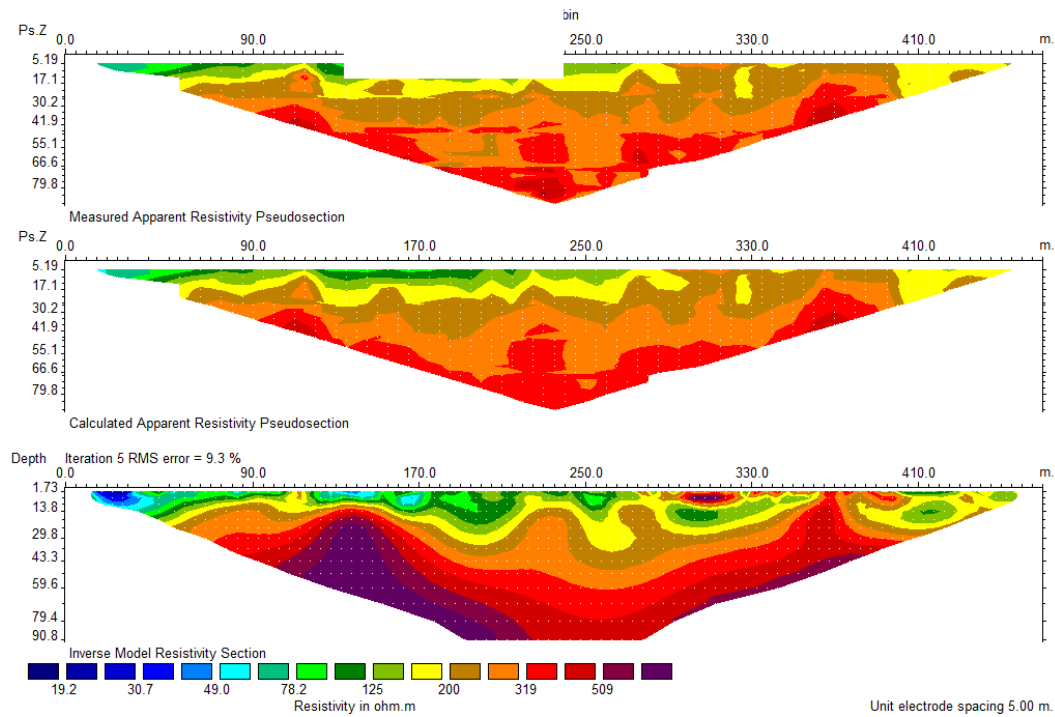


Figure 27 : Profile d'ERT2ben mode smoothing

Le profil 2, que ce soit élaboré en mode smoothing ou sans, est acquis parallèle à la faille majeure, ce qui explique l'harmonie latérale des résistivités qui montre le substratum rocheux très résistant représentant des granites.



Figure 28 : Localisation du profil d'ERT₃ (www.icc.cat)

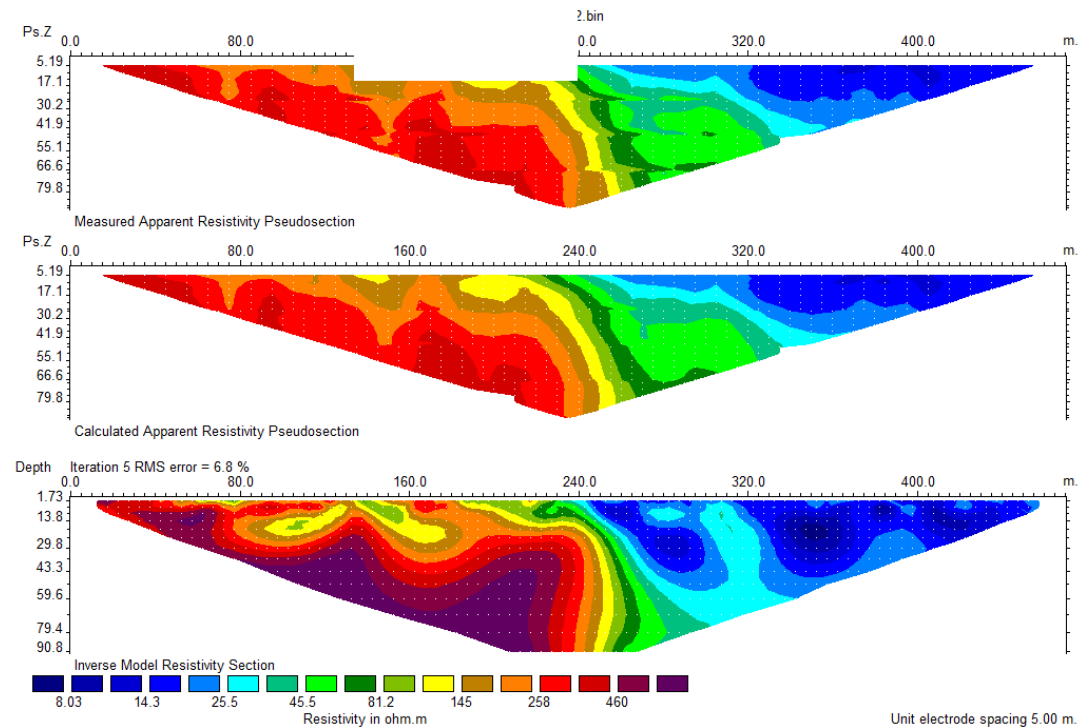


Figure 25 : Profile d'ERT3 en mode half

Le profil ERT3 est effectué d'une manière qu'il coupe l'anomalie majeure de la zone d'étude qui est orienté SE-NW, afin de mettre en évidence le changement latérale entre le segment soulevé du granite-arkose au nord, représenté par des valeurs de résistivité très élevées, et celui miocéno-détritique correspondant au remplissage de la vallée au sud et qui est représenté par des valeurs de résistivité à l'ordre de 25 Ohm.m. On peut dire que la partie droite du profil où les valeurs de résistivité arrivent jusqu'à 8 Ohm.m peut être attribué à la présence de l'hydrothermalisme.

5.2 Données TDEM

La méthode électromagnétique TDEM permet d'obtenir des valeurs de résistivité en moyenne profondeur, ce qui complète les données de la tomographie électrique. 18 sondages TDEM ont été acquis aux alentours de la zone urbaine et allant vers l'anomalie majeur orientée ESE-WNW.

Les figures 29 et 30 montrent différentes vues de la répartition des résistivités mettant le point sur les basses résistivités, moins de 25 ohm.m) dominantes dans toute la partie superficielle jusqu'à presque 300m de profondeurs, chose qui montre le jaillissement de l'eau thermique, vers le NE on note l'apparition des corps légèrement résistants juste à la bordure et nord de l'accident majeur, ce qui nous pousse à penser au soulèvement du substratum rocheux suite au jeu inverse du même accident.

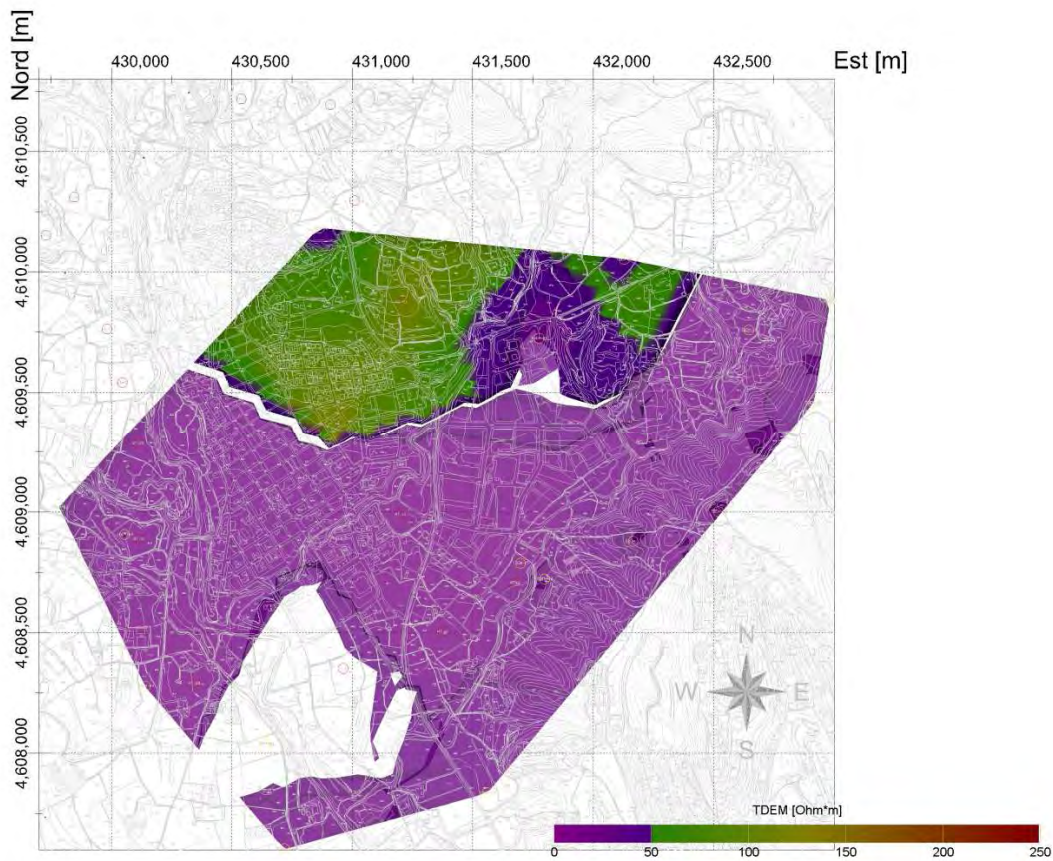
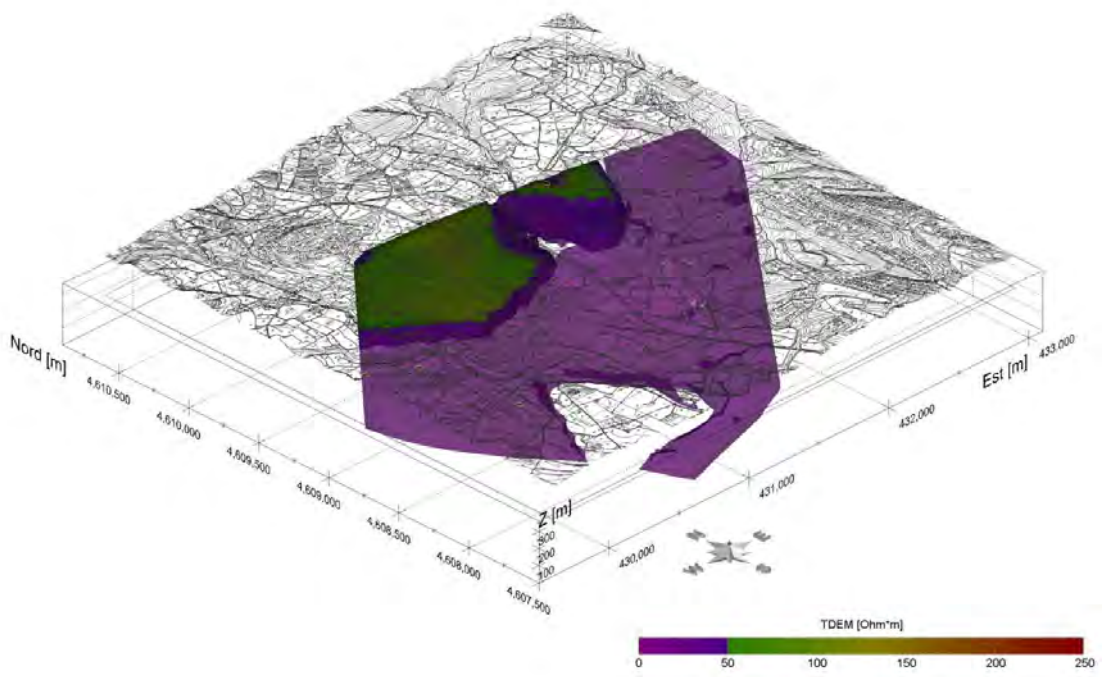
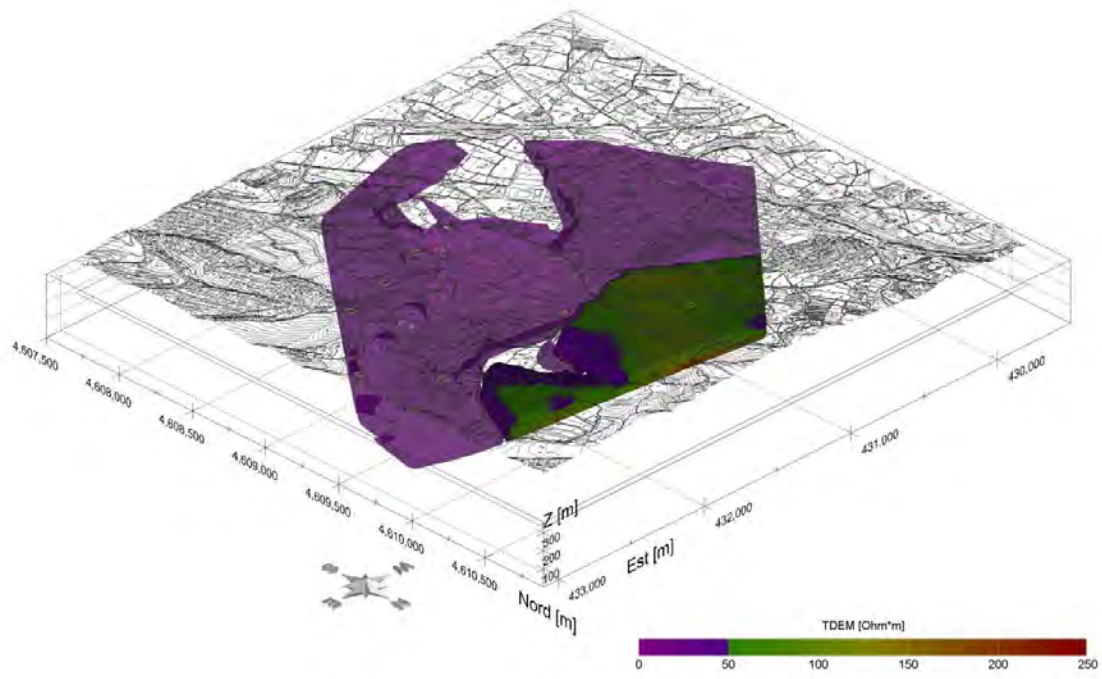
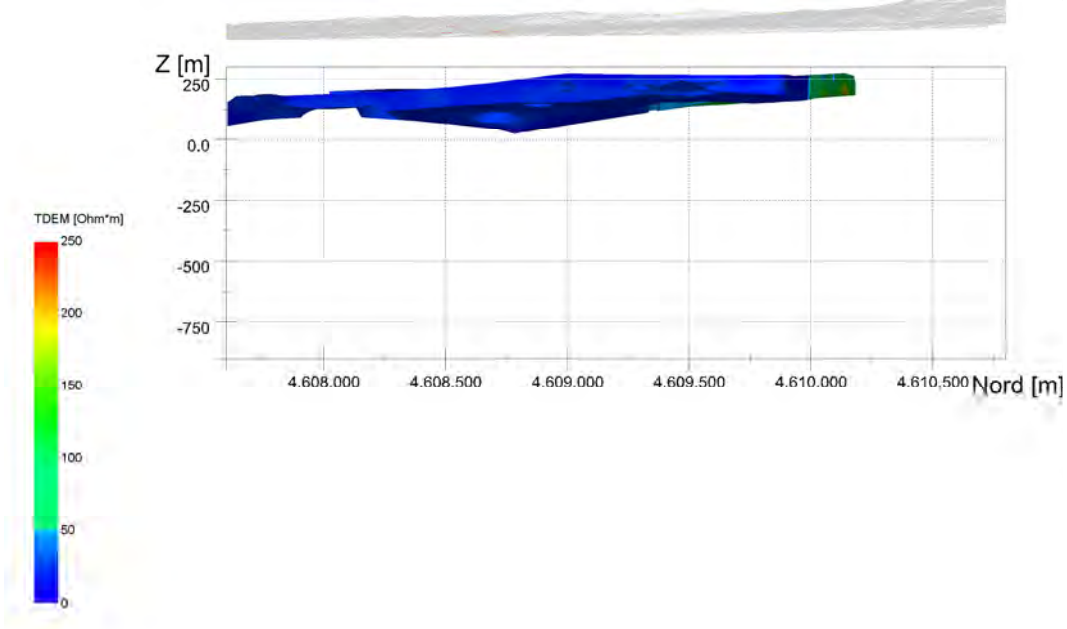
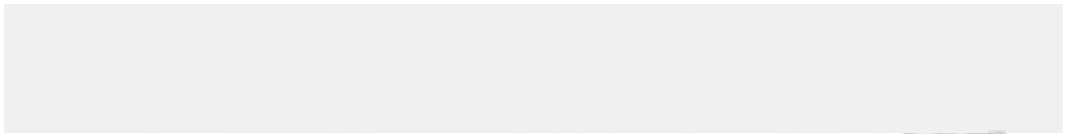


Figure 29 : images de résistivité provenant de l'interpolation d'images 3D de l'inversion des 18 sondageTDEM





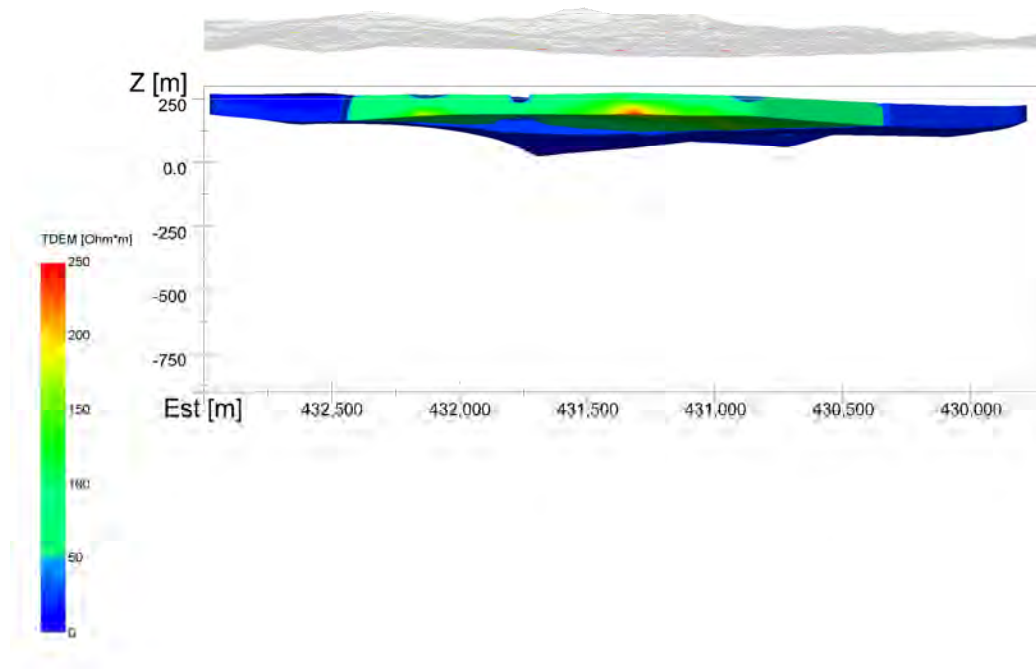


Figure 30 : images de résistivité provenant de l'interpolation d'images 3D de l'inversion des sondages l'AMT, en haut une vue de l'est, et en bas une vue du nord.(Du haut en bas, vue E, vue N, vue NE, vue SW))

5.3 Données AMT

Dans ce travail, 36 AMT sondages, en utilisant un instrument EH4 stratagème, ont été enregistrés dans 16 sites répartis autour de l'intersection des deux failles principales. Toutes les mesures ont été réalisées avec 30 stacks, avec des dipôles électriques et un alignement magnétomètre (NS-EW), deux longueurs de dipôles (10mètres et 50) en deux gammes de fréquence (10-1000 Hz et 750-92000 Hz) attribués à différentes profondeurs

Les mesures de nature variable dans le temps des champs électriques et magnétiques ont été converties en quatre valeurs d'impédance complexe par ω la fréquence angulaire donnée. À leur tour, ces valeurs ont été normalisées pour obtenir résistivités apparentes, en renvoyant les impédances réelles à celles d'un demi-espace homogène. Dans ce cas, toutes les données ont été ensuite traitées avec le logiciel Imagem en mode 2D, le long des profils différents, en utilisant un système d'inversion Bostick. Une reconstruction 3D supplémentaires a ensuite été obtenue par interpolation des profils 2D à l'aide du logiciel EVS en CTech.

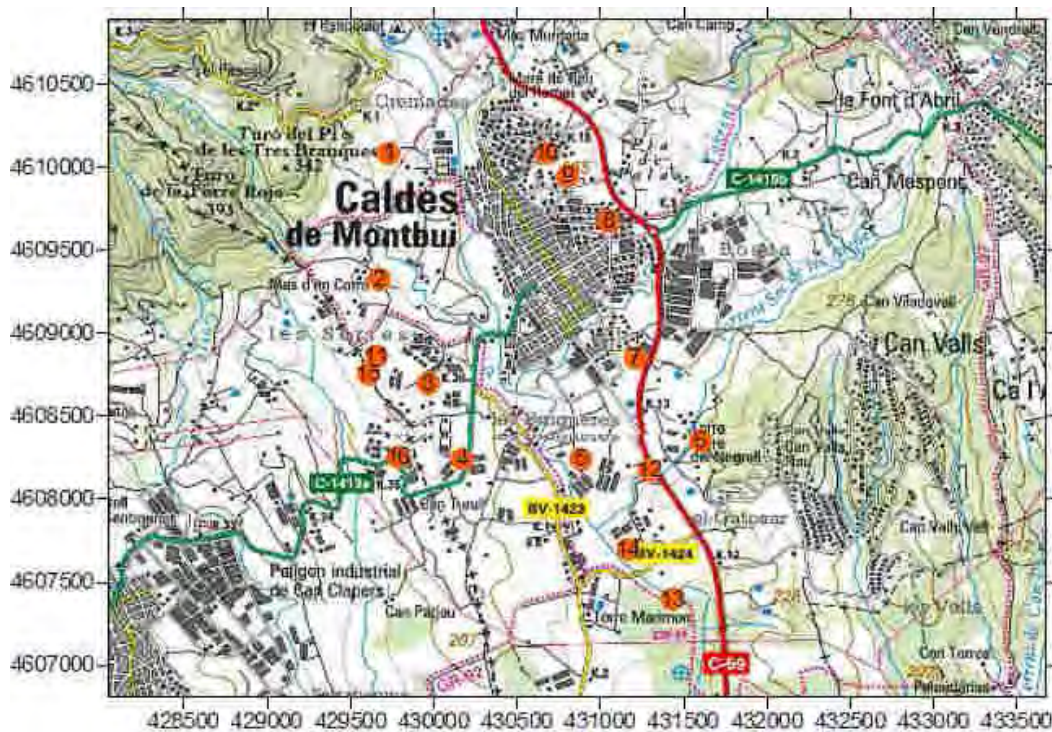
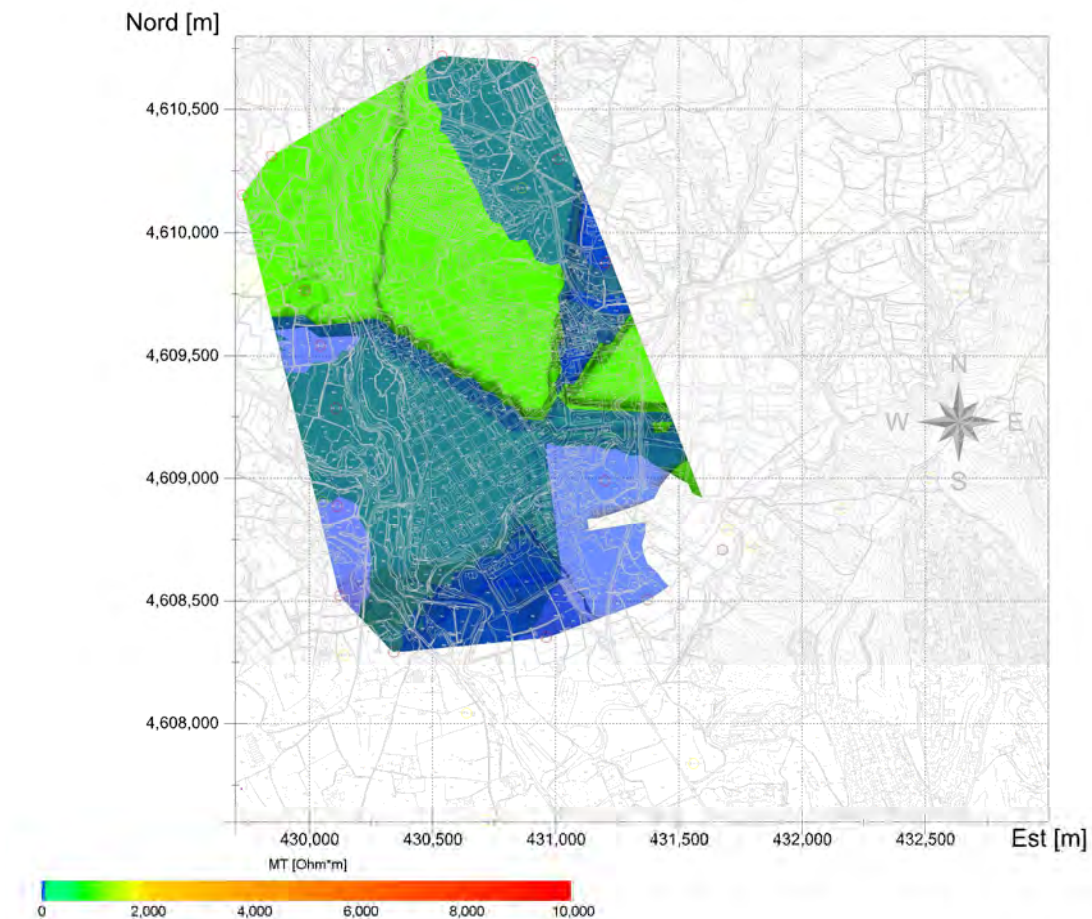
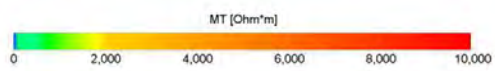
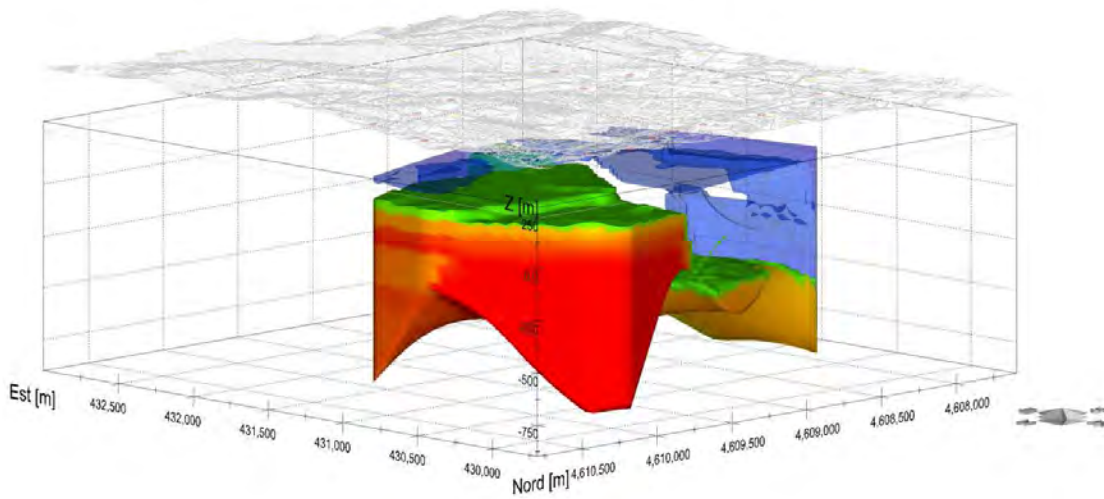
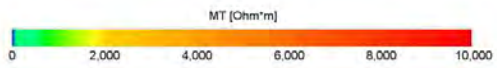
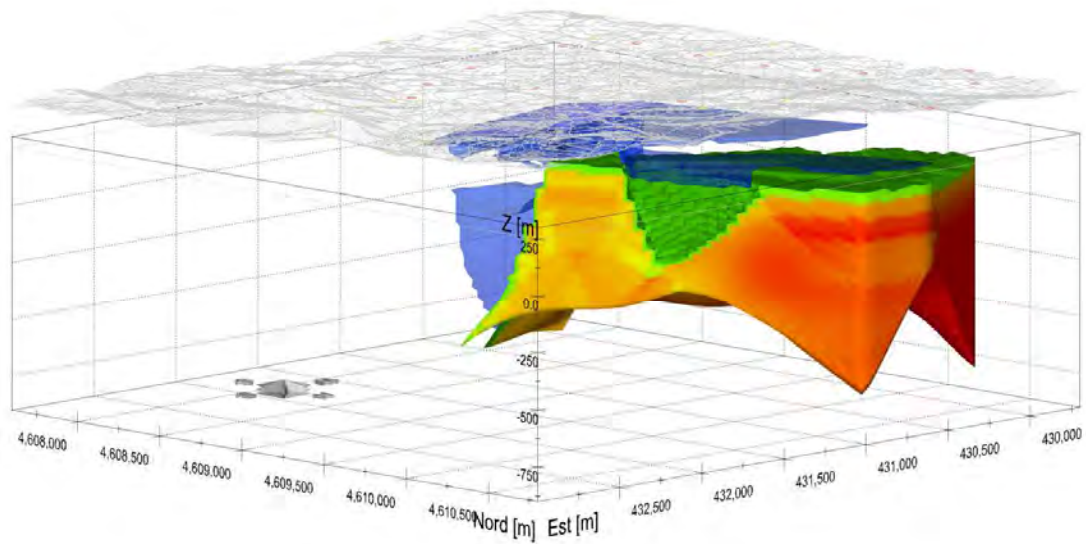


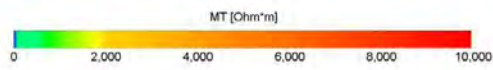
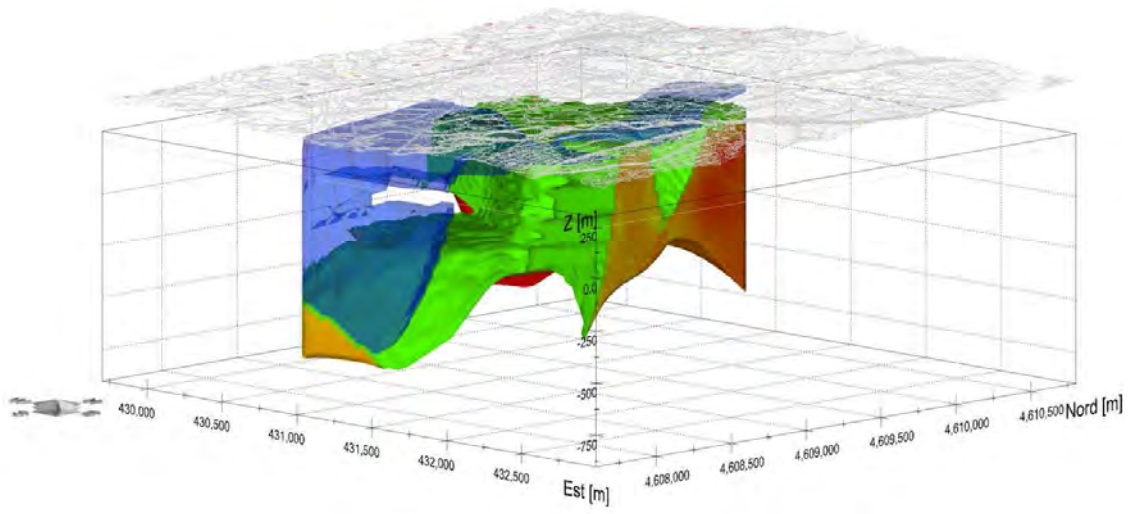
Figure 31 : Esquisse topographique du secteur d'étude et position des sondages audiomagnétotelluriques

La figure 32 représente, des images des modèles de résistivité inverse en différentes vues;

- L'aire conductrice (inférieure à 5 Ohm.m) est probablement dû à l'ascension de l'eau chaude.
- Le soulèvement de l'eau semble très clairement délimité le long de la faille, chose que confirme la géométrie du pendage de la faille illustré en graben, et correspond à l'emplacement de la source d'eau chaude dans la ville de Caldes de Montbui.
- Les model met en évidence des formations très résistantes, fortement enracinées à des profondeurs de l'ordre de quelques kilomètres.
- La structure interne de la zone ainsi que la géométrie ont été très bien mis en évidence.







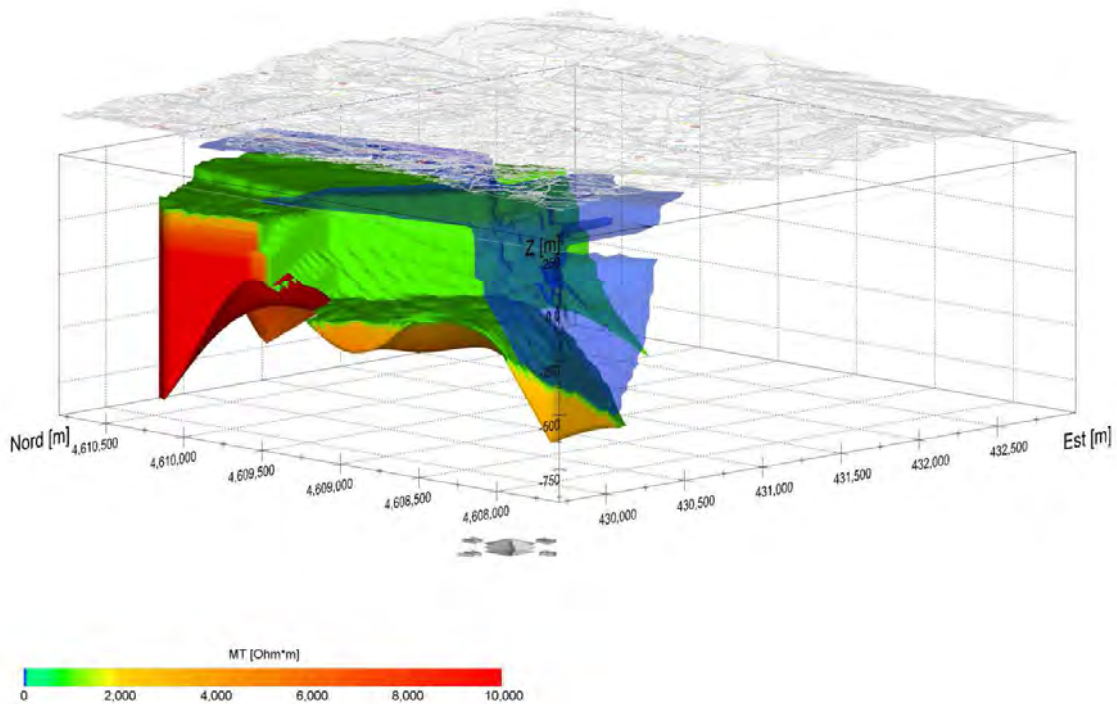


Figure 32 : images de résistivité provenant de l'interpolation d'images 3D de l'inversion des sondage l'AMT, .(Du haut en bas, vue NE, vue NW, vue SE, vue SW))

La figure 33 vient pour confirmer ce qui est déjà cité auparavant et montre l'emplacement de l'anomalie majeure d'où jaillit l'eau chaude, et qui sépare la zone d'étude en deux segments géologiquement différents, une partie septentrionale attribuée aux granites du volcanisme plio-quadernaire et la partie sud, des vallées, constituée essentiellement des roches sédimentaires et des débris des alluvions.

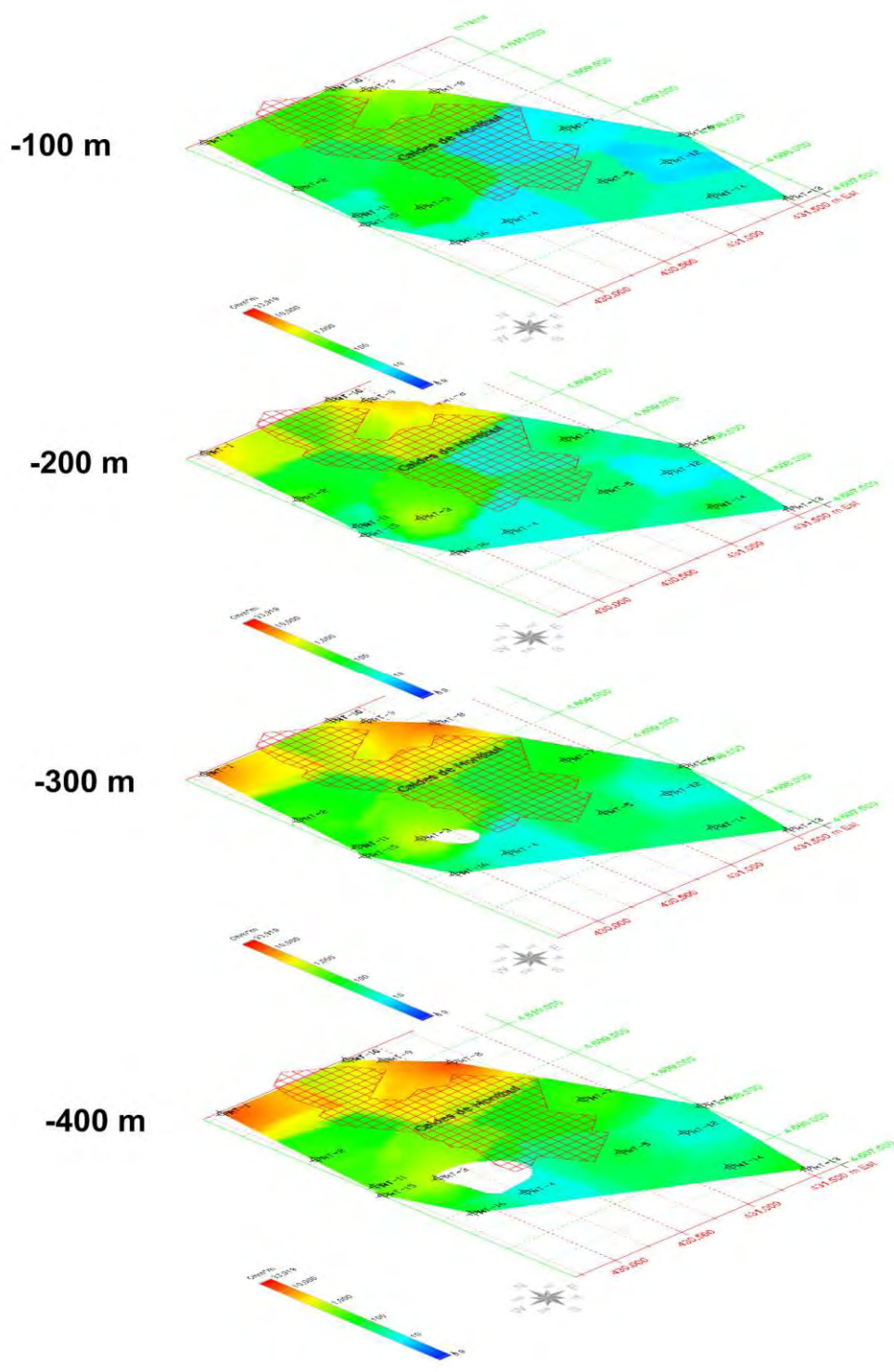


Figure 33 : Superposition des cartes de résistivité en fonction de la profondeur

5.4 Données AMT et TDEM

L'approche de la combinaison des deux méthodes TDEM-AMT a apporté une contribution utile à la compréhension de la structure interne de la zone, ainsi que la localisation de la conductivité électrique et de la subsurface.

Les résultats de l'AMT ont montré une bonne affinité avec les résultats des enquêtes TDEM, car on remarque une très forte harmonie entre et une superposition entre les résultats des deux méthodes, la zone de l'anomalie, la répartition d'hydrothermalisme et la zone de l'ascension de l'eau chaude.

Le vide dans la figure 35 représente un matériel friable du remplissage de la vallée, à des résistivités de l'ordre de 50 ohm.m, On l'a éliminé pour laisser voir la structure en gradin du substratum et l'ascendance de l'eau thermal.

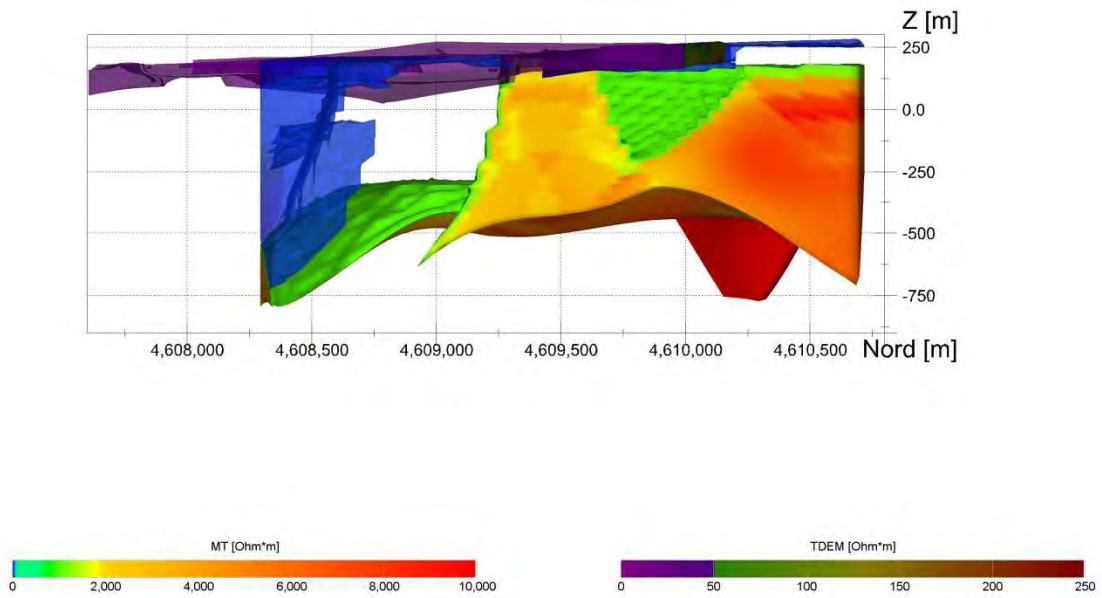
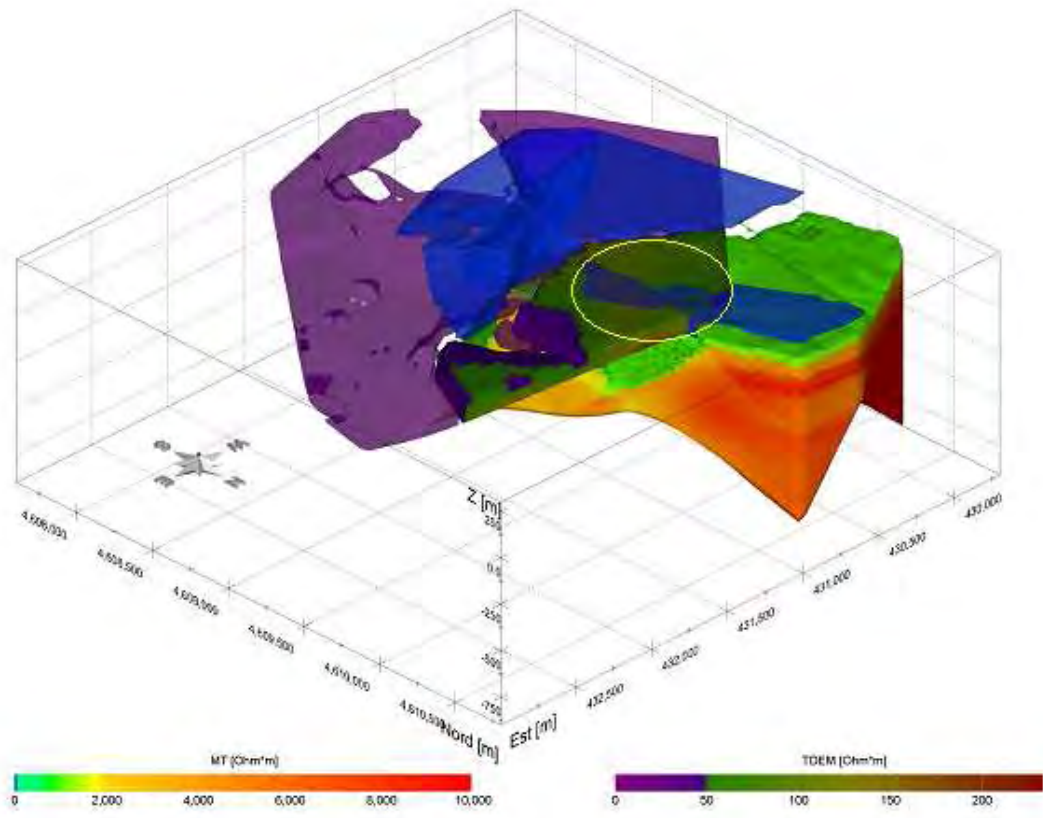
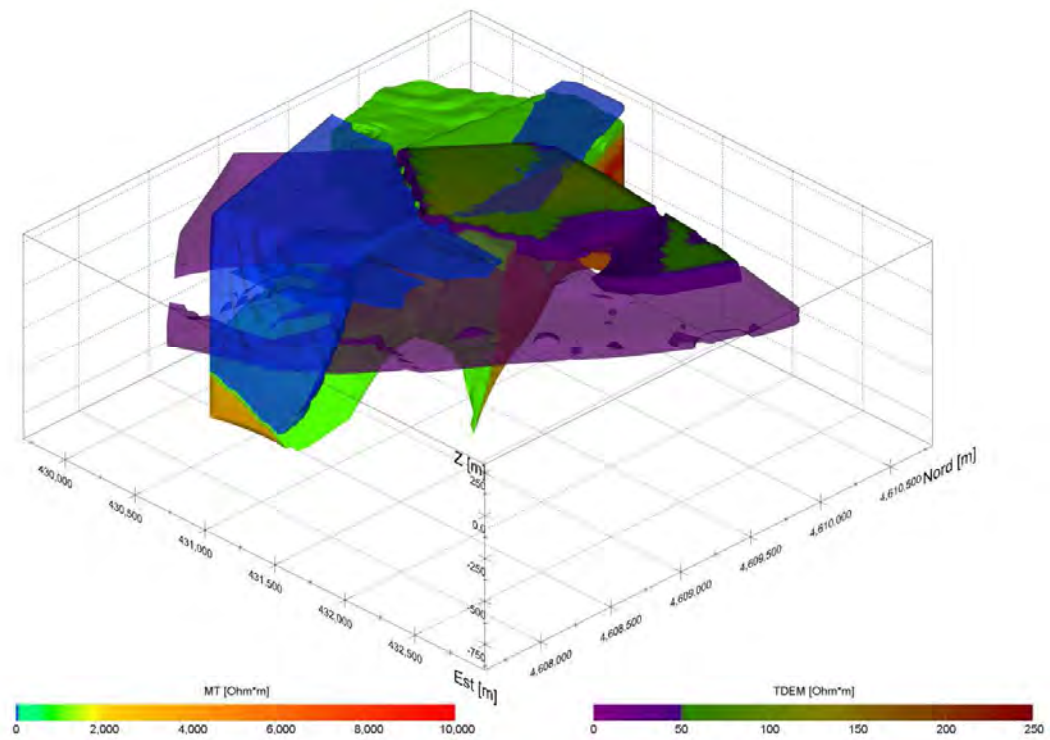
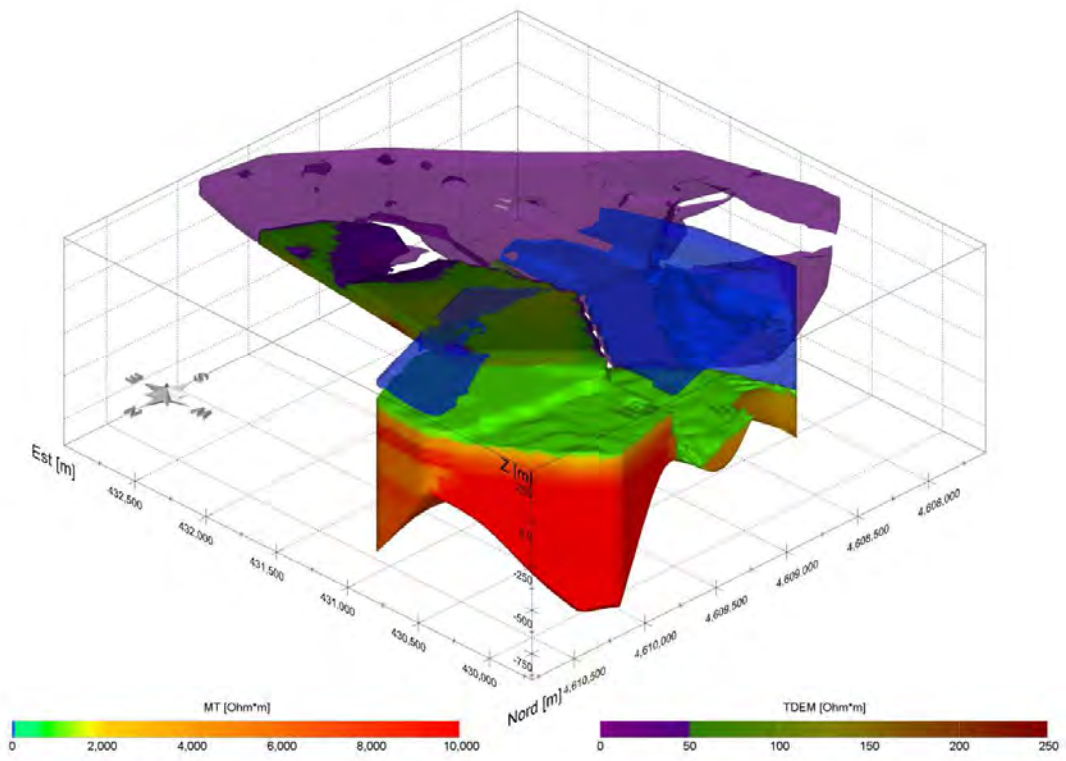


Figure 34 : images de résistivité provenant de l'interpolation d'images 3D de l'inversion des sondages l'AMT et TDEM, Vue latérale.



NB. La zone présentée par le cercle jaune est à démonter ultérieurement



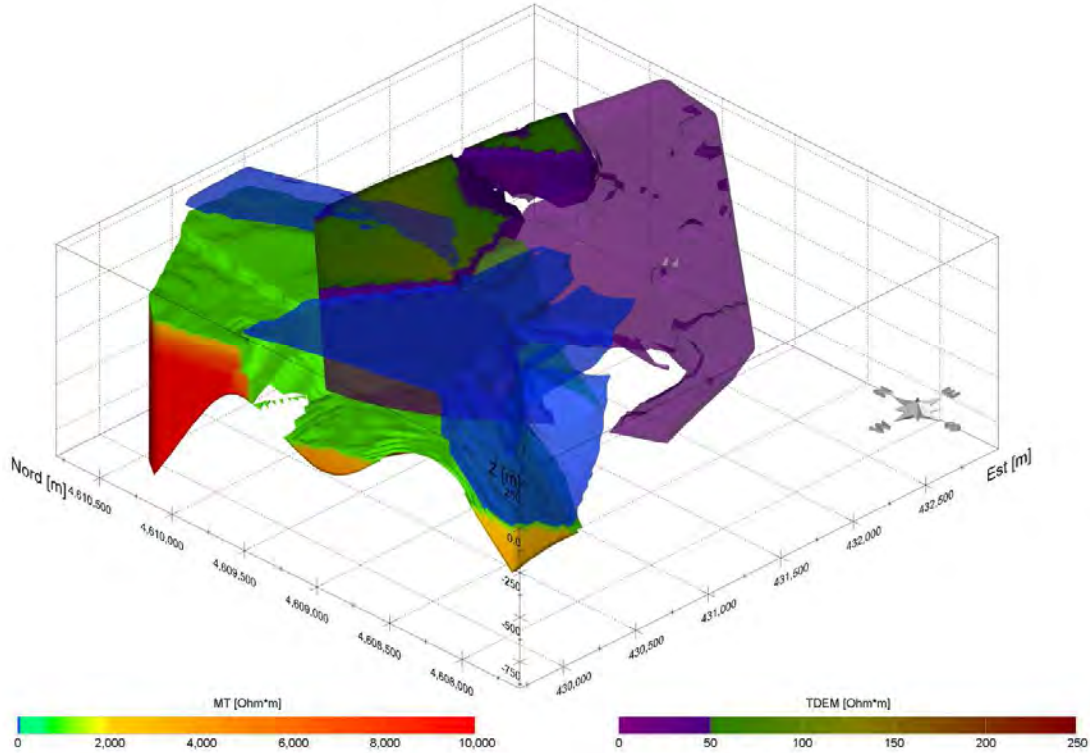


Figure 35 : Images résistivité dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des sondages AMT et TDEM. (Du haut en bas, vue NE, vue NW, vue SE, vue SW)

5.5 Données de la gravimétrie

La base de données de gravité a été construite avec des données provenant de différentes sources (Albert et al. 2011), elle contient près de 855 points de gravité (Figure 33). La distribution des points de données est irrégulière, avec des secteurs de haute densité en alternance avec d'autres presque sans données. Toutes les mesures étaient liées au réseau gravité IGNS'71 à travers la base de gravité située à l'Université de Barcelone (facultés de chimie et de physique). Toutes ces données ont été réduites à des anomalies de l'air libre en utilisant la formule du système géodésique de référence de 1967 (GRS'67), et en de simples

anomalies de Bouguer, compte tenu de la densité standard de 2670 kg/m^3 (y compris la correction topographique).



Figure 36 : Carte de l'emplacement des levés gravimétriques

La carte de Bouguer montre une tendance régionale qui s'élève vers le sud en raison de l'amincissement de la croûte terrestre. La structure de la géométrie est mieux illustrée selon la carte des anomalies résiduelles, après la soustraction d'une composante régionale, car elle montre conformément à la carte géologique l'emplacement des anomalies majeurs encadrant la zone d'affaissement composée du matériel alluvial friable et de faible densité, alors que le substratum résistant est bien apparus, mis en valeur avec de fortes densités au NW et au SE.

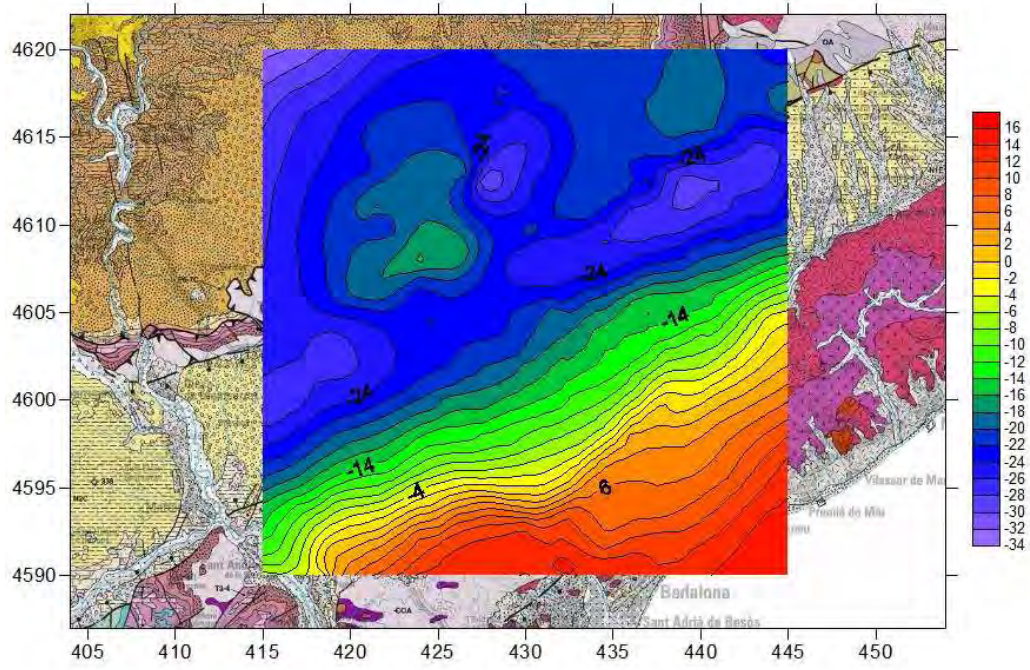


Figure 37 : Carte de l'anomalie de Bouguer

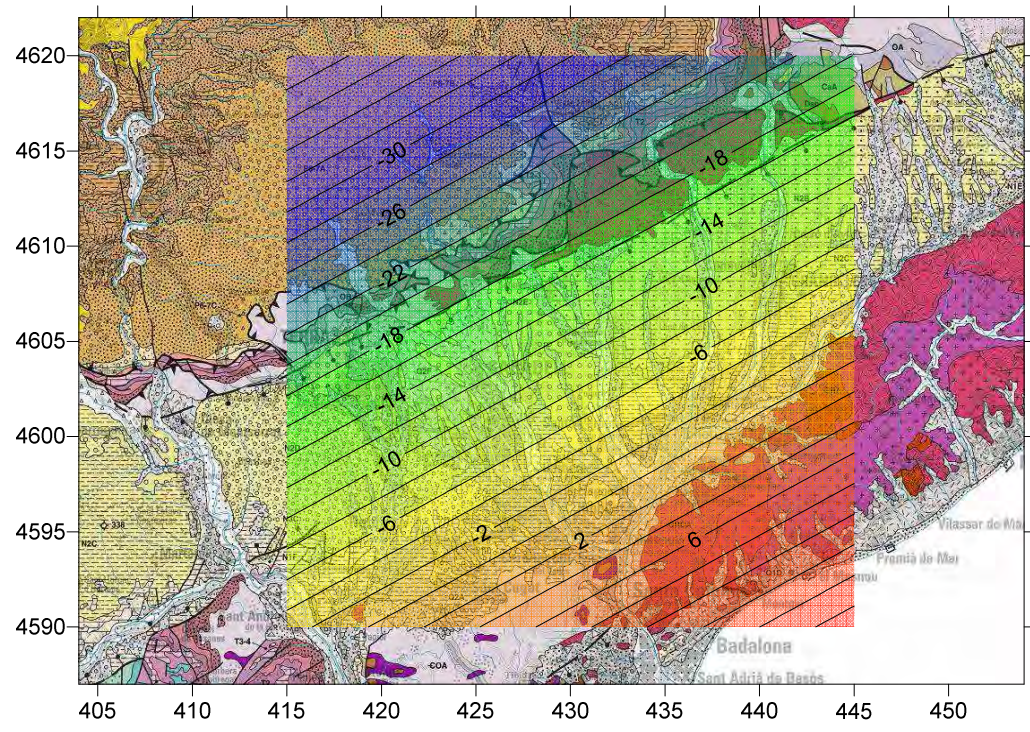


Figure 38 : Carte de l'anomalie régionale

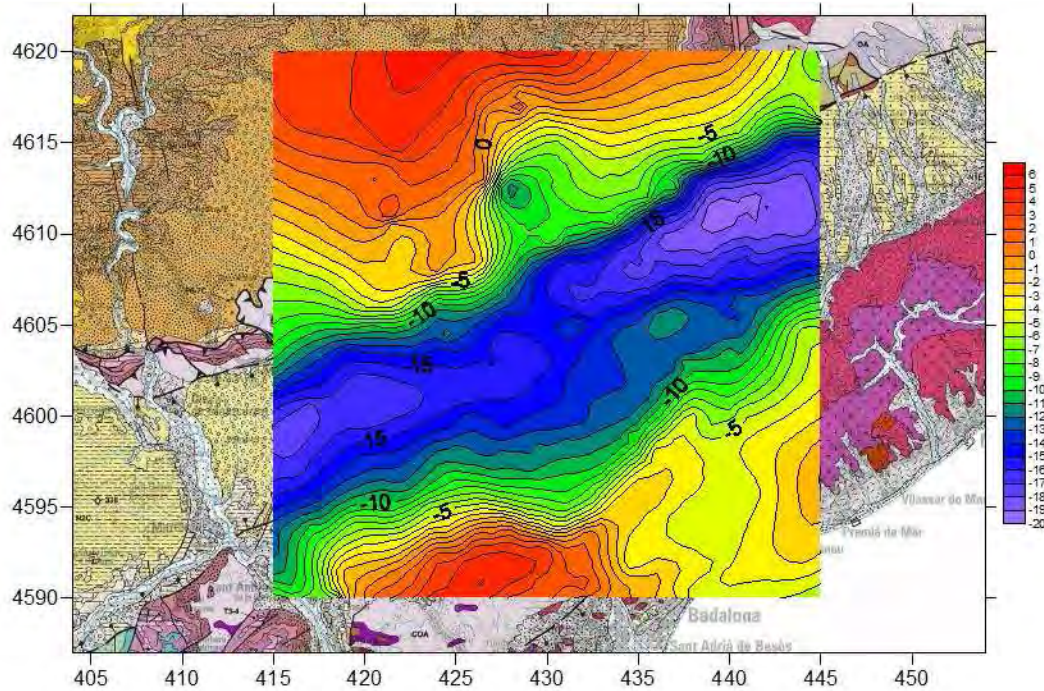


Figure 39 : Carte de l'anomalie résiduelle

Pour mieux caractériser les structures de la région à partir des données gravimétriques, différentes transformations ont été appliquées aux anomalies résiduelles afin de localiser les contrastes de densité qui peuvent correspondre à des limites entre différents ensembles géologiques ou à des failles aboutissant ainsi à un modèle 3D des densités souterraines.

Le modèle suivant montre clairement les limites du graben illustrées par les fortes densités, attribuées au granit, et le remplissage sédimentaire au milieu avec des densités intermédiaires de l'ordre de -0.2 g/cm^3 .

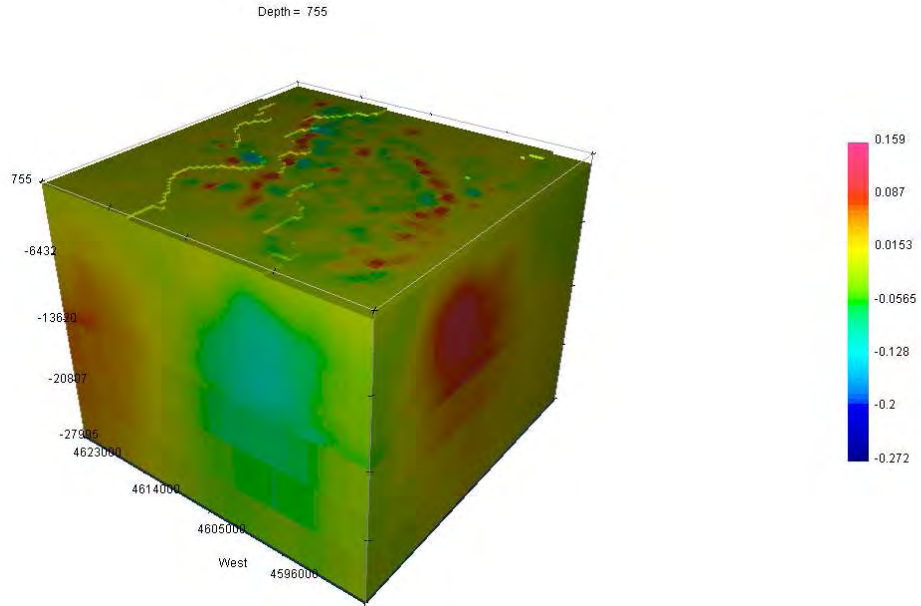


Figure 40 : Image des densités dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des données gravimétriques

La figure suivante montre le modèle des densités en section, qui est effectué d'une manière que la section coupe orthogonalement le groupe de failles en graben.

On voit très clairement l'ascension de l'eau thermique au milieu du graben délimité par les formations granitiques d'extrême densité.

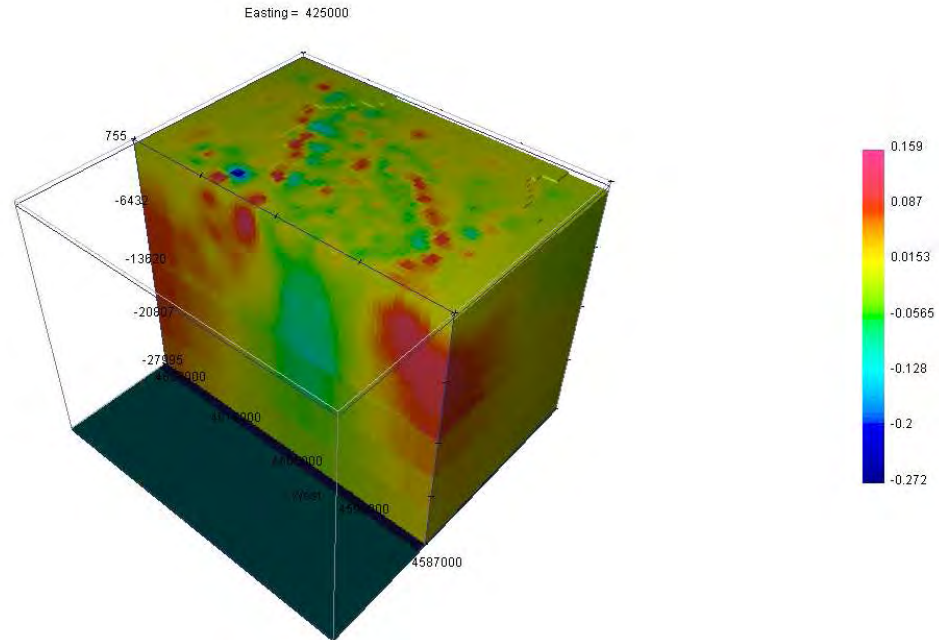


Figure 41 : Image des densités en section verticale, dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des données gravimétriques

La figure qui suit est l'illustration réelle des densités de la zone de Caldes, après avoir éliminé les effets d'interpolation et du calcul des mailles extrêmes par le programme Grav 3D. Le modèle confirme, comme déjà expliqué, la localisation des anomalies interne, la géométrie de la zone thermique et la localisation de l'ascension des eaux chaudes.

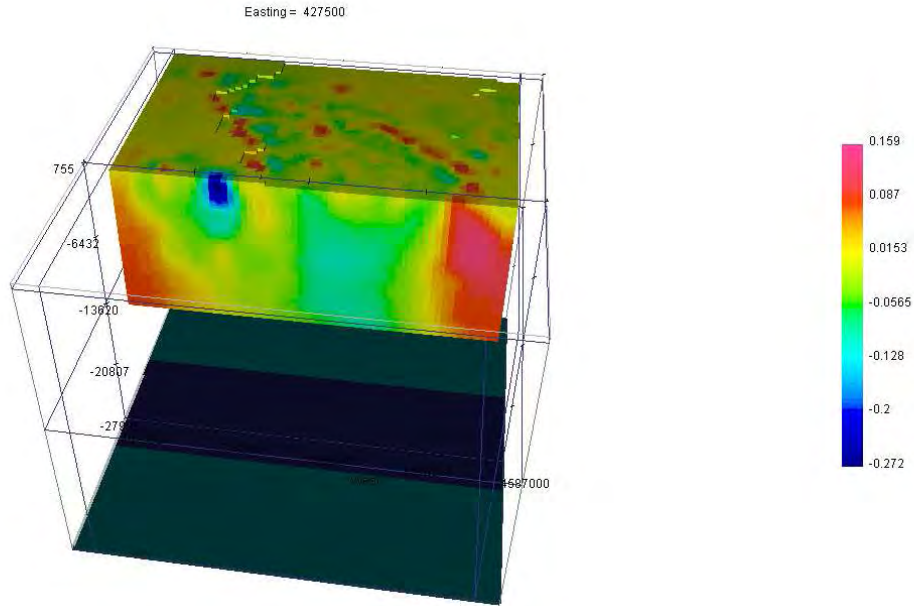


Figure 42 : *Image des densités en section, dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des données gravimétriques*

6. Conclusion

Dans la section précédente, nous avons décrit et interprété chaque méthode d'investigation indépendante. Néanmoins, les résultats obtenus par les différentes méthodes géophysiques sont en bon accord et permettent la définition d'un modèle fiable géostructural de la mise en souterrain de la zone étudiée. Les méthodes électriques utilisées dans cette étude sont adéquates pour enquêter sur des anomalies géothermiques à différentes échelles. Les résultats d'une interprétation 3D des données AMT et TDEM donnent de nouveaux aperçus sur l'extension régionale des anomalies de faible résistivité qui sont attribués à la présence d'eau hydrothermale forte porosité du granite résistant, alors que les résultats gravimétriques en 3D sont venus pour donner une synthèse sur tout le travail antécédent

La faille occidentale de la vallée est coupée dans la zone de Caldes de Montbui par une autre perpendiculaire dont la ligne suit à peu près la rivière de CaldesL'eau thermique abscondait par l'intersection des deux failles.

Le déplacement du complexe granite-arkose est dû au mouvement différentiel entre les deux blocs.

L'aquifère thermique constitue le granite cataclastique et hydrothermalement altéré situé entre les deux fractures. Compte tenu des résultats de la méthode électrique, certains faciès perméables du Néogène sont également saturés d'eau chaude.

La dépression est une fosse de Valles distensive Néogène de direction NE-SO, qui fait partie de la dépression centrale catalane, développée au sein du système de la côte catalane. La dépression est remplie par du matériel à partir du Miocène au Quaternaire continental. Sa nature est détritique, avec une granulométrie très variable, chose que la gravimétrie a mis en évidence interprétant la carte des anomalies résiduelles.

Chapitre VI : Application hydrogéophysique : Sardara

La Sardaigne est une des régions les plus importantes des stations thermales de l'Italie. Sardara est une parmi les plus intéressantes pour son potentiel géothermique, elle située dans la bordure orientale du graben Campidano. Le champ géothermique est célèbre aussi parce qu'il a été exploité et utilisé en premier par les Romains.

Au troisième siècle A.J les romains occupaient les sources thermales nommés Santa Maria Is Acguas, situées près de la ville de Sardara, et à la fin du XXVIII^{ème} avec l'urbanisation de la zone, les thermes romains furent restaurés.

À l'heure actuelle, dans ce domaine, l'eau chaude est utilisée uniquement à des fins thermiques, mais il ya beaucoup de projets en cours à l'utiliser directement pour le chauffage et la production d'électricité. Par conséquent, le besoin de plus de quantité est devenu urgent.

L'Objectif de ce travail est de trouver le système hydrothermal actif, pour connaître la géométrie de l'aquifère d'eau thermique et de la structure du bord de la fossé.

1. Introduction

La zone thermale de S M aria is Acquas est située à Sardara, le long de la frontière orientale du graben de Campidano en bas de la colline de Monreale. Cette région comprend cinq fameuses sources thermale d'une température variante de 33°C à 60°C et d'une composition chimique bicarbonato-chloruro-alkaline, qui se trouvent toujours en correspondance avec des structures liées à des faille d'une notable importance qui limitent à l'est, aussi à l'ouest la fosse campidanaise.



Figure 43 : Localisation de la zone d'étude

2. Esquisse géologique et tectonique

Malgré l'absence des champs géothermiques à haute température à la Sardaigne, de nombreuses sources montrent des températures anormales arrivant jusqu'à 76°C. Les points émergents des eaux thermales sont situés à proximité d'importantes failles régionales, y compris le graben plio-quadernaire du Campidano, où les eaux thermales jaillissent à proximité des systèmes de fracture à l'Est et aux marges occidentales.

L'île est caractérisée par deux principaux domaines géologiques: le socle paléozoïque cristallin qui affleure principalement dans la partie orientale et sud-ouest de l'île, et le complexe tertiaire volcano-sédimentaire.

Le sous-sol est constitué de roches métamorphiques et du batholite granitique carbonifère, il est démembré en plusieurs blocs, principalement affecté par le système de failles NE-SW et NW-SE de la fin de la phase tectonique hercynienne, réactivée par la tectonique alpine. Ces blocs représentent les hauteurs de structures du rift Oligo-Miocène, qui divise à peu près l'île en deux parties depuis le golf d'Asinara au nord, au golf de Cagliari au sud. La fosse est comblée par des sédiments marins du Miocène et des andésites et produits volcaniques de l'Oligo-Miocène (podda, 2001).

La Sardaigne a connu deux phases tectoniques majeurs (figure 41), le rift Oligo-Miocène et le graben Plio-Quadernaire du Campidano.

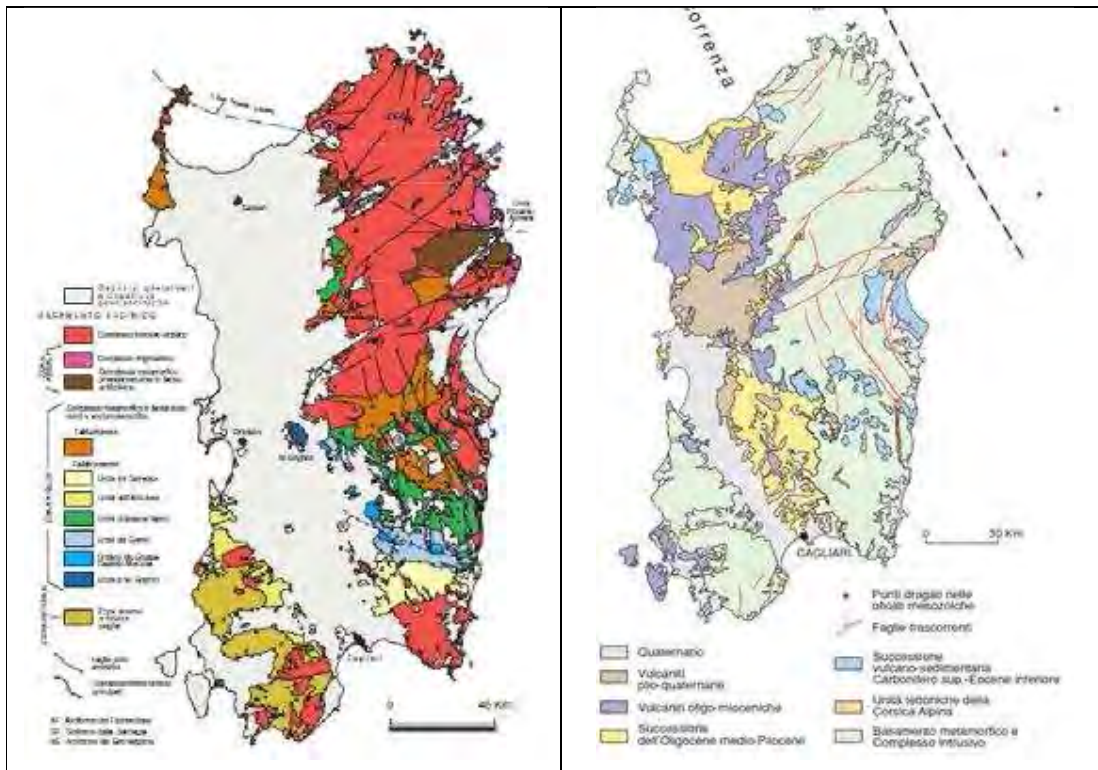


Figure 44 : Schéma structural montrant les principaux linéaments de la tectonique

Le graben du Campidano s'étend sur environ 1500 km². Les puits profonds forés (figure 42) pour l'exploration pétrolière ont montré que le graben est rempli par des sédiments continentaux du Plio-Pléistocène (plus de 800m d'épaisseur); ces dépôts couvrent des séries volcano-sédimentaires d'Oligo-Miocène (1500m d'épaisseur) (Balia, 1985).

L'Eocène est composé surtout des grès conglomératiques et des argiles qui se reposent sur le socle paléozoïque schisteux d'origine arénatique. Le système de fractures à une tendance NW-SE, qui limite les marges orientales et occidentales du Campidano. Le volcanisme aux frontières du graben est constitué des rhyolites, des andésites d'Oligo-Miocène, et des basaltes du Pliocène (M.Arciet M.Ferru).

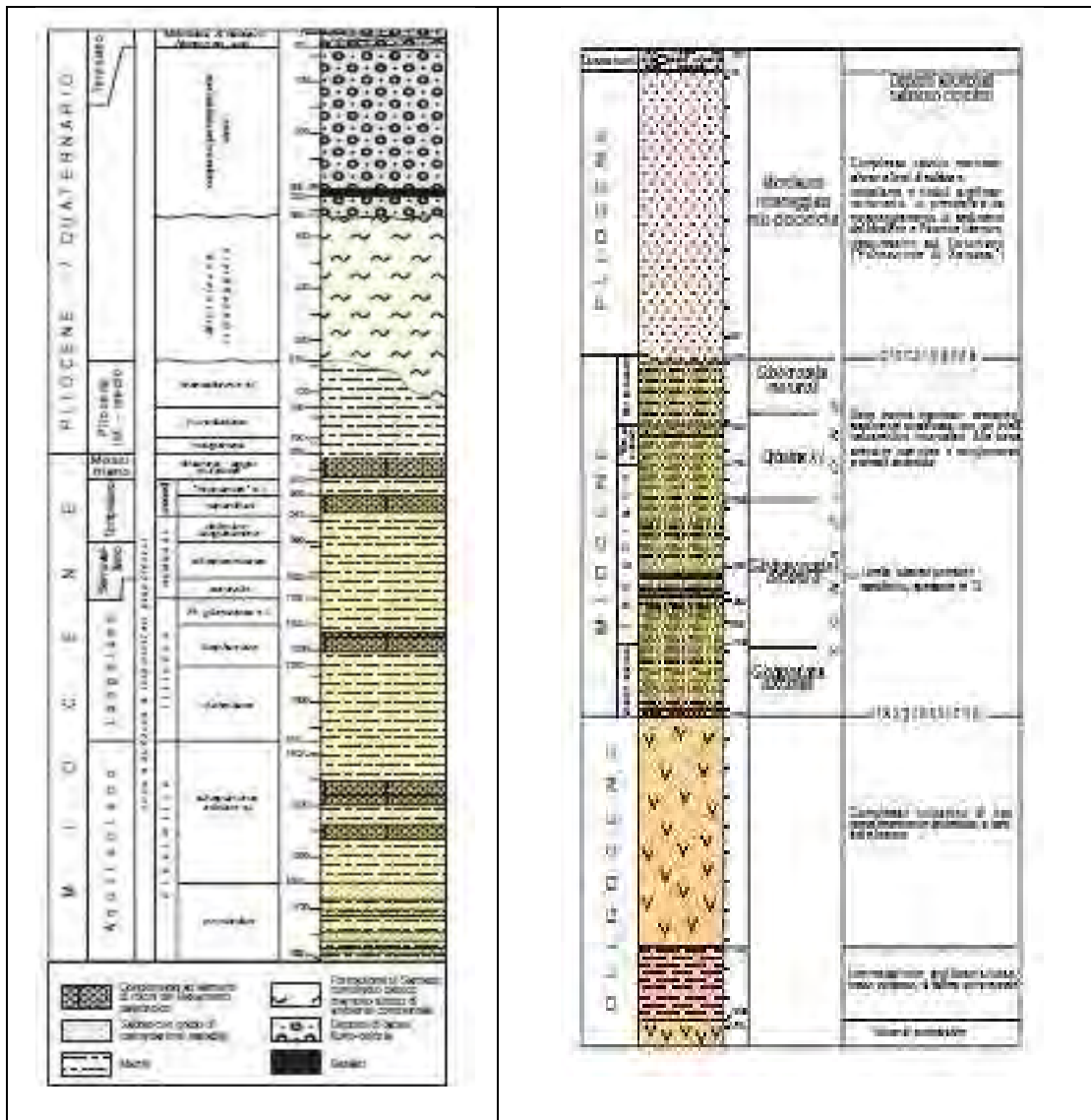


Figure 45 : Sondages carottés au niveau du compidano, à gauche Oristano 1 et à droite Campidano 1

Basé sur les résultats géologiques et géophysiques, dans le graben du Campidano la profondeur du sous-sol paléozoïque a été estimée entre 2000 et 5000 m (podda, 2001). Les mêmes auteurs montrent que ce dernier est subdivisé en profondeur en trois bassins principaux (du nord au sud: le bassin d'Oristano, S.Gavino et Cagliari). Entre le bassin de S.Gavino et le bassin de Cagliari il ya une nouvelle division axiale en parallèle, deux sous-bassins: le bassin S'Acquacotta et

le bassin Serramanna-Serrenti. Le premier est l'extension sud du bassin S.Gavino, qui approfondit l'Est et atteint une profondeur maximale au pied de la source thermale de Sardara, tandis que le deuxième comprend la zone Su Campuet semble être liée avec le bassin de Cagliari.

La zone thermale de S.Maria is Acquis est située près de Sardara, le long de la frontière orientale du graben de Campidano en bas de la colline de Monreale.

Le sous-sol schisteux paléozoïque de la colline de Monreale est mis en contact avec des grès quartzeux et des conglomérats tertiaires. Une séquence transgressive marine composée des grès intercalés avec des marnes gris-jaune et de produits andésitiques (Oligo-Miocène) est également présente. Près des sources thermales, des dépôts quaternaires de travertin ont été reconnus, parfois à une altitude plus élevée que les sources d'aujourd'hui indiquent.

Les anciens travaux (Balìa et Ranieri, 1985) et la carte géologique (figure 46) misent en évidence un socle pré-hérocynien formé des schistes d'origine arénatiques, recouvert par des dépôts continentaux de l'Eocène, sur lesquelles continuent des volcanites d'âge Oligo-Miocène et des dépôts marno-conglomératiques et des d'alluvions Plio-Quaternaire.

Au début les années '70-'80, certains sondages géoélectriques et magnétotelluriques ont été effectués pour l'étude des ressources géothermiques dans le Graben Campidano (Marchisio et al. 1982, Finzi-Contini, 1982).

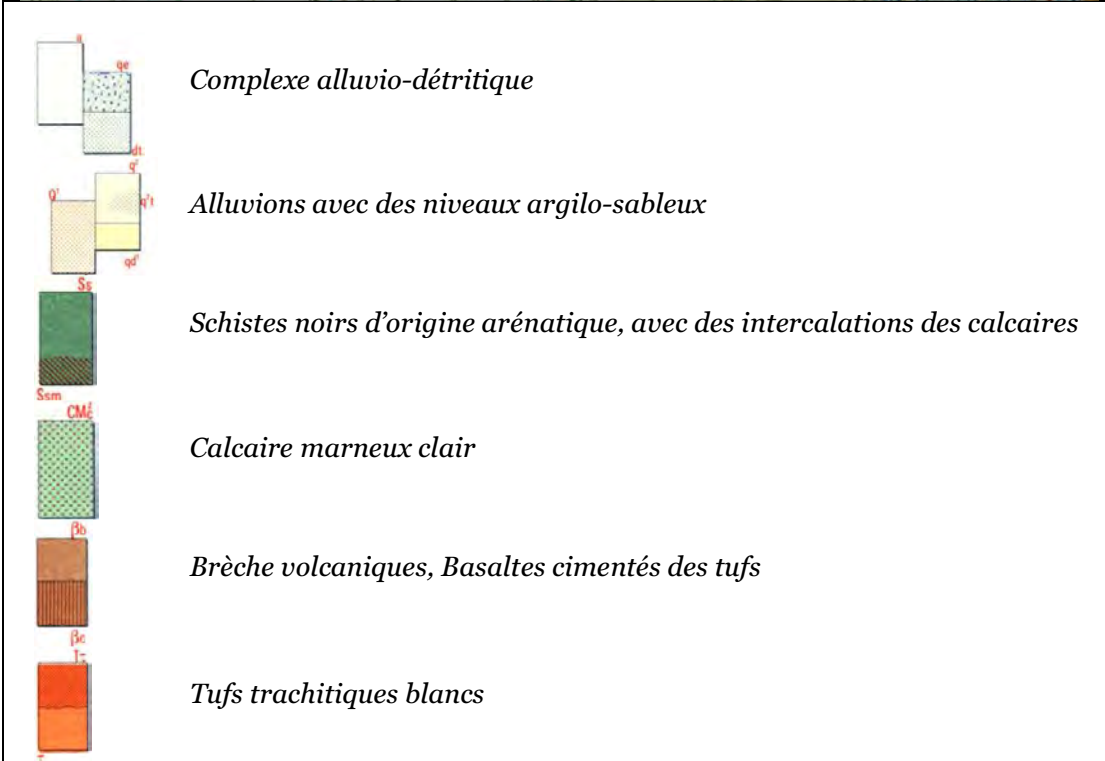
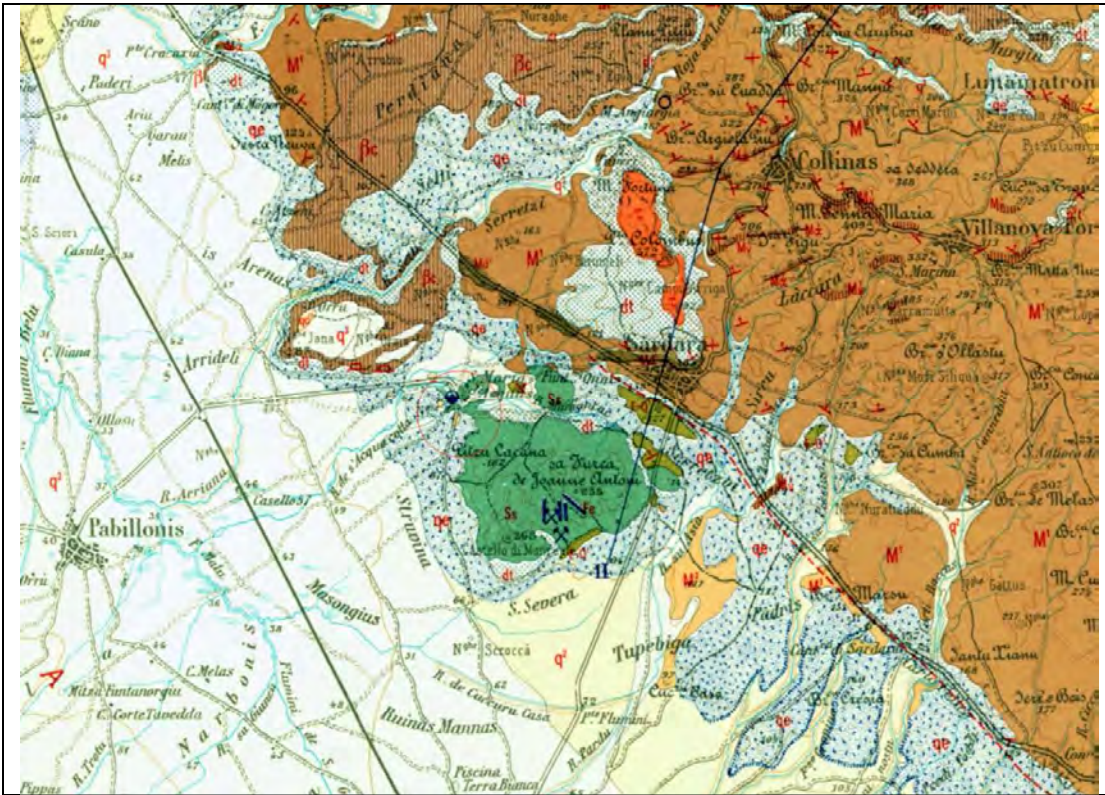


Figure 46 : Carte géologique du secteur d'étude

3. Etude géophysique

3.1 Données de tomographie électrique

La campagne de tomographie électrique exécutée au niveau de Santa Maria is Acguas était réalisée en utilisant un dispositif de mesure Wenner-Schlumberger, et un espacement constant de 10m entre les électrodes, ce qui nous a permit d'obtenir un profil de 1km, formé par cinq trainées électriques connectées entre eux le long d'une ligne orientée NNW-SSE, illustré sous forme d'image de la distribution de la résistivité réelle sur une distance de presque un kilomètre, et sur une profondeur de 100 m représentée suivant une échelle logarithmique.

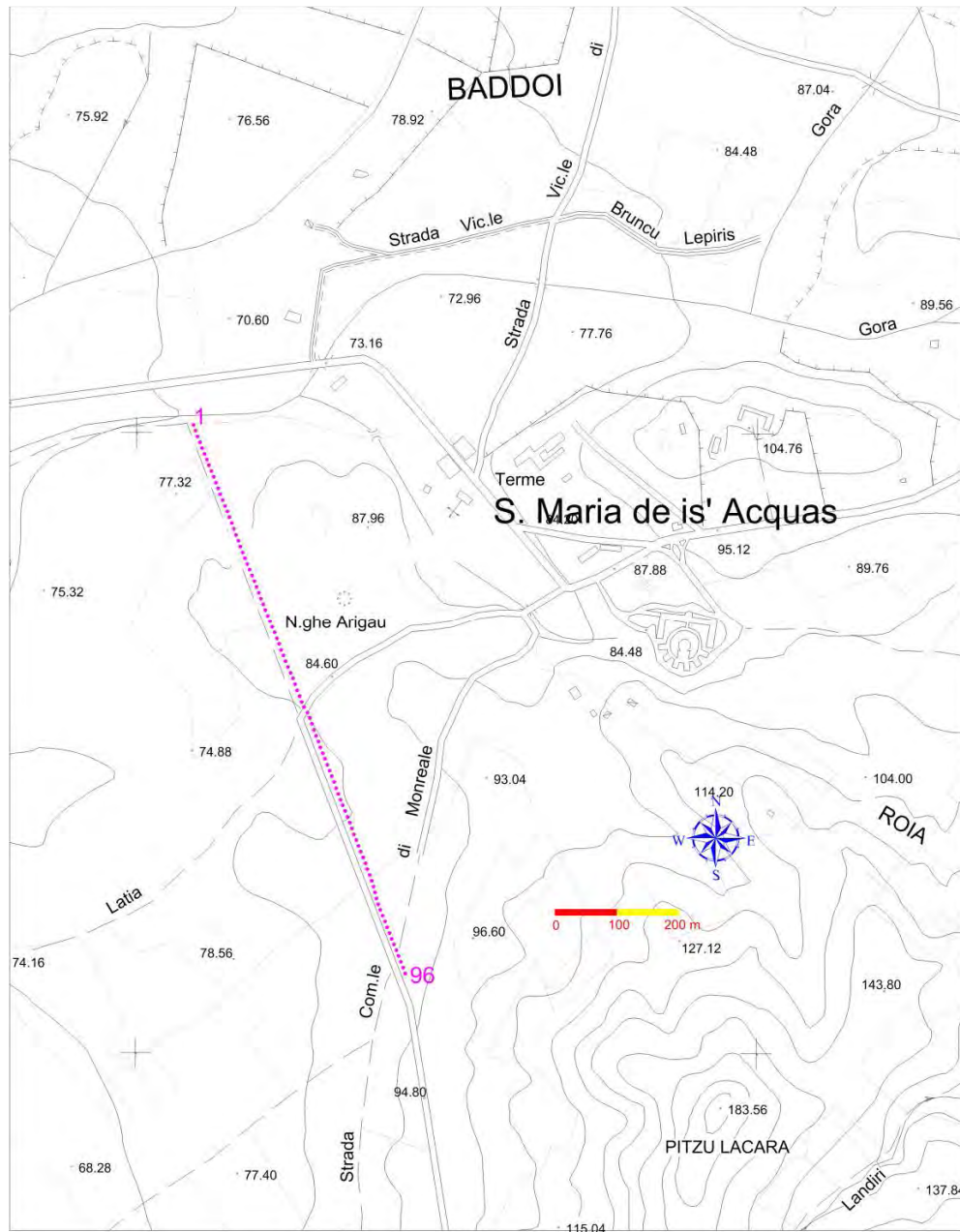


Figure 47 : Localisation du profil d'ERT sur une carte topographique de la zone d'étude

Ce profil a été bien placé afin de mettre en évidence les variations de l'épaisseur et de l'extension des niveaux qui surmontent la nappe aquifère et pour faciliter l'interprétation et la compréhension des couches superficielles que les méthodes EM n'ont pas le pouvoir de les mettre en évidence.

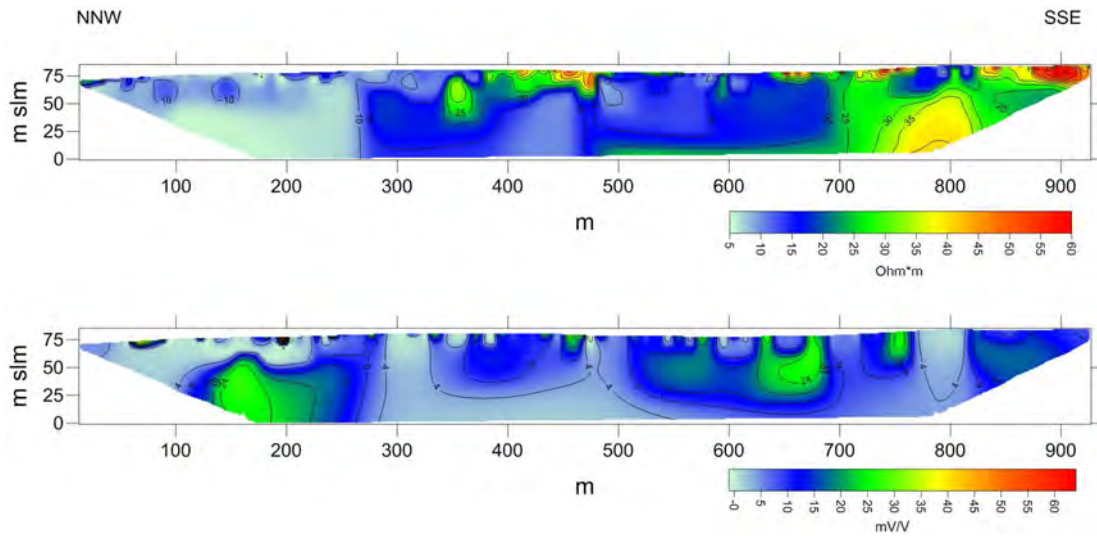


Figure 48 : Profil ERT inversé montrant en haut les valeurs des résistivités réelles et en bas la conductivité.

La figure ci-dessus montre la rareté des terrains résistants, deux failles sont clairement visibles même si les valeurs des résistivités ne sont pas très différentes, mais cela pourrait être dû à la présence des eaux hydrothermales qui circulent dans le sous-sol fracturé.

3.2 Données TDEM

La campagne de prospection électromagnétique dans le domaine du temps a été réalisée en 17 points de mesure.

Les stations de mesure ont été réparties comme indiqué dans la carte sur la figure 49. Les mesures ont été effectuées d'une manière que la couverture de la zone d'étude soit aussi homogène que possible, toutefois, la distribution a été conditionnée par la présence de divers obstacles tels que la zone urbaine, les terrains privés, les lignes électriques...

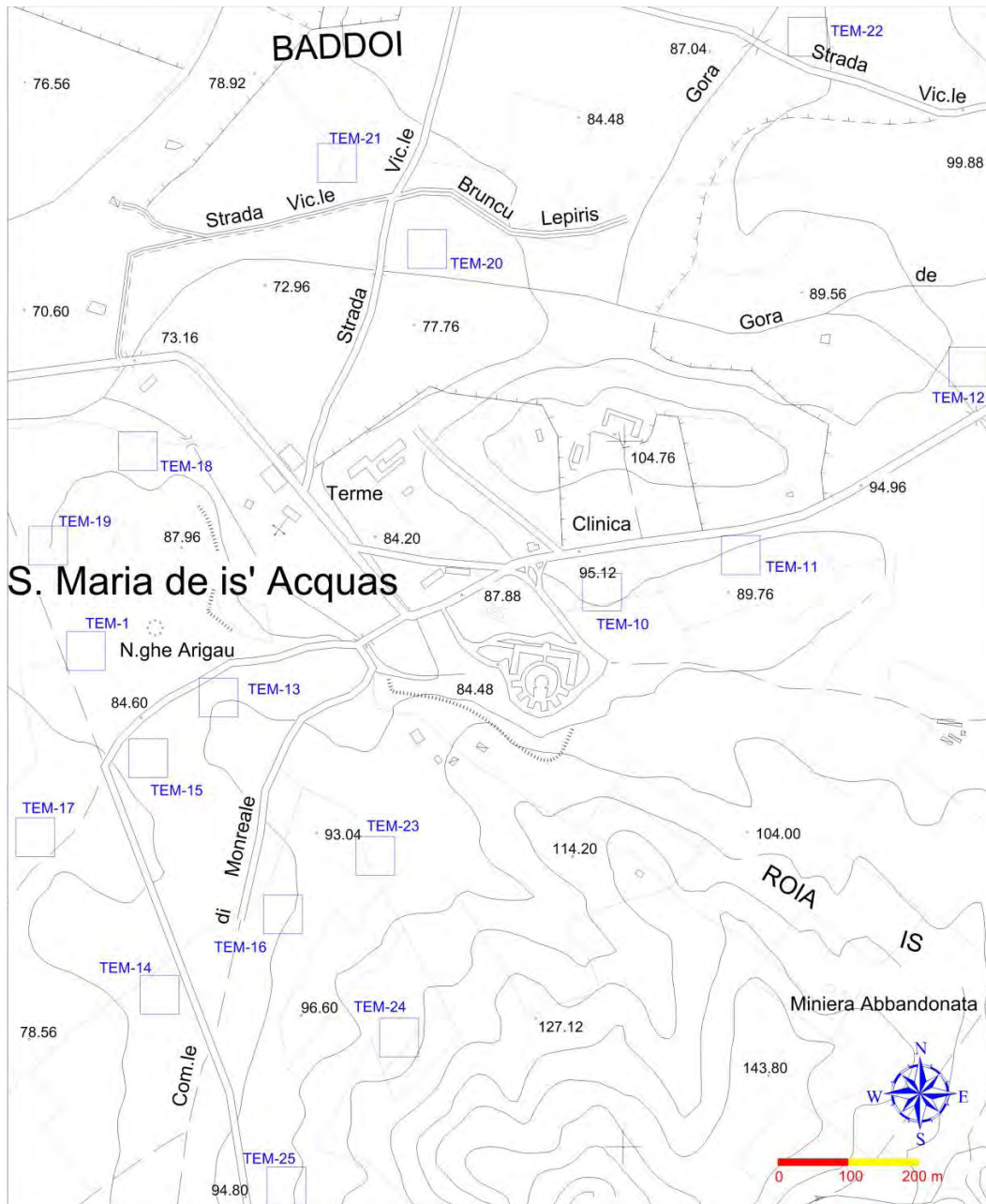
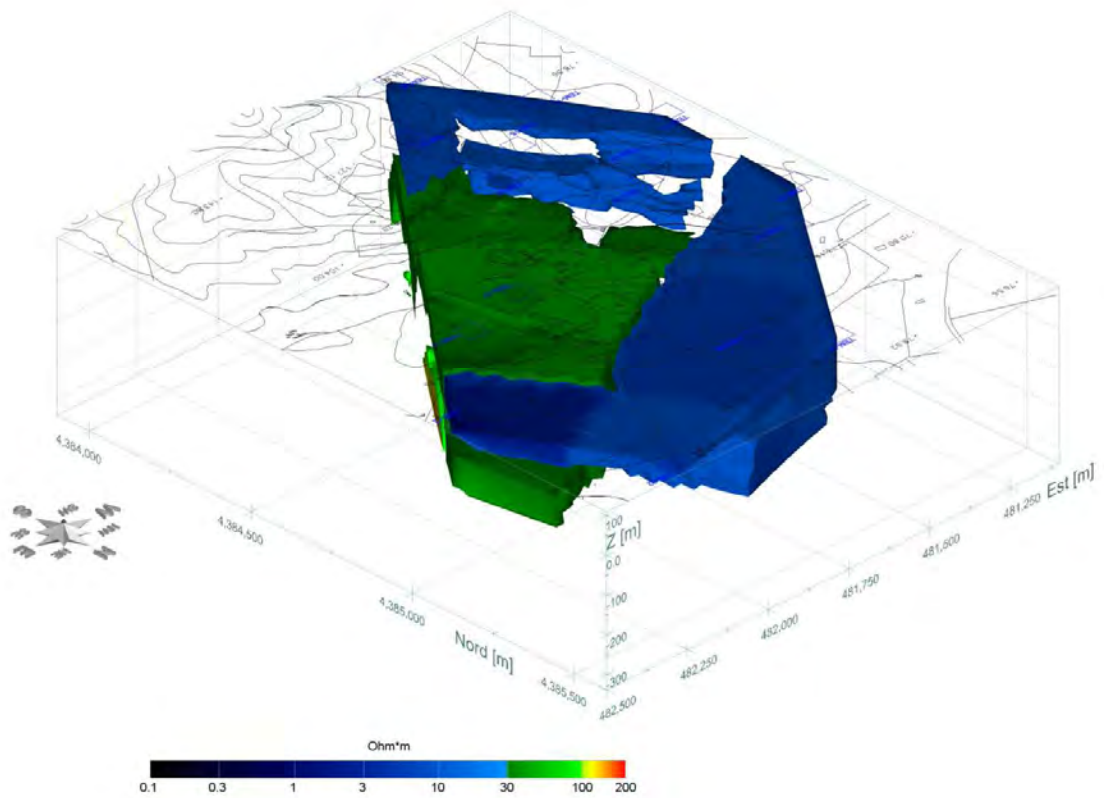
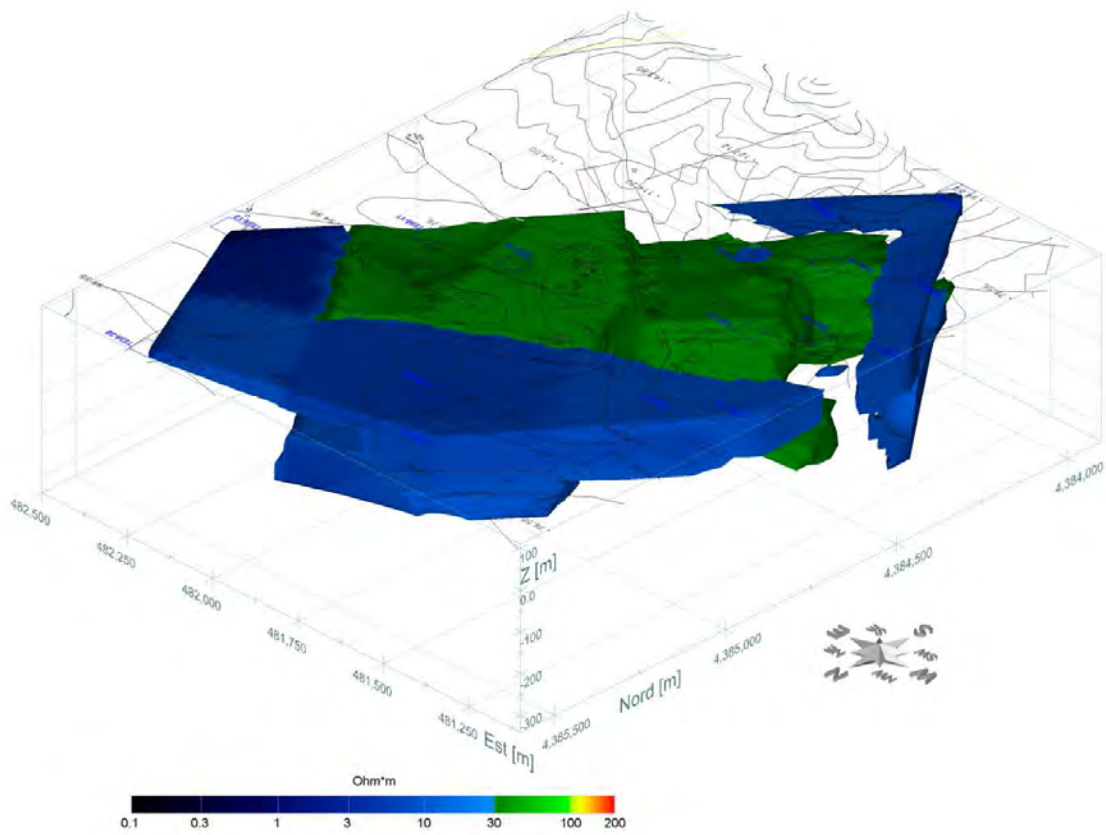


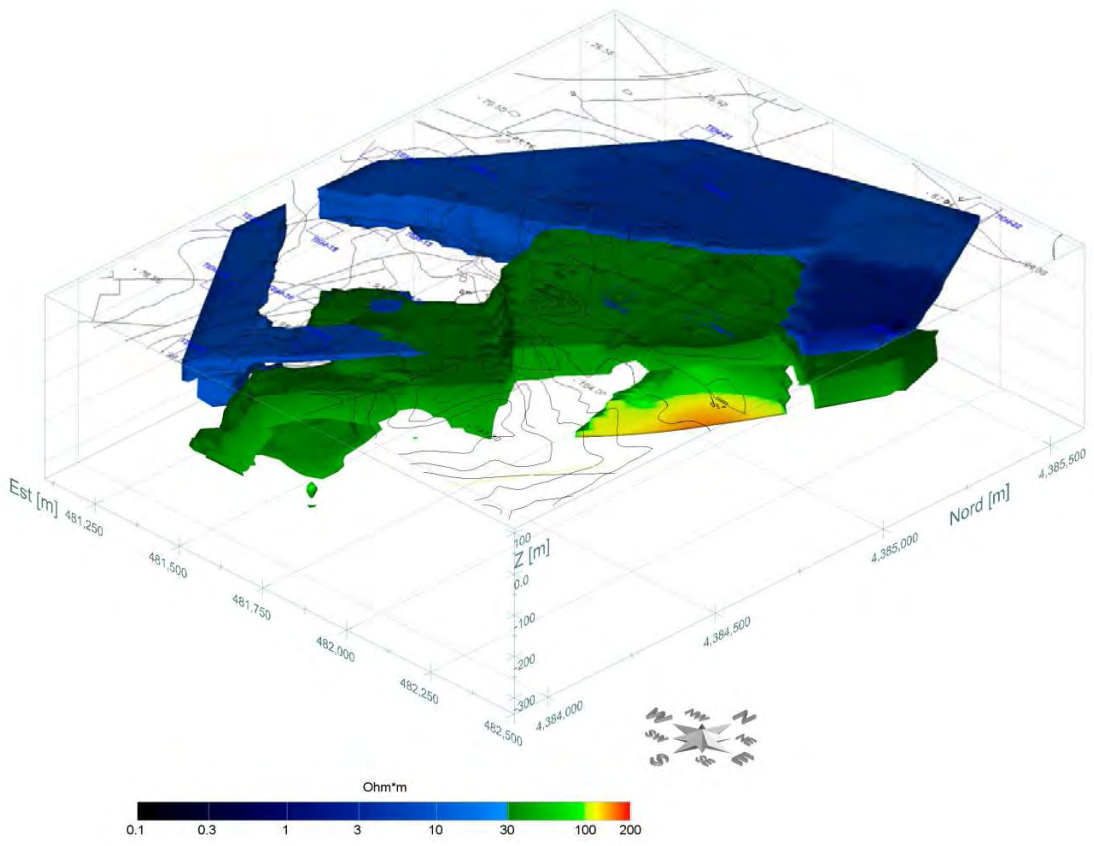
Figure 49 : Position des 25 sondages TDEM sur une carte topographique du secteur d'étude

Les figures suivantes montrent différentes vues de la répartition des résistivités dans de moyenne profondeurs, les basses résistivités, moins de 25 ohm.m se manifeste dans toute la partie NW aussi que SW superficielle, chose qui montre la

présence de l'eau thermique, du NE au S, on note l'apparition d'un corps légèrement résistants en forme d'escaliers, attribué au graben du Campidano, précisant la bordure de la faille au NW.







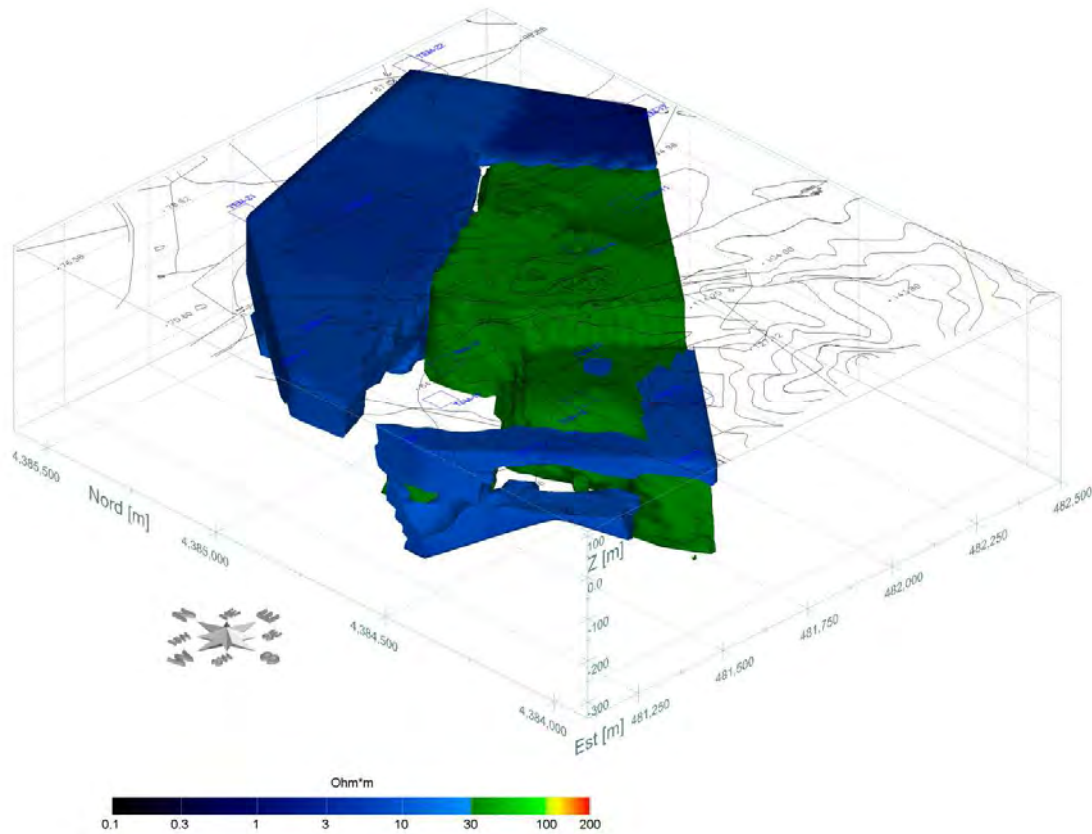


Figure 50 : images de résistivité provenant de l'interpolation d'images 3D de l'inversion des sondages l'AMT (Du haut en bas, vue NE, vue NW, vue SE, vue SW))

3.3 Données AMT

Dans la zone hydrothermale de Santa Maria is Aquas a été réalisé un total de 17 mesures MT, avec l'instrument Stratagem EH4 produit par géométriques Incet électromagnétiques Instruments Inc (EMI).

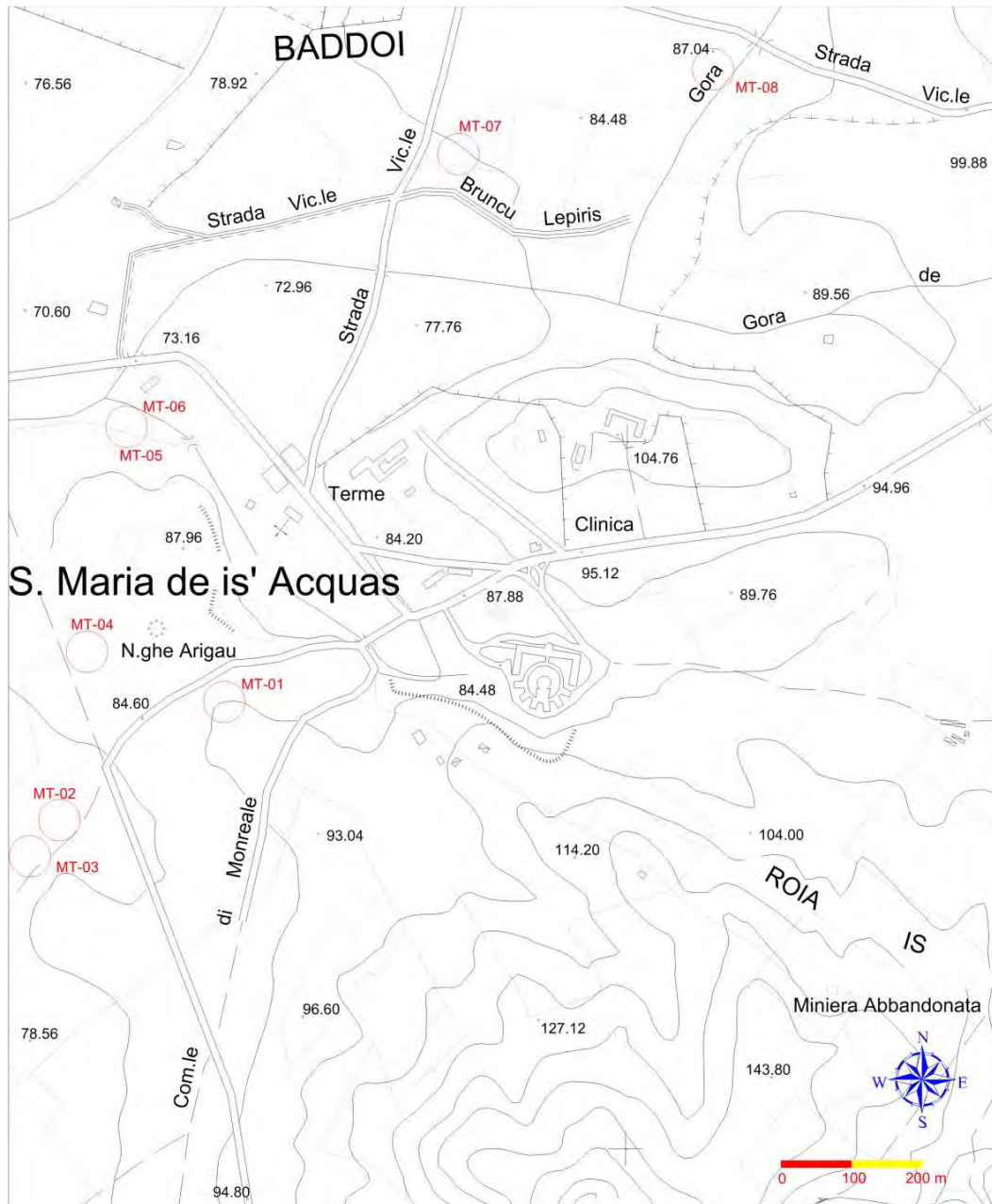


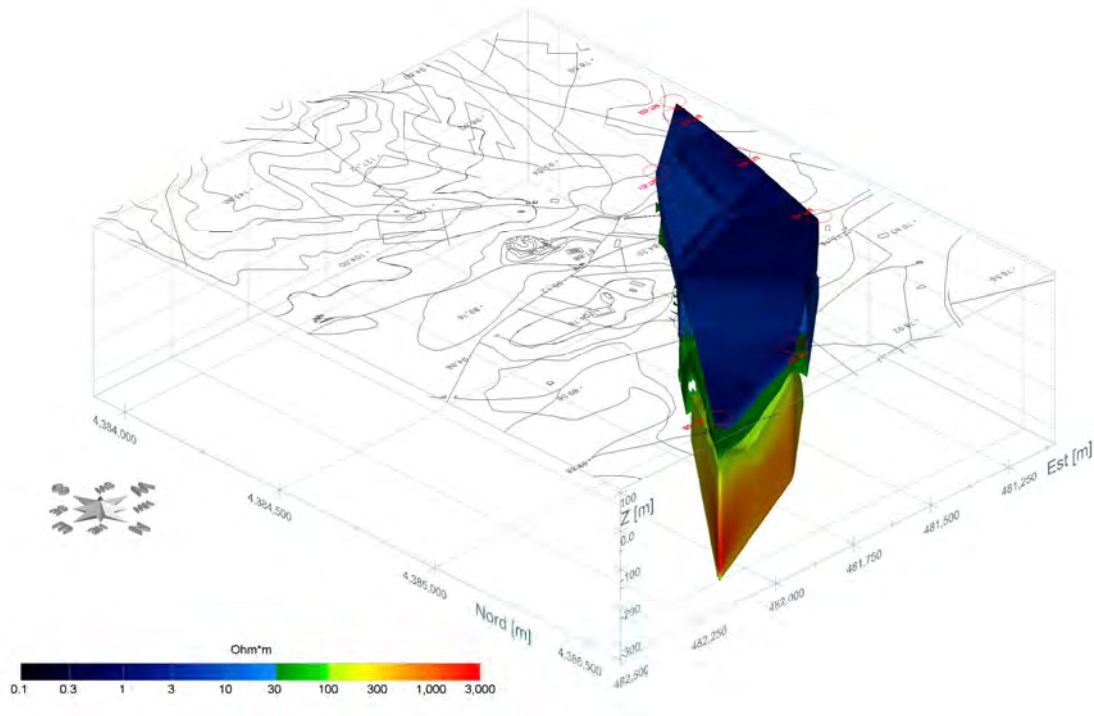
Figure 51 : Position des sondages AMT sur une carte topographique du secteur d'étude

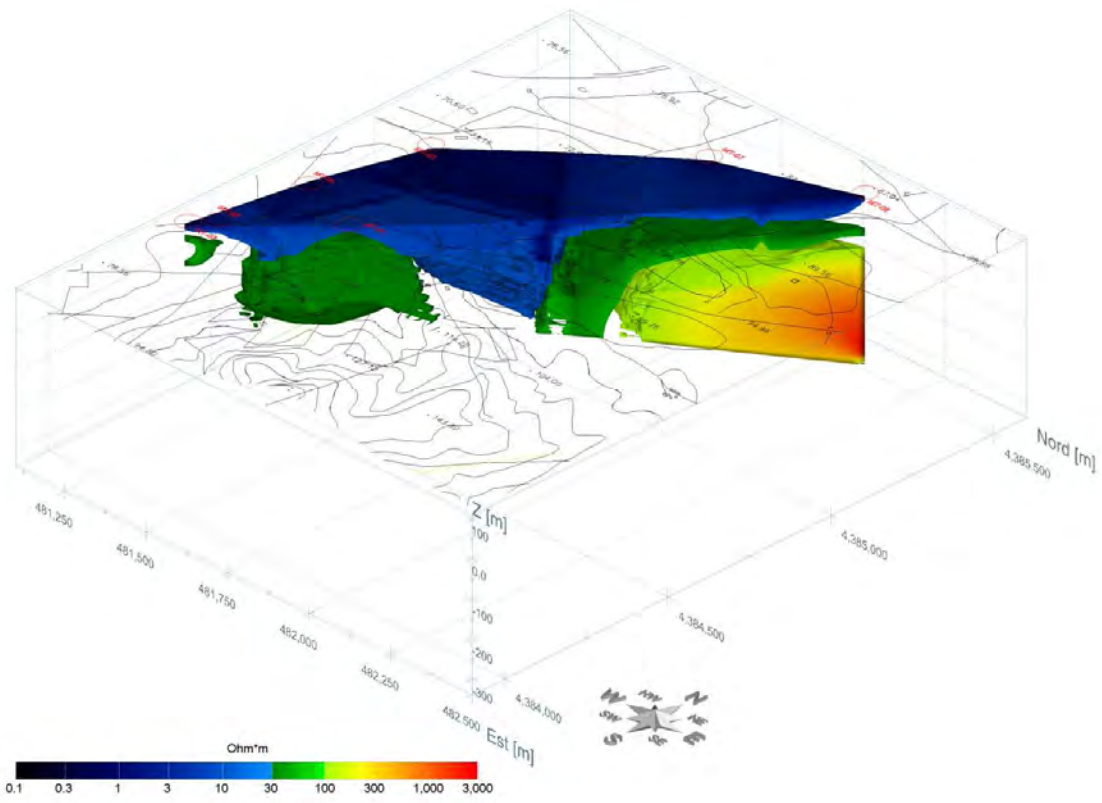
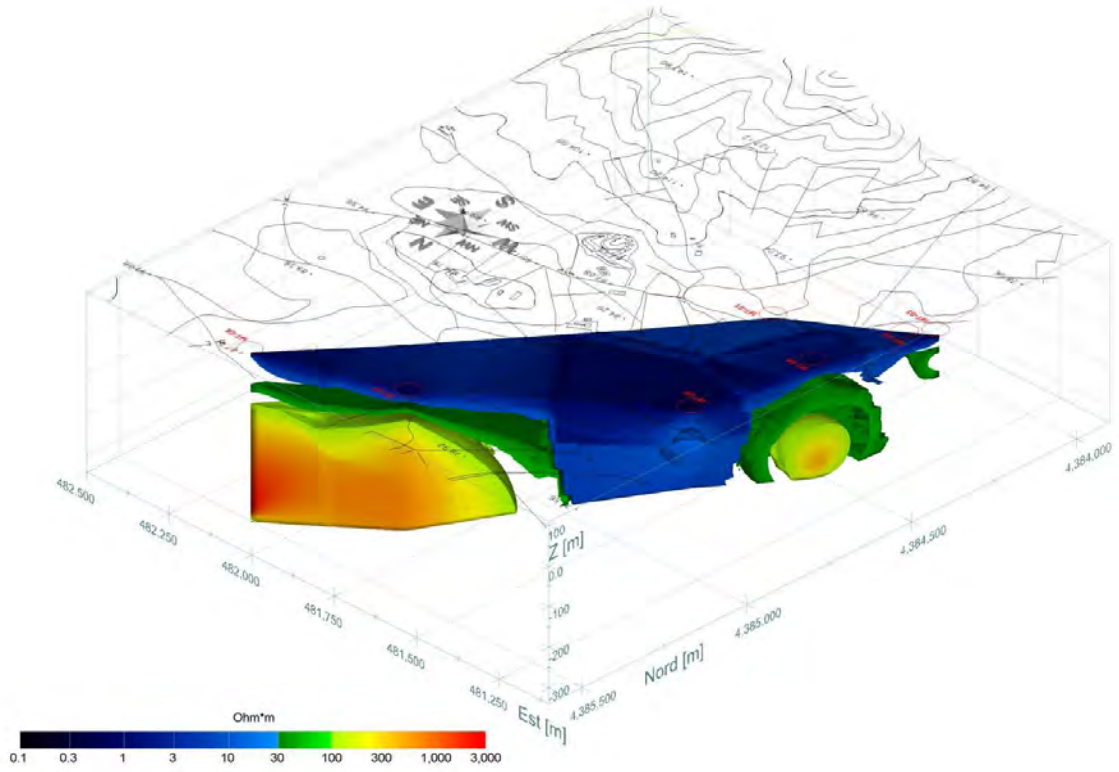
Toutes les mesures MT ont été effectuées avec un nombre de stacks de 15, et pour toutes les stations, l'orientation des dipôles électriques et magnétiques des bobines a été toujours NS et EW.

Chaque enquête a été réalisée par l'acquisition des données avec trois longueurs différentes de dipôles pour mesurer le champ électrique (10, 25 et 50 m).

Toutes les acquisitions ont été effectuées successivement en enregistrant toutes les bandes de fréquences disponibles dans l'instrument utilisé (bande 1, avec une fréquence d'acquisition de 10 Hz à 1 kHz, la bande 4, de 500 Hz à 3 kHz et la bande 7, à partir de 750 Hz à 92 KHz), mais vu que les trois bandes chevauchent entre elles et les résultats d'acquisitions éliminant la bande intermédiaire ont resté les mêmes, on s'est contenté, dans les dernières mesures, à l'usage de deux bandes seulement (1 et 7)

Afin de définir la stratification en profondeur, en mettant l'accent sur la géométrie de l'aquifère principal, 17 sondages AMT ont été effectués.





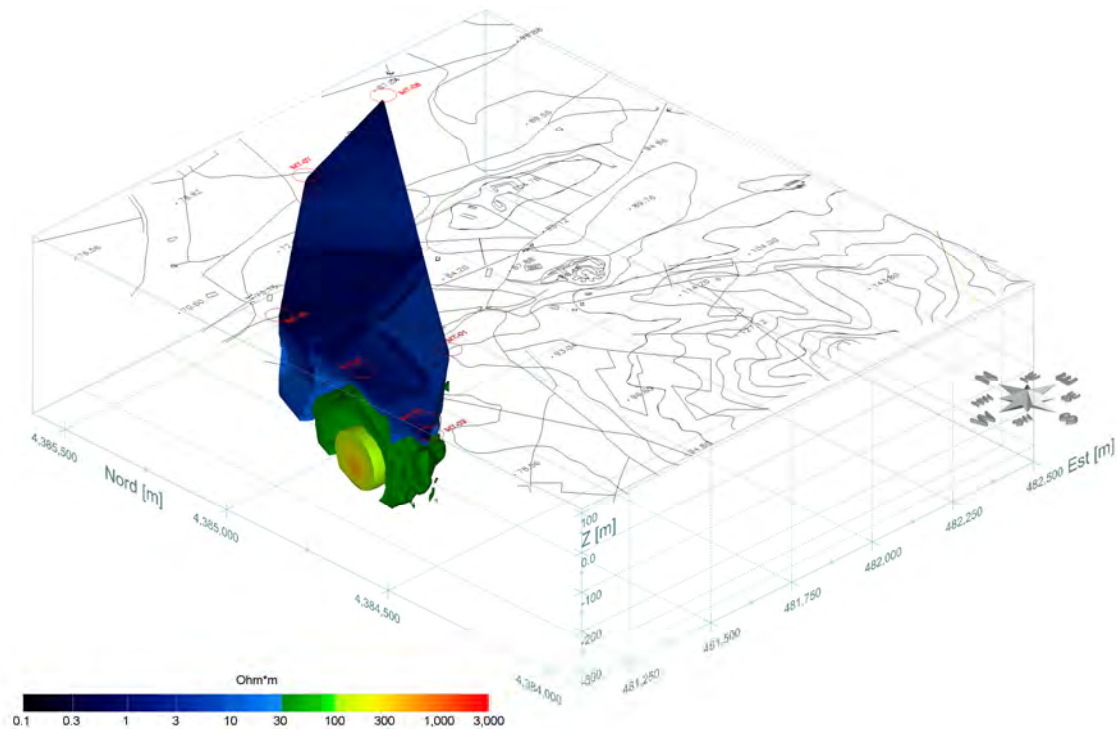


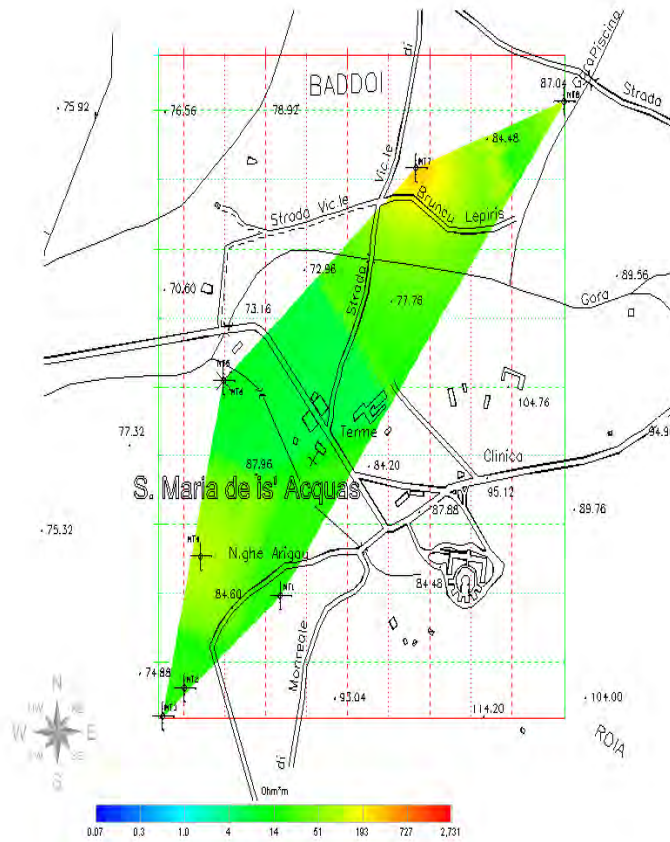
Figure 52 : images de résistivité en deux vues, provenant de l'interpolation d'images 3D de l'inversion des sondages l'AMT (Du haut en bas, vue NE, vue NW, vue SE, vue SW))

La distribution de la résistivité réelle, après inversion au niveau de la zone d'étude donne une belle image de la géométrie et la structure interne, comme il précise l'emplacement du substratum schisteux au sud, et individualise les aires conductrices minéralisés.

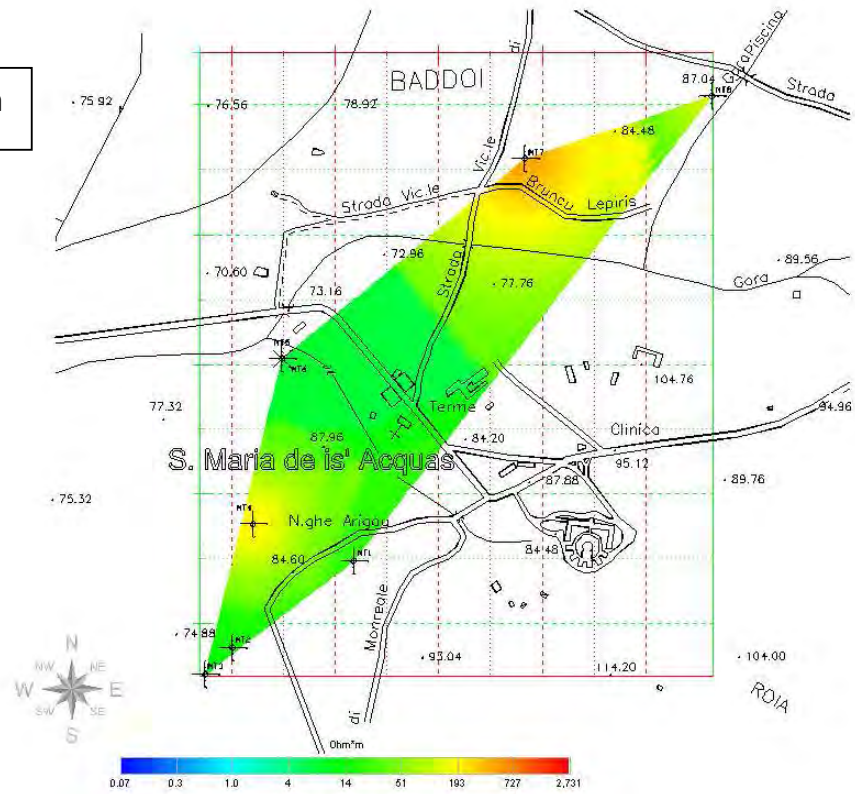
L'instrument Stratagem, malgré sa capacité d'aller à de grandes profondeurs, dans le présent travail n'a pas dépassé les 250m, vu la présence des corps fortement conducteurs correspondant au thermalisme qui inhibe la pénétration du signal en profondeur.

Les figures suivantes montrent la variation de la distribution de la résistivité allant de plus en plus en profondeur, et conformément aux résultats précédents, la haute résolution de l'AMT qui se manifeste dans la mise en évidence des corps conducteurs représentant la présence du thermalisme.

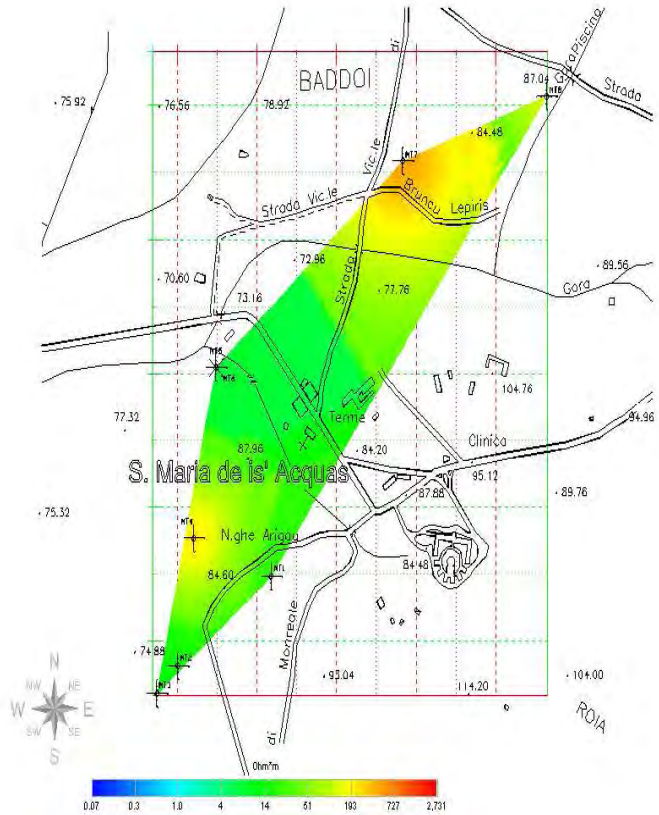
-50m



-100m



-150m



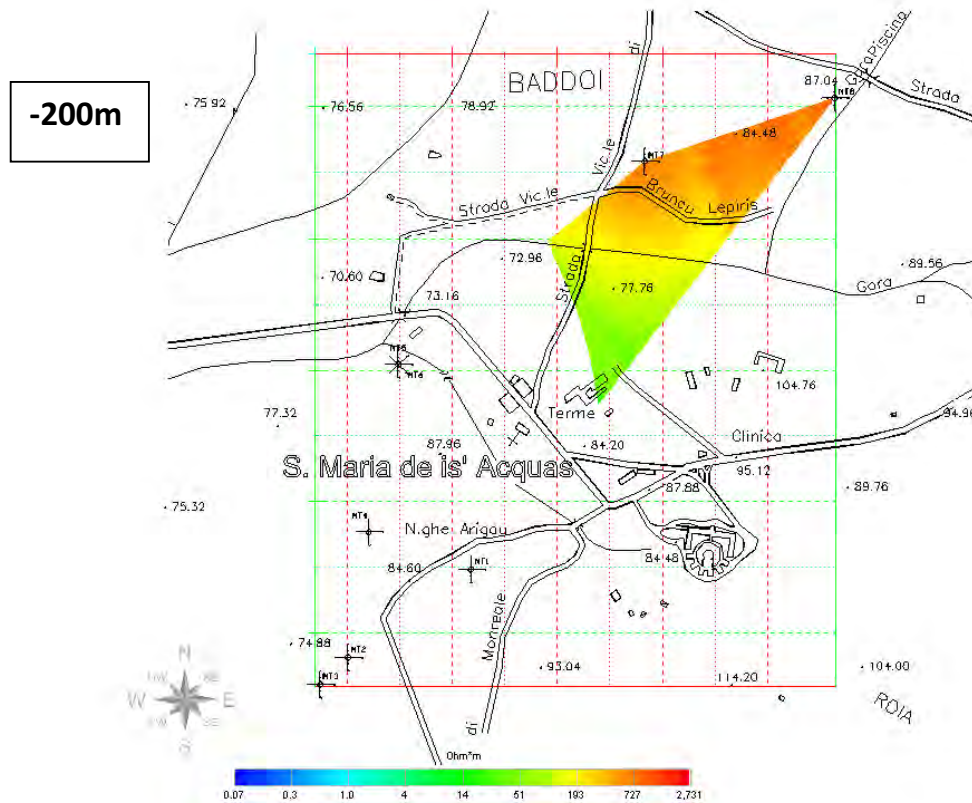


Figure 53 : Superposition des cartes de résistivité en fonction de la profondeur

3.4 Données AMT et TDEM

Pour d'ample information sur le sous sol de la zone d'étude et pour comprendre la distribution des résistivités aux niveaux souterrains, en mettant l'accent sur la géométrie de l'aquifère principal, dessondages AMT et TDEM ont été réalisés, et vont être traités d'une manière conjuguée afin de montrer une géométrie continue et une structure interne continue en profondeur

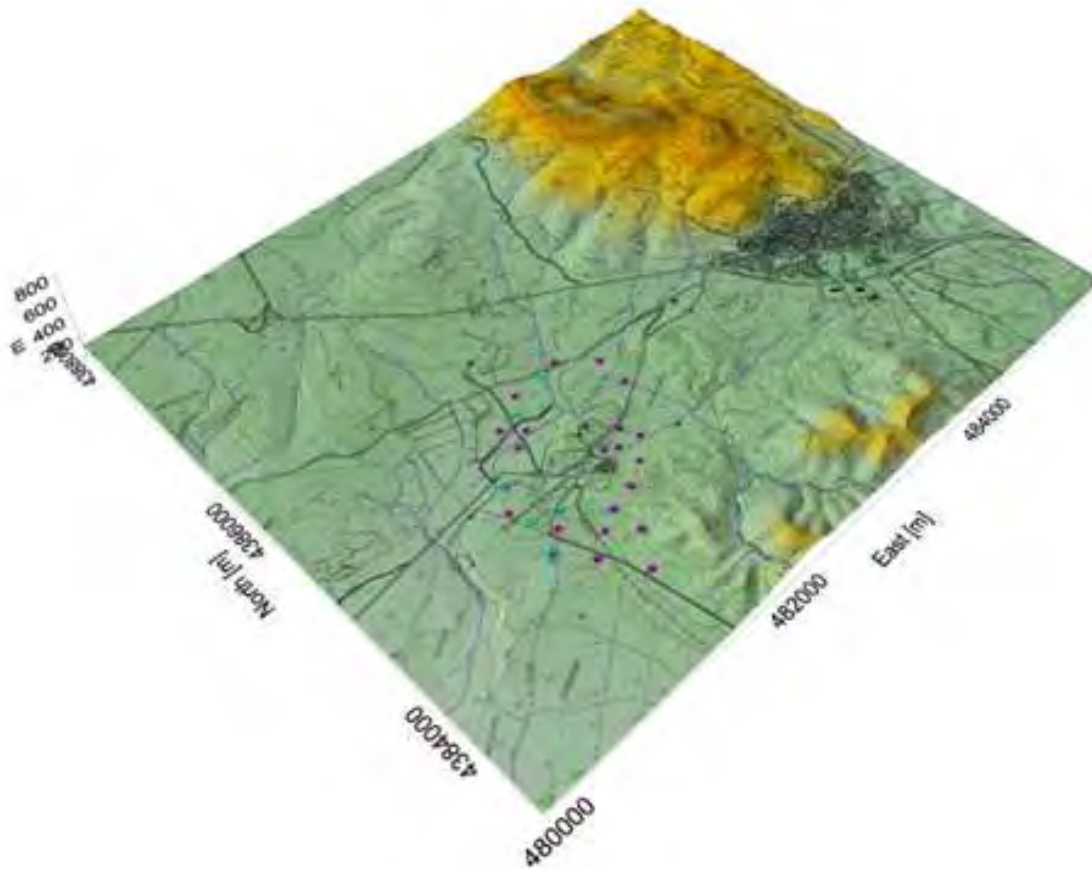
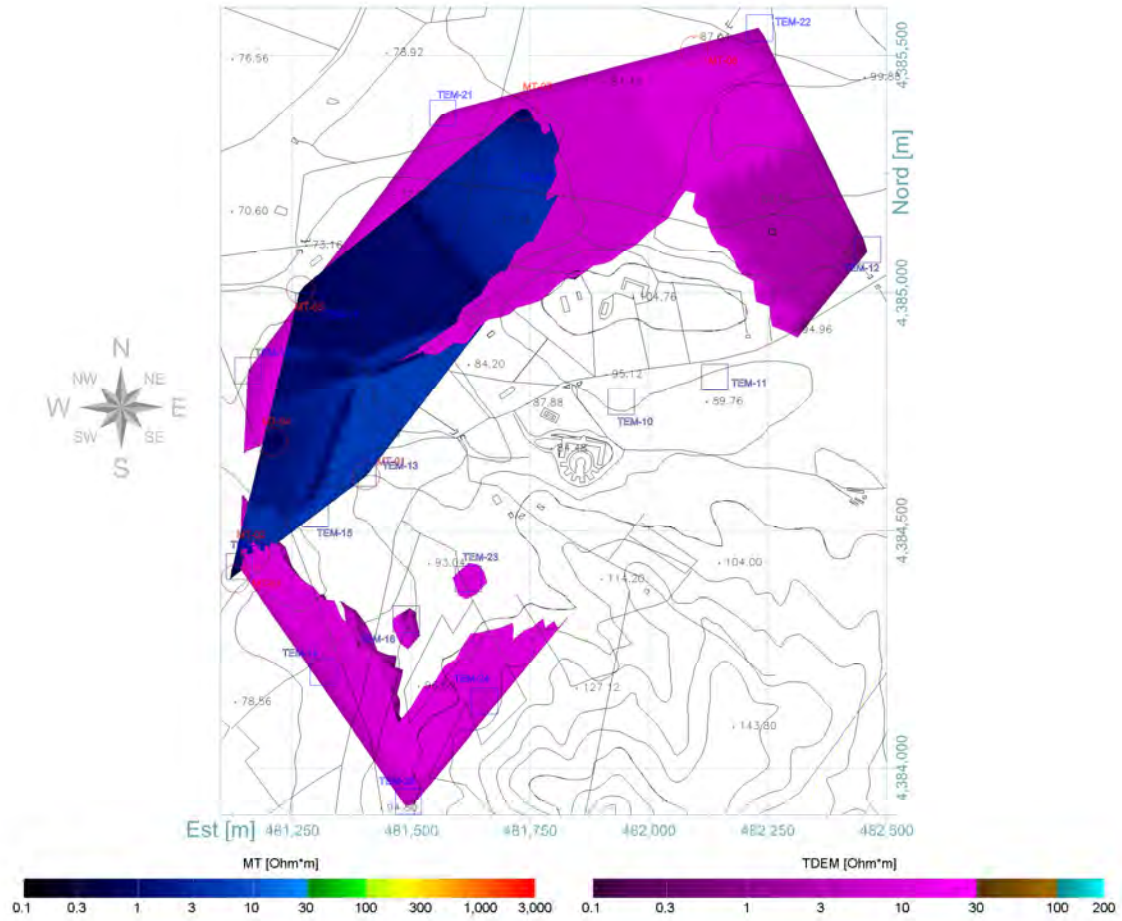


Figure 54 : Carte topographique 3D montrant la répartition de l'AMT (points bleus) et TDEM (points roses) sondages.

Ce genre de sondages a été utilisée avec succès pour l'exploration géothermique (Bromley, 1993, Wannamaker, 1997, Descloitres, M. 1998, Favreau, G. et al. 2007). L'interpolation des données des résistivités obtenues par inversion des résistivités apparentes montre, dans la zone d'étude, que la profondeur du substratum rocheux varie de quelques dizaines de mètres à environ 250 m.

La figure 55 montre la répartition de la résistivité réelle (après inversion) en trois dimensions dans ce domaine thermique, les résistivités des valeurs inférieures à

10 ohm.m sont assez répondu dans l'aire d'étude, ce qui indique une importante manifestation thermique dans cet endroit.



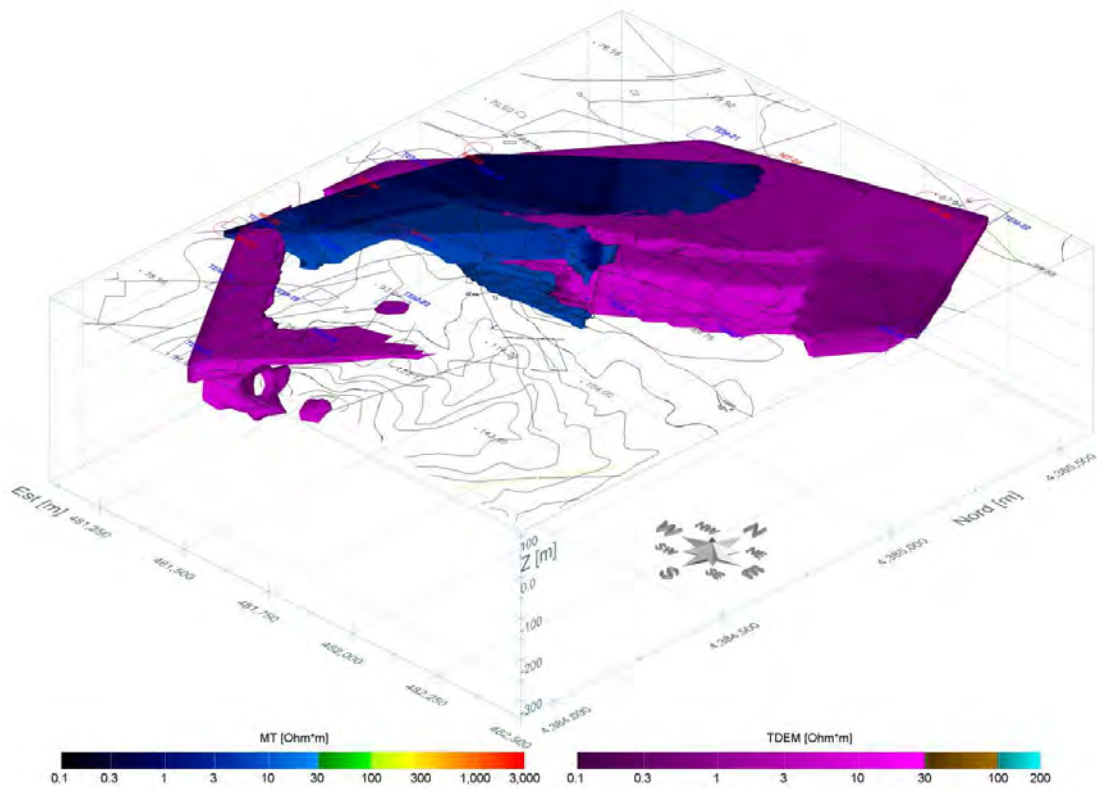
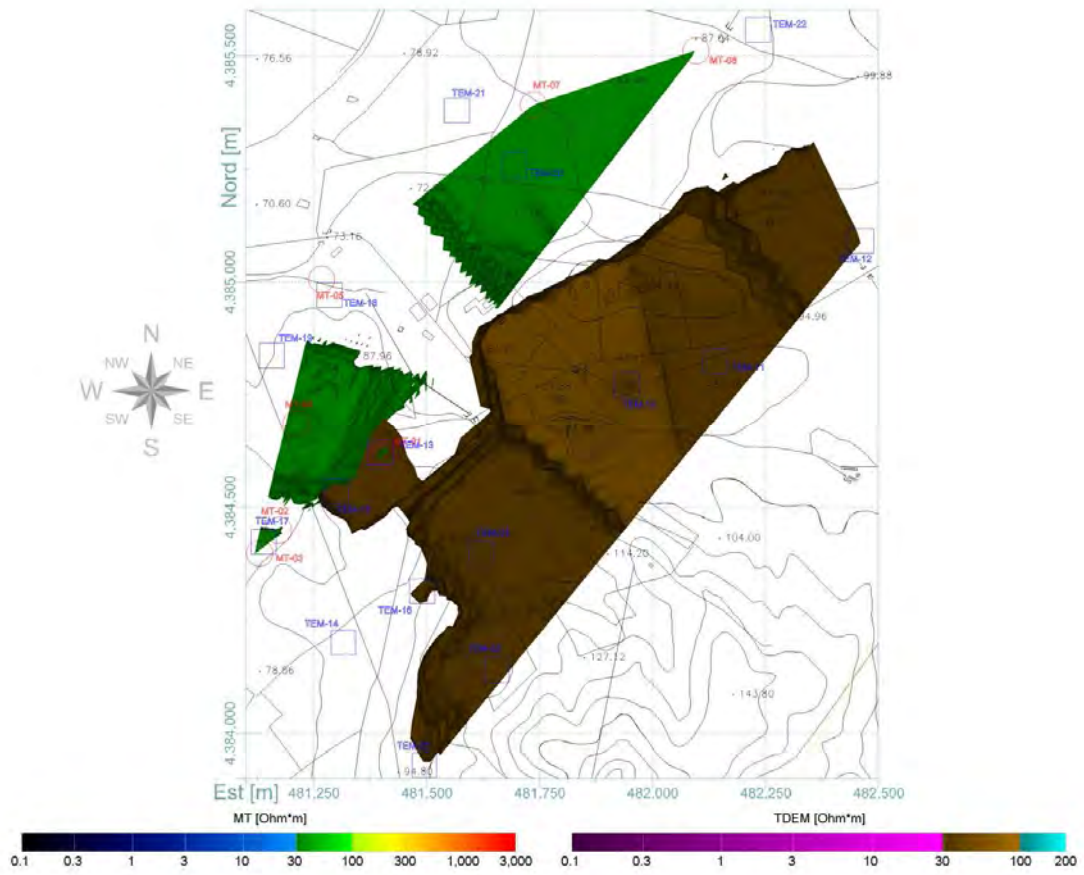
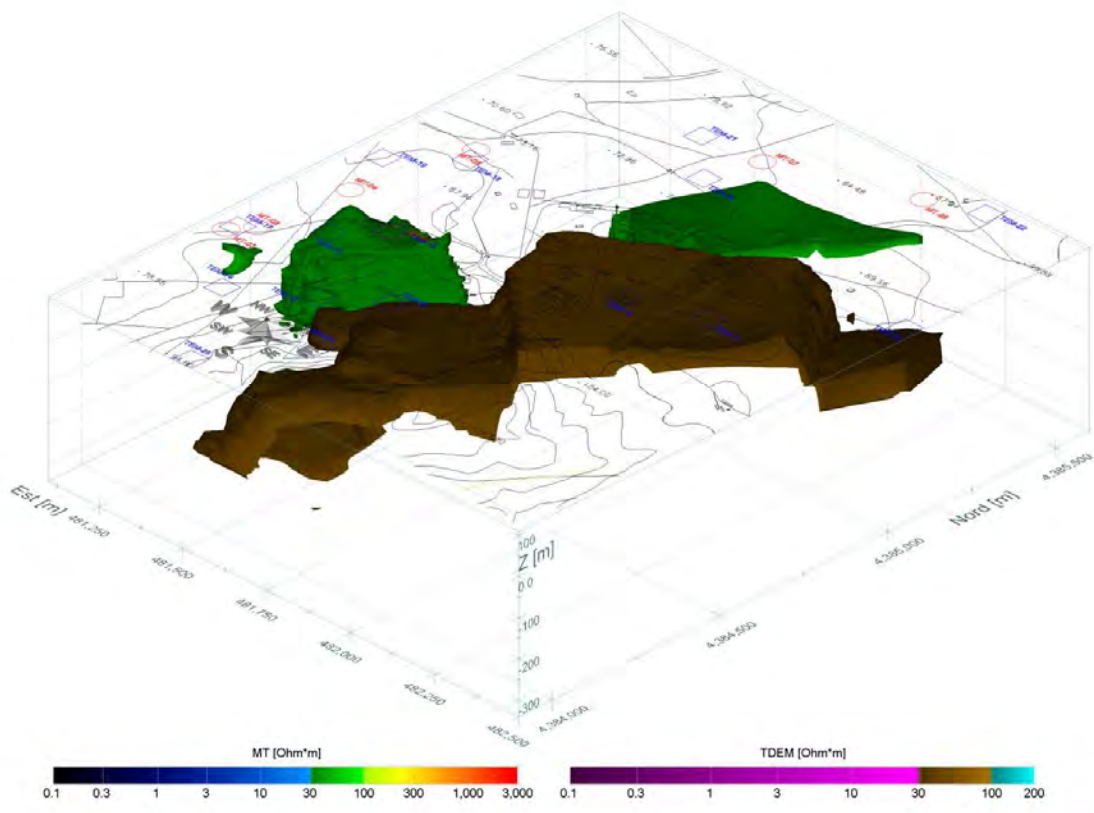


Figure 55 : Images résistivité dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des sondages AMT et TDEM inférieures à 10 ohm.m (Du haut en bas, vue du haut et vue SE)

Les valeurs des résistivités variantes de 10 ohm.m et 50 ohm.m illustrent la géométrie des corps moyennement résistants attribués aux débris continentaux du remplissage du graben.





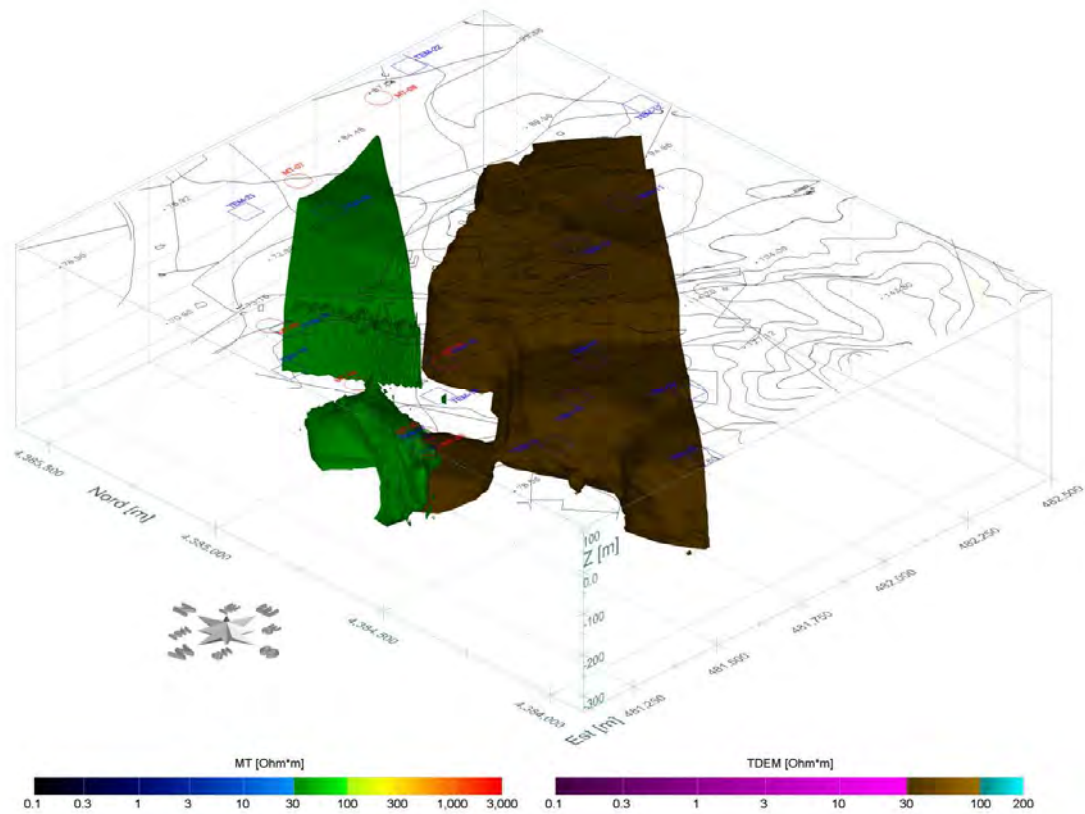
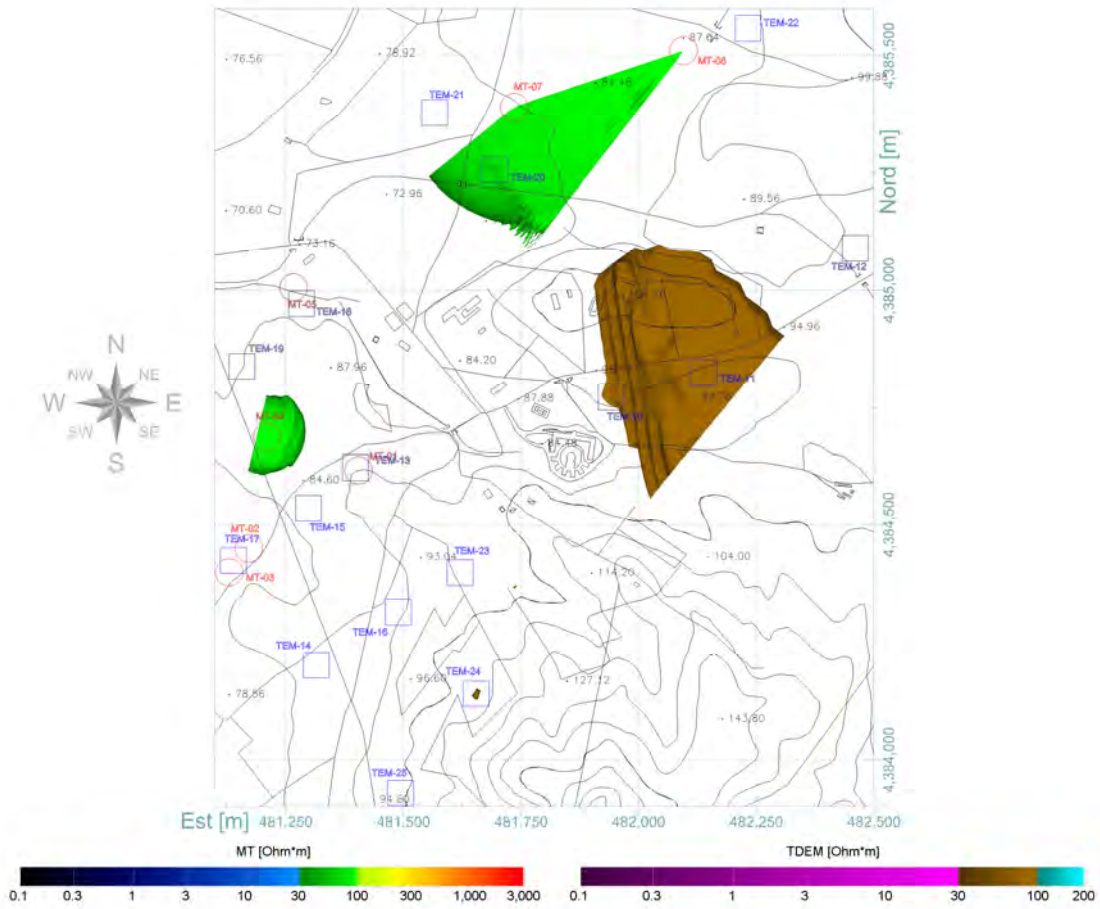


Figure 56 : Images résistivité dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des sondages AMT et TDEM. entre 10 ohm.m et 50 ohm.m (Du haut en bas, vue du haut, vue SE et vue Sw)

En profondeur, et à des résistivités supérieures à 100 ohm.m, s'individualise le substratum Paléozoïque.

Malgré le nombre limité des enquêtes et de leur allocation sous-optimale, le substratum Paléozoïque et la zone thermique conductrice ont été identifiés.



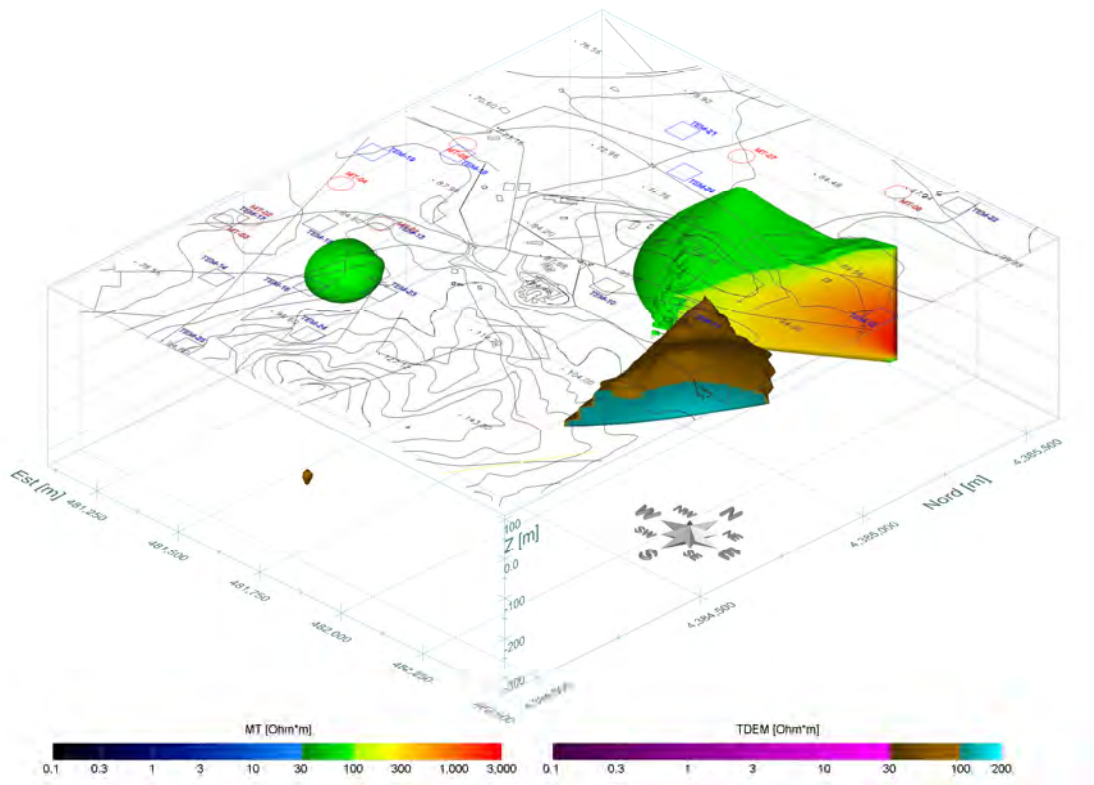
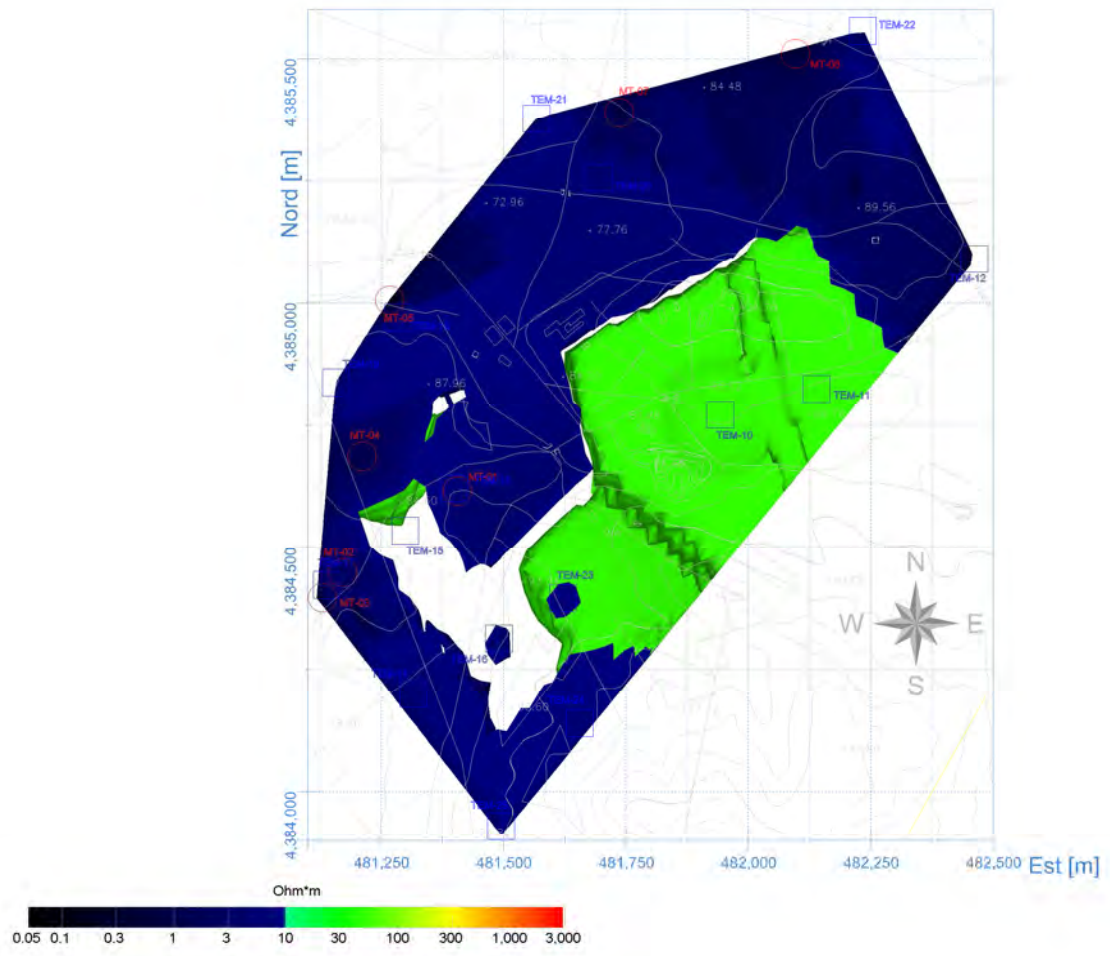
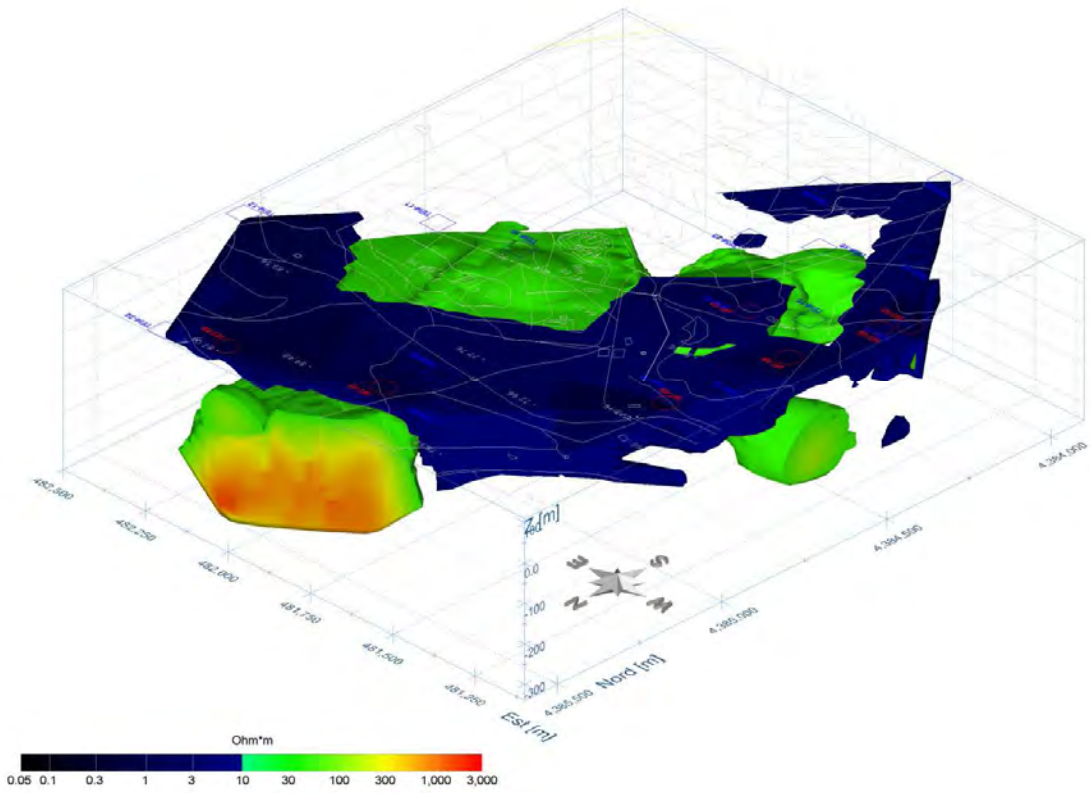
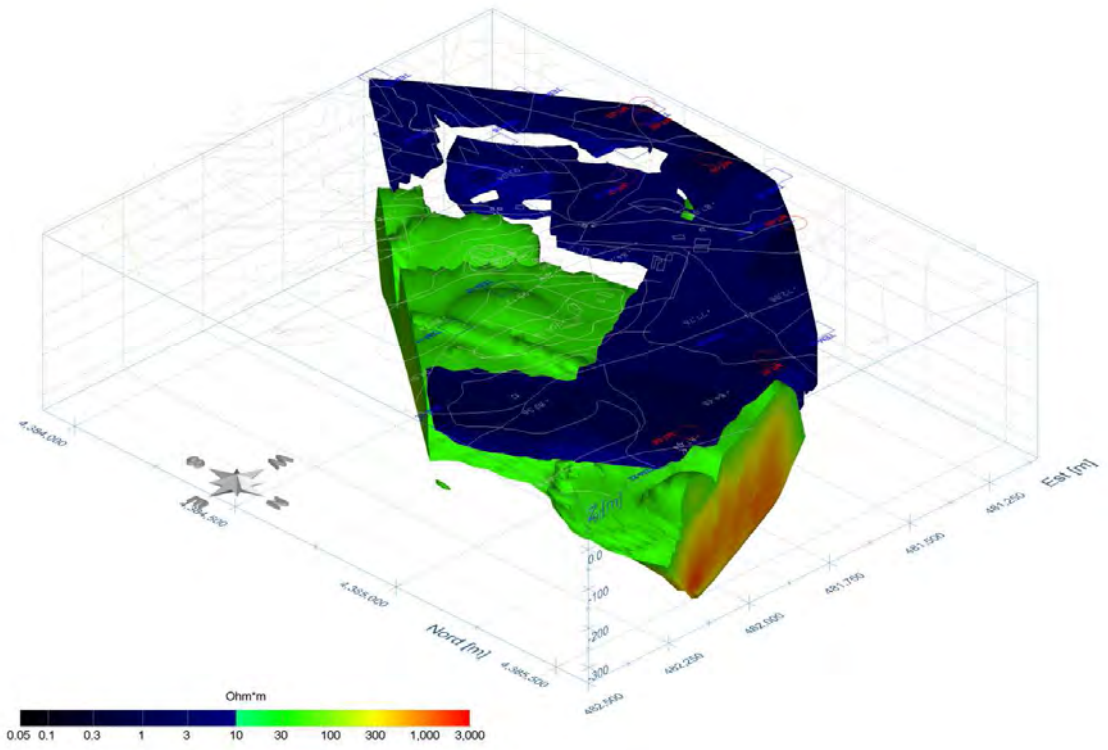


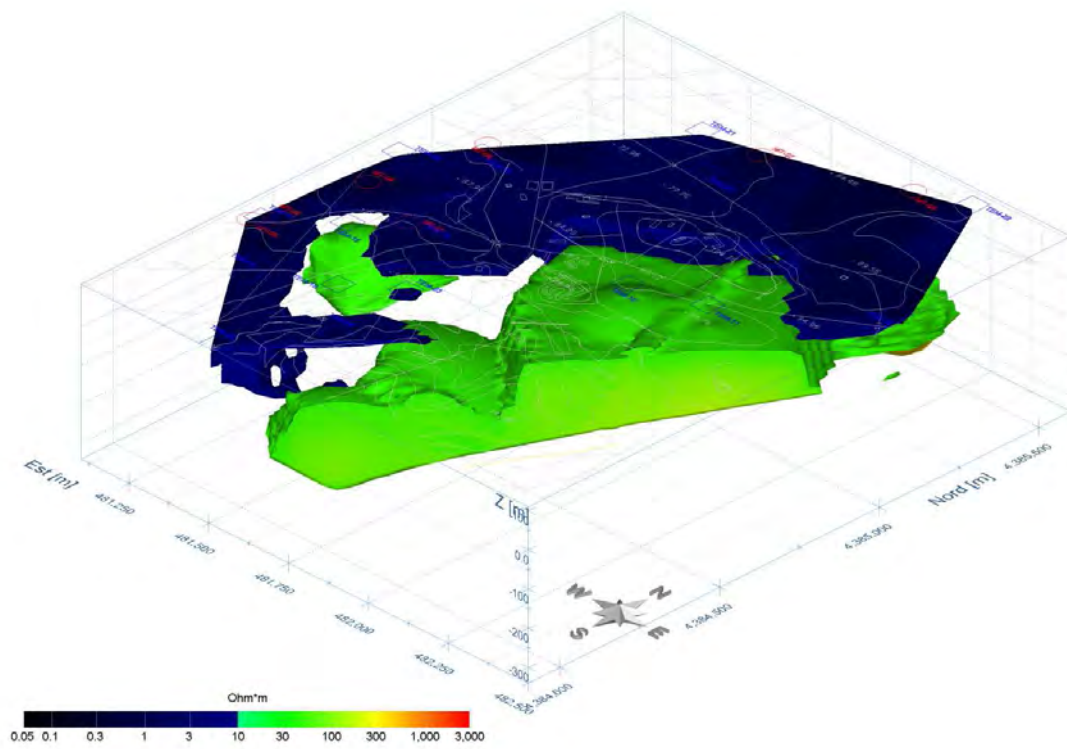
Figure 57 : Images résistivité dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des sondages AMT et TDEM supérieurs de 100 ohm.m (Du haut en bas, vue du haut et vue SE)

Les représentations 3D sont faites ont mettant les résultats séparés des deux méthodes EM dans le même model.

La figure suivante est faite par les même résultats, mais qui sont représenté dans le même model, afin de voir si le montage conjugué influence sur la qualité des données et par conséquent, l'interprétation structurale du sous sol.







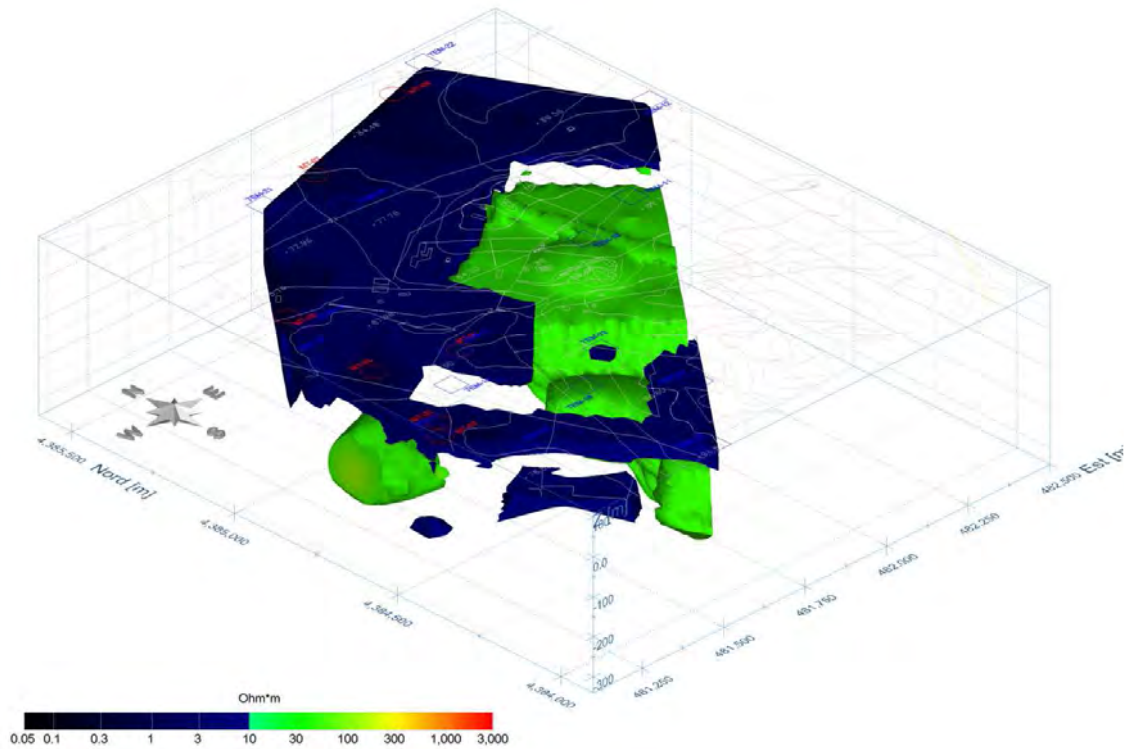


Figure 58 : images de résistivité en deux vues, provenant de l'interpolation d'images 3D de l'inversion des sondages l'AMT (Du haut en bas, vue du haut, vue NE, vue NW, vue SE, vue SW))

La modélisation conjuguée des résultats issus de l'AMT et du TDEM vient pour confirmer les conclusions tirées par les autres modèles, mais elle nous donne de plus, une représentation cohérente du modèle géologique, ainsi que structural du sous sol étudié.

3.5 Données de la gravimétrie

Afin d'obtenir un modèle structural de la fosse qui marque le système aquifère de Santa Maria is Acguas et de déterminer les variations d'épaisseur des sédiments

sur le socle paléozoïque 60 stations de mesure de gravité relative ont été effectuées, utilisant 2.4 g/cm^3 comme densité standard.

La carte des anomalies de Bouguer, illustrée à la figure 59, montre une distribution des isolignes allant d'un minimum de 3914.5 mGal à l'ouest à un maximum de 3923.5 mGal à l'est et au sud-est.

Depuis le contraste de densité entre les matériaux alluvionnaires et le socle paléozoïque, la carte des anomalies résiduelles montre plus clairement la structure du graben avec un épocentre dans la zone centrale.

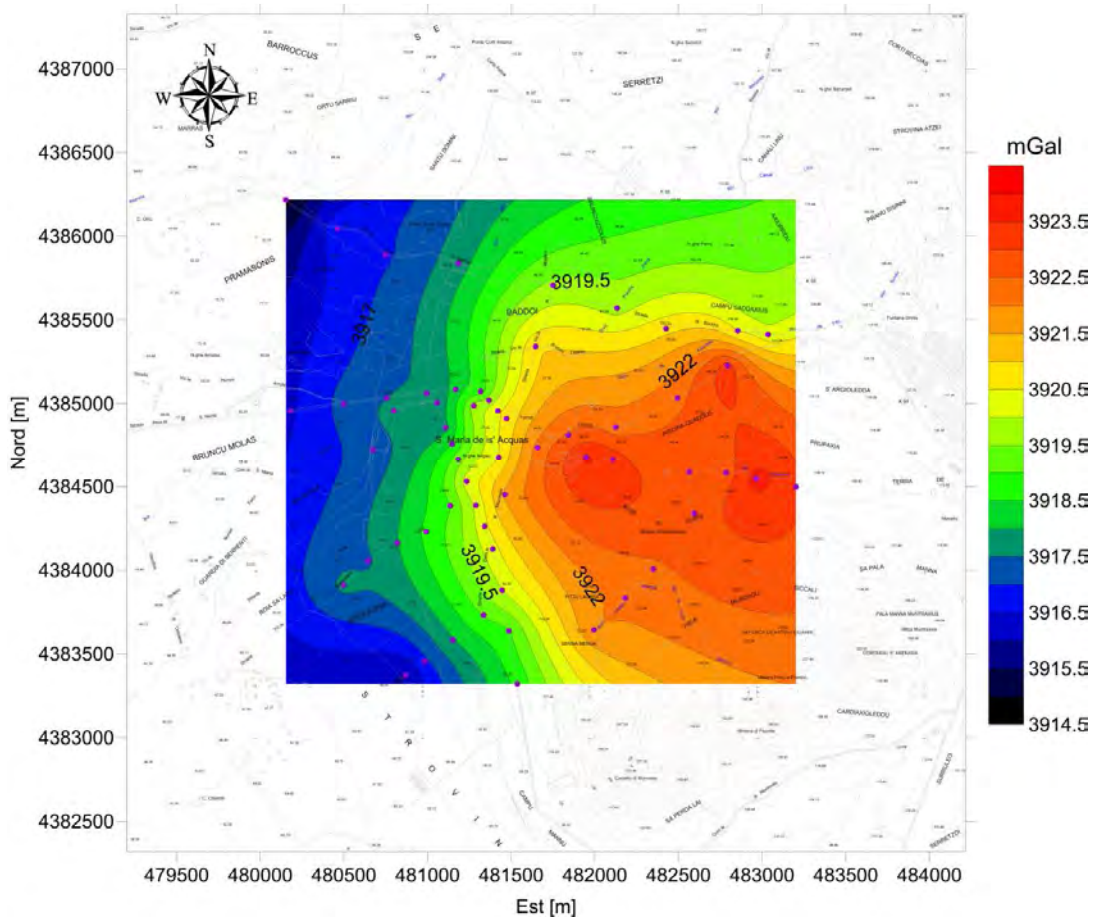


Figure 59 : Carte de l'anomalie de Bouguer avec les stations des levés gravimétriques

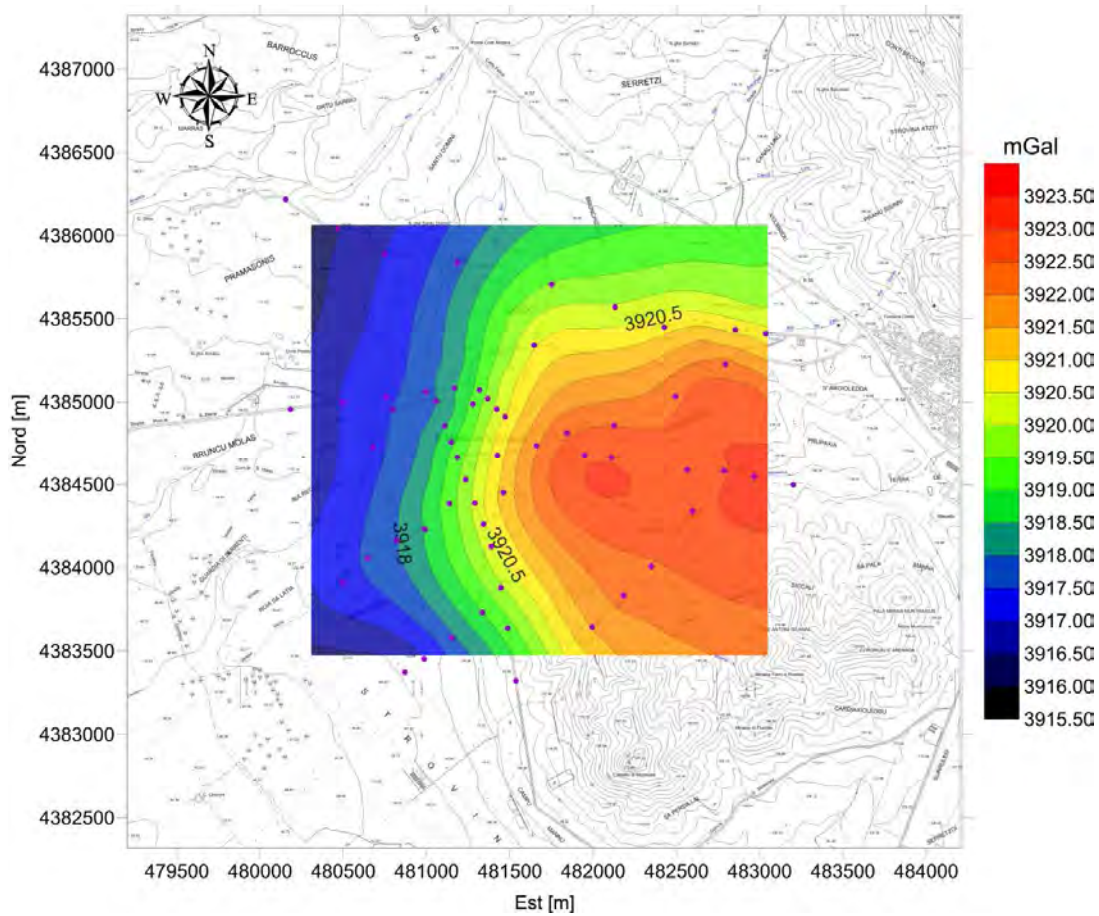


Figure 60 : Carte de l'anomalie régionale avec les stations des levés gravimétriques

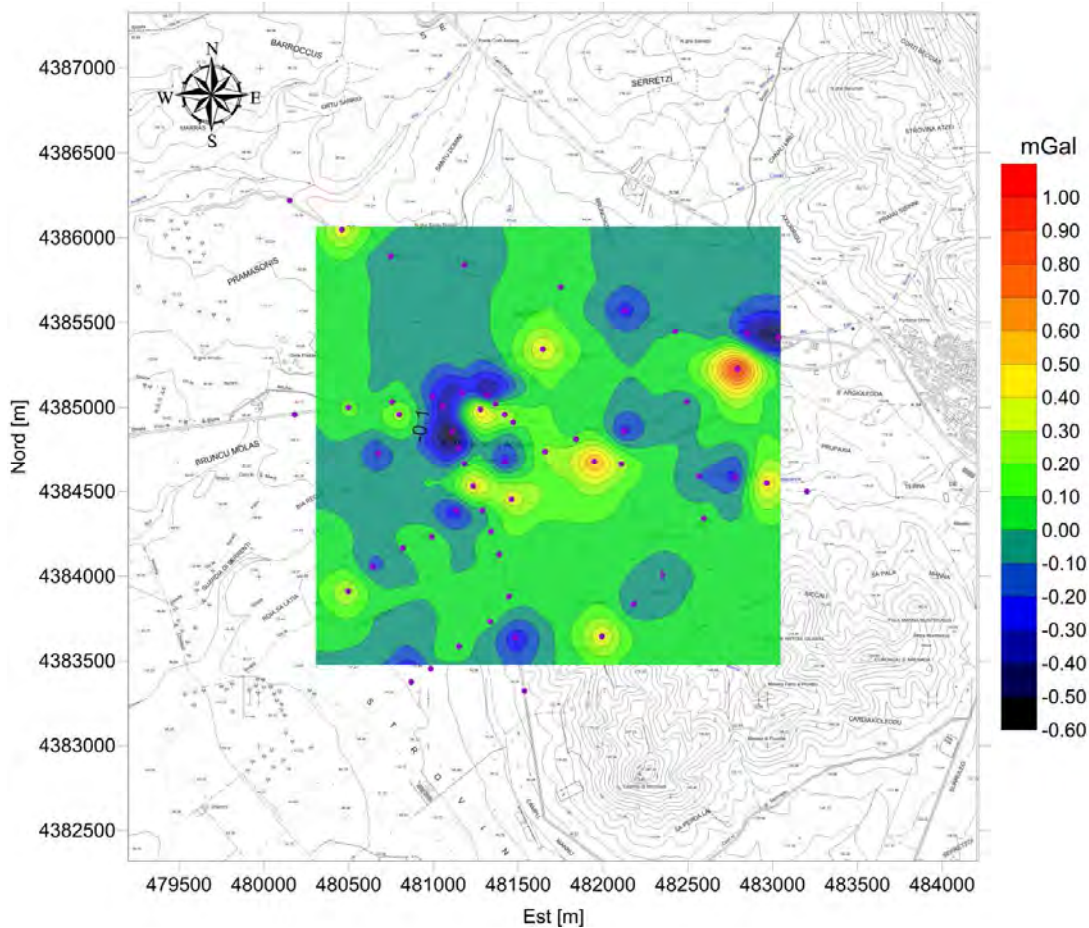


Figure 61 : Carte de l'anomalie résiduelle avec les stations des levés gravimétriques

En premier lieu on a présenté les carte des anomalies, pour les confirmer on a traité d'une manière diverses les données de gravité de la base de donné du prof. Balia, pour savoir quelle était la quantité d'informations disponibles pour planifier correctement notre campagne. Il a également été jugé nécessaire d'avoir cette information en vue d'obtenir une carte d'anomalies régionales plus représentatives. La distribution des stations de mesure était organisée d'une manière que la zone de Santa Maria is Acuas soit recouverte par des données denses. La densité standard est de 1.83 g/cm^3

Comme une deuxième approche, on a élaboré un volume de densité 3D, coupé en section pour ample information sur l'aquifère thermal et de la structure interne de la zone d'étude.

Les figures suivantes montrent la représentation des résultats gravimétriques en volume 3D, partie est consacrée à la création d'un modèle géologique tridimensionnel du terrain de l'étude à l'aide de plusieurs logiciels de modélisation gravimétrique. Le logiciel d'inversion et de modélisation utilisé dans ce but est Grav 3D. Ce modèle présente une distribution simplifiée des densités du sous-sol, montrant l'emplacement de l'aquifère principale (à basses résistivités) qui alimente les sources thermale superficielles.

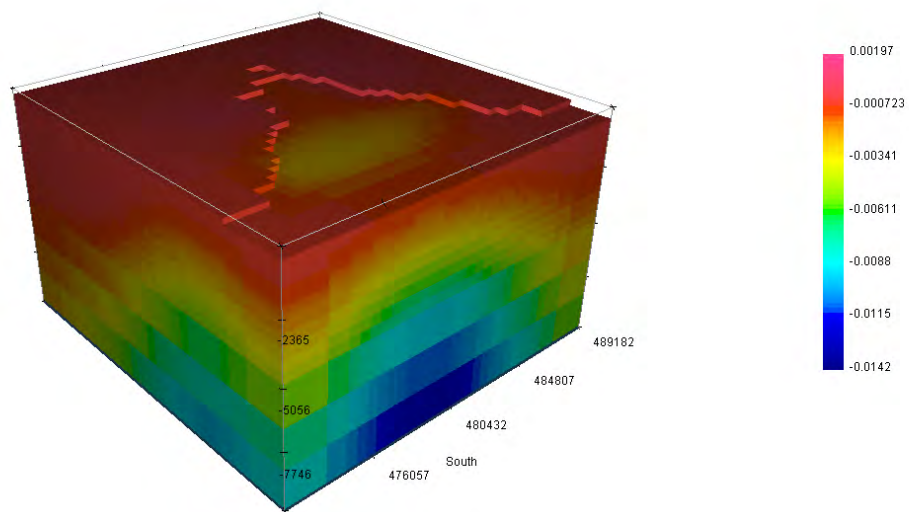


Figure 62 : *Image des densités dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des données gravimétriques*

Les modèle suivant, monte le même volume des densités mais en section verticale, on a effectué le coupage au niveau du point de jaillissement de l'eau en surface, en se basant sur la densité du terrain.

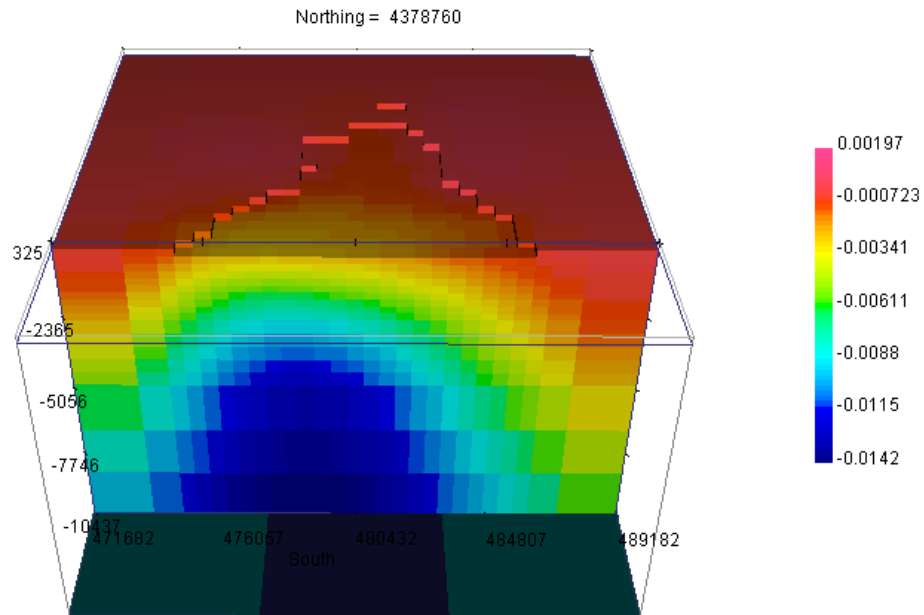


Figure 63 : *Image des densités en section verticale, dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des données gravimétriques*

Le dernier model, représente les densités nettes du terrain, qui sont les plus proches à la réalité, élaboré en éliminant l'effet de l'interpolation effectué par le programme, et les maille du calcul ajouté afin d'invertir toutes les données acquises. Le résultat est toujours le même après l'extraction des effets du programme.

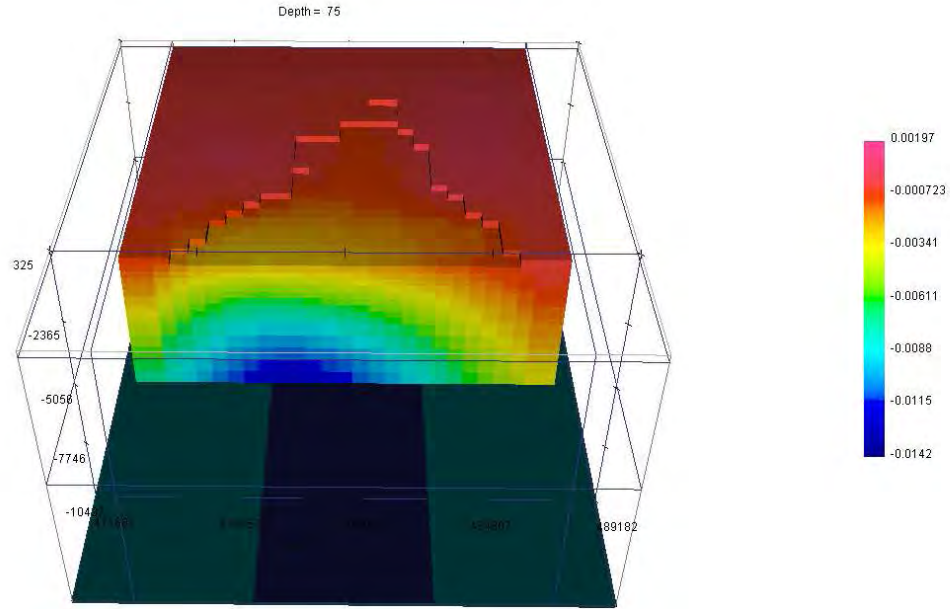


Figure 64 : Image des densités en section, dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des données gravimétriques

4 Conclusion

Les des méthodes géophysiques appliquées en géothermie ont étaient d'une grande fiabilité du point de vue résultats.

Pour confirmer ce qui est déjà cité, et pour bien comprendre la stratigraphie des niveaux souterrains, on a fait des profils EM en se basant sur les donnés des sondages EM acquis.

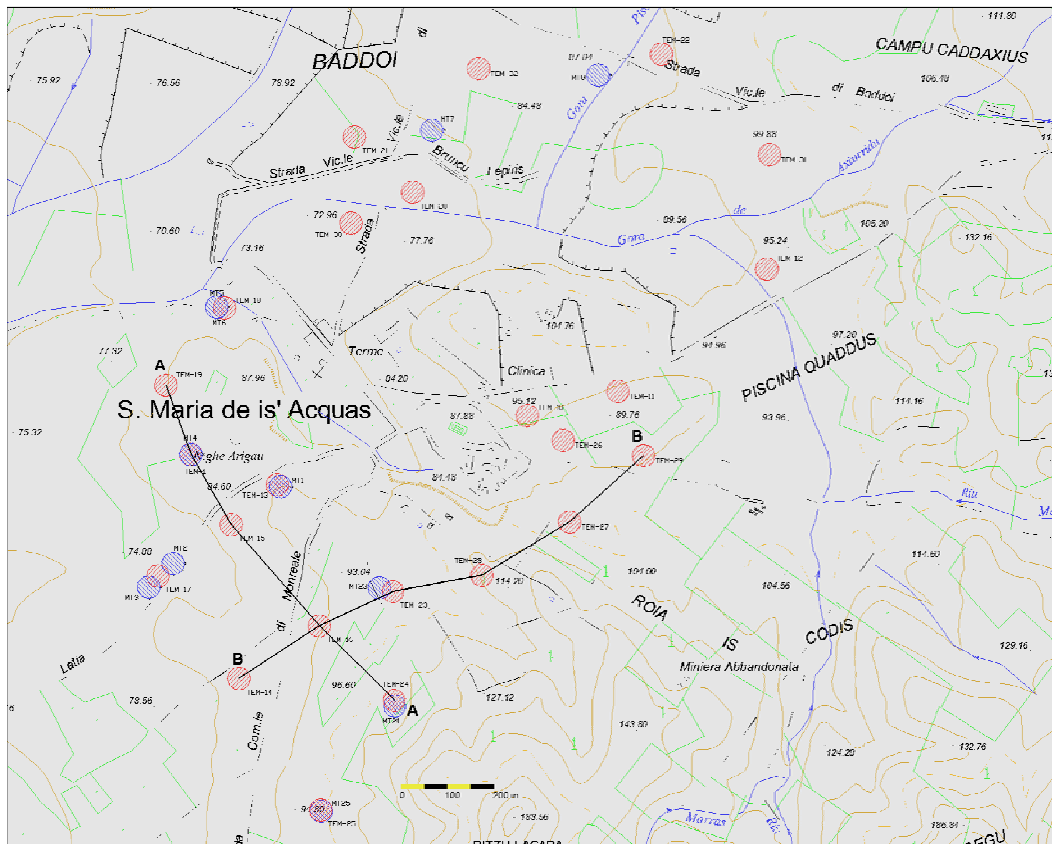


Figure 65 : Carte topographique illustrant l'emplacement des sondages EM et des profils EM du regroupement des S.EM

La figure 66 montre la stratigraphie entre les deux profils EM, mettant en évidence ce qui est déjà révélé dans les résultats de différentes méthodes géophysiques.

On note l'existence des niveaux thermaux dans tous les sondages mais à de différentes profondeurs, chose qui est due aux jeux inverses que ce soit à l'Oligo-Miocène (rift) ou au Plio-Quaternaire (graben du Campidano).

Les fractures majeures anciennes sont de direction campidanaise NW-SE, et ses conjugués de direction NE-SW.

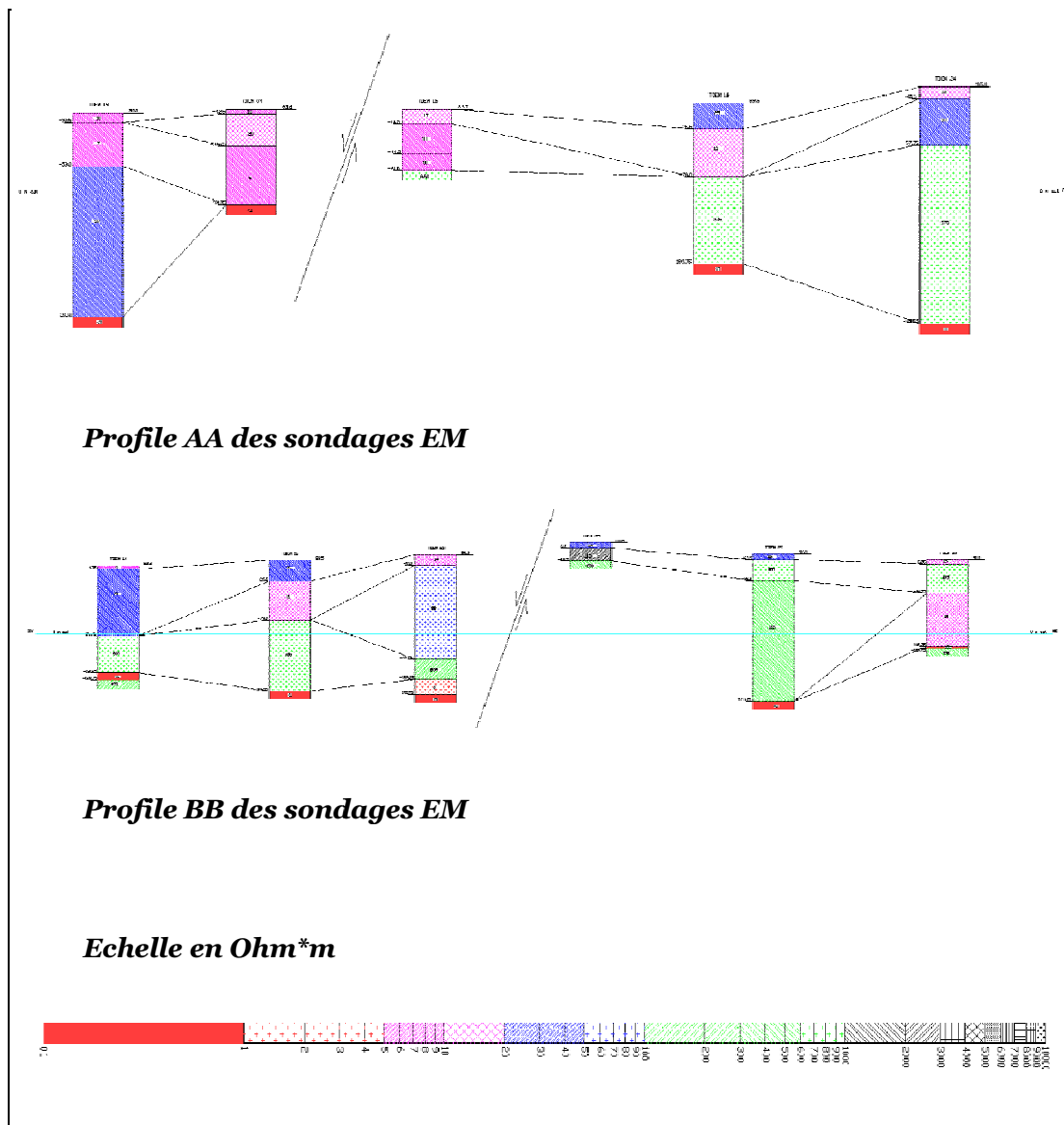


Figure 66 : Stratigraphie des sondages EM regroupés en profils et les différentes anomalies existantes.

La prospection géophysique a montré dans ce travail un résultat approprié, où elle a été appliquée une combinaison de différentes méthodes pour identifier les caractéristiques physiques du sous sol, telles que la résistivité électrique et la densité.

En ce qui concerne la modalité de la circulation d'eau dans l'aire thermique de Sardara, toutes les données acquises indiquent que les sources sont présentées par une ascension relativement directe de l'eau chaude issue d'un circuit profond et unique, alors que sa diffusion superficielle, est probablement attribuée en raison de l'état de la fracturation, donnant naissance à des sources secondaires.

Chapitre VII : Analyse et interprétation des résultats géophysiques

1. Résultats 3D de l'AMT et TDEM

Les méthodes MT et TDEM ont été appliquées dans l'enquête sur des zones hydrothermales profondes. L'application de ces méthodologies a montré une grande complémentarité des deux outils. Plus précisément, l'utilisation conjointe des modèles électromagnétiques, que ce soit, issue de l'inversion du TDEM que du AMT.

Comme montre la figure ci-dessous, l'affinité des deux modèles 3D est de haute résolution, sauf qu'au niveau de la zone cerclée en jaune (mentionnée auparavant) on remarque un chevauchement entre deux résultats de résistivités différentes, chose qui n'est pas commune.

Cela peut être expliqué par un bruit cohérent, ce qui limite la résolution du modèle.

L'inversion 2D des données TDEM à ce niveau montre de Moyennes résistivités (≈ 50 ohm.m), alors que l'AMT nous donne de basses résistivités attribuées au thermalisme.

Analysant nos données, on peut dire que l'emplacement de deux types de résistivités dans un même endroit utilisant deux méthodes EM fiable, n'est hasardeux, mais il est dû à un manque de données provoqué par une des méthodes. On possède un sondage MT au niveau des basses résistivités (<10 ohm.m), là où jaillissent l'eau chaude, en temps d'absence des données de TDEM. En conséquence, la distribution de moyennes résistivités du TDEM est expliquée par l'interpolation des profils 2D à l'aide du logiciel EVS en CTech de modélisation 3D

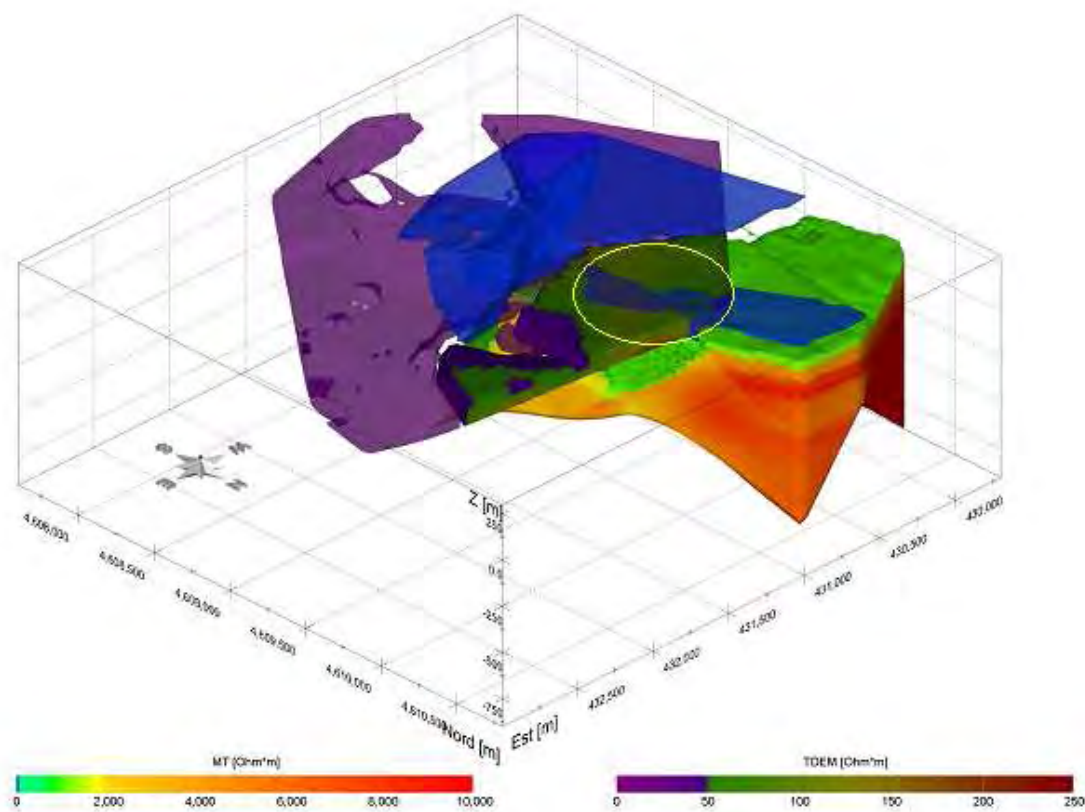


Figure 67 : Images résistivité dérivée de l'interpolation 3D de l'inversion des sondages AMT et TDEM effectués dans le même point.

2. Interprétation des résultats combinés AMT-TDEM

La géophysique se propose à l'aide d'hypothèses géologiques, de valider un modèle mathématique issu de mesures faites sur le terrain. Elle se trouve donc à la confluence de la géologie, de la physique, des mathématiques et de l'informatique.

Chaque méthode géophysique a son potentiel de traitement de données à l'aide de logiciels adéquats pour chacune, qui, comme résultats finals, nous donne plusieurs modèles équivalents entre eux, mais à vérifier avant d'adopter un parmi plusieurs.

Pour ce, afin d'améliorer les résultats issus de la modélisation des données invertis de l'AMT et TDEM, on a proposé une nouvelle voie de l'interprétation des données EM conjuguées.

Cette voie consiste à invertir les données élaborées de l'AMT utilisant le modèle des données brutes du TDEM acquis dans le même point. Pour cela, on a pris comme exemple (les figures suivantes), 4 sondages AMT et 4 sondages TDEM mesurés dans les mêmes points

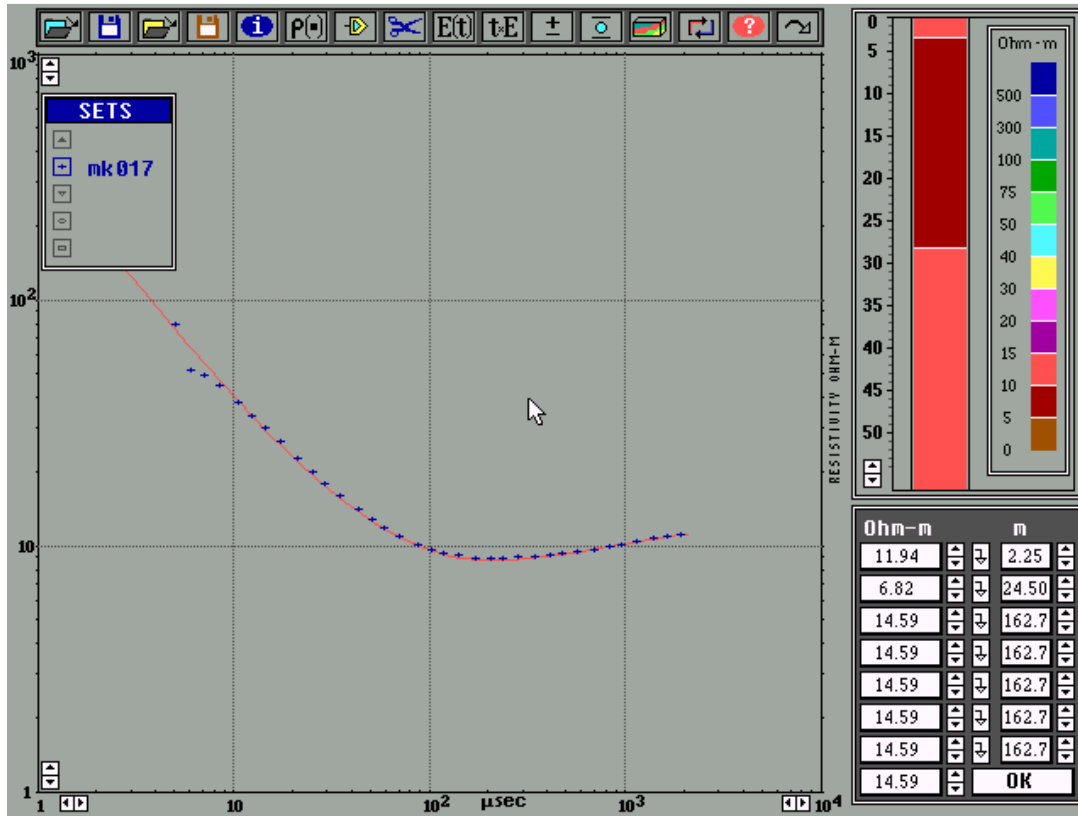


Figure 68: Image montrant l'inversion des données du sondage MT 2 utilisant le modèle du sondage TEM17

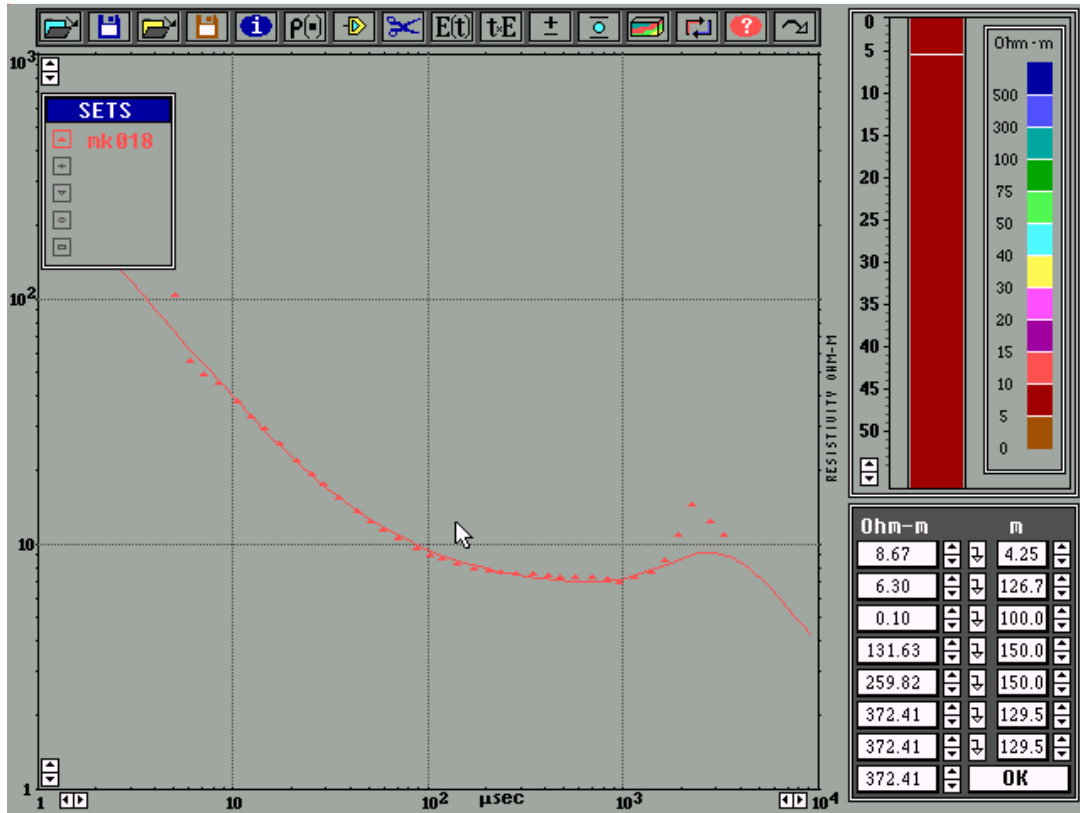


Figure 69: Image montrant l'inversion des données du sondage MT 5 utilisant le modèle du sondage TEM18

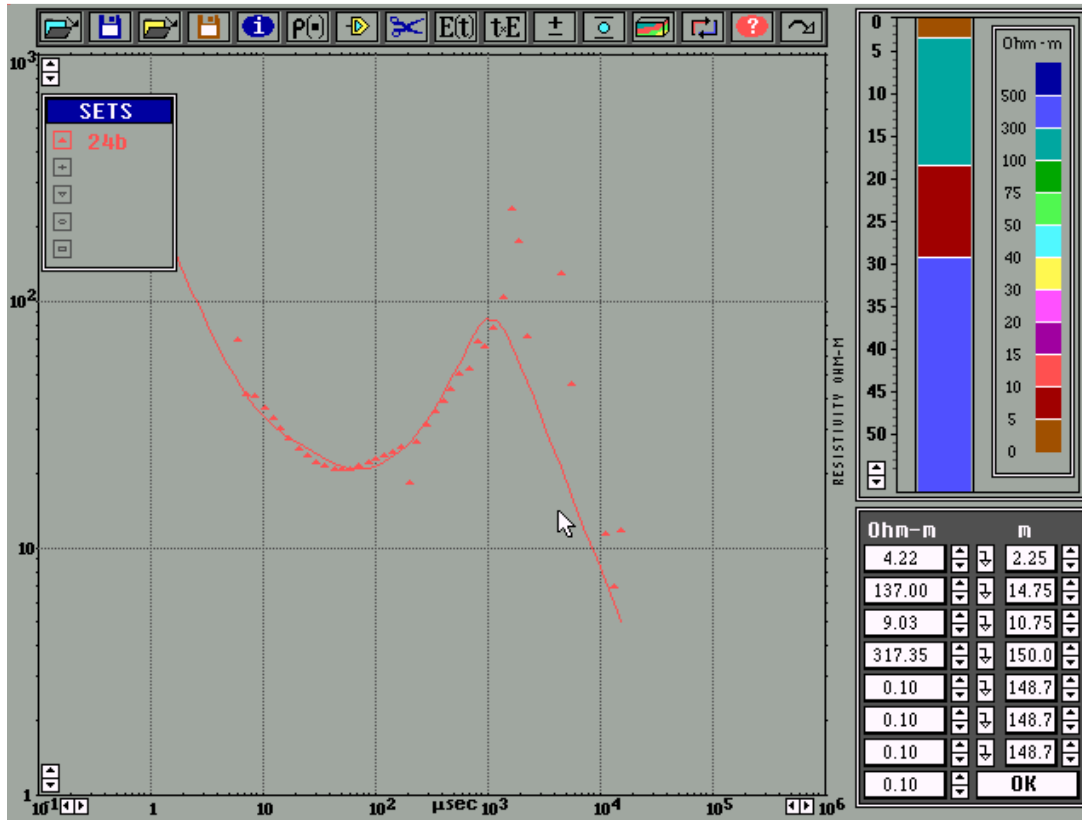


Figure 70: Image montrant l'inversion des données du sondage MT 24 utilisant le modèle du sondage TEM 24

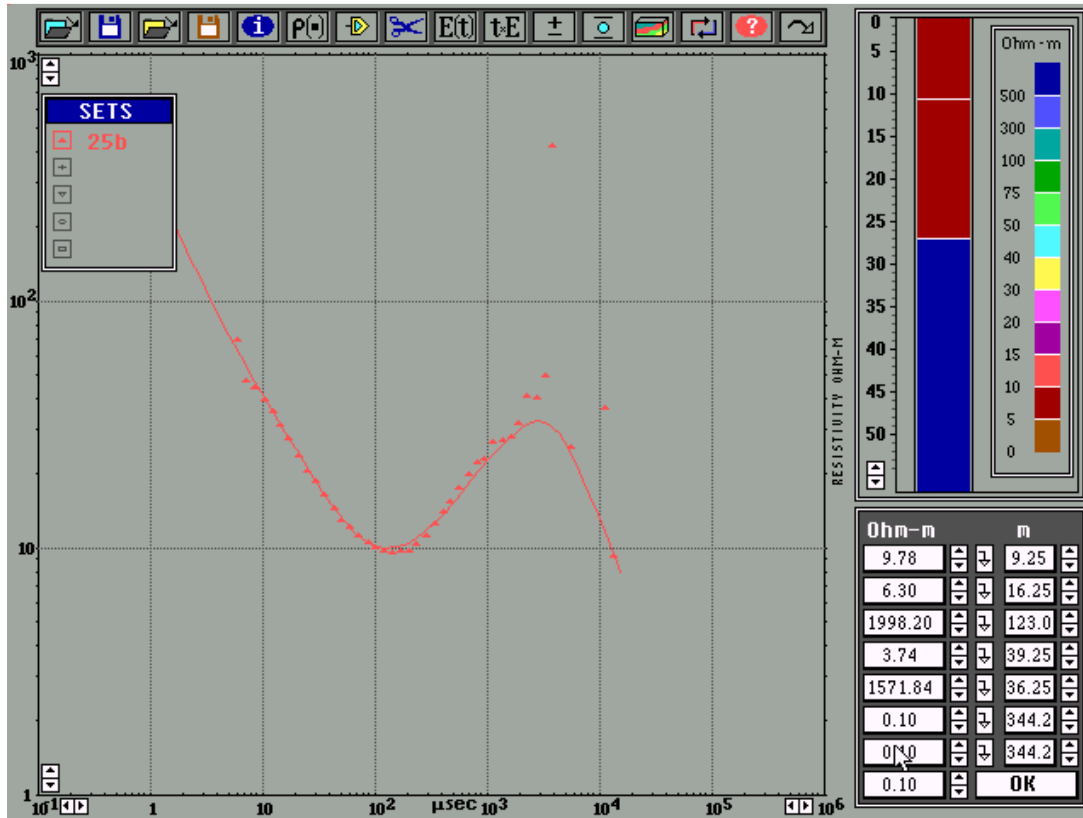


Figure 71: Image montrant l'inversion des données du sondage MT 25 utilisant le modèle du sondage TEM 25

Réduisant l'incertitude sur le choix du model final et réel, utilisant les résultats d'une méthodes comme in put pour l'inversion d'une autre, à condition que ces dernières ayant les mêmes propriétés physiques, a abouti à de bons résultats.

On peut dire que l'analyse des 4 figures a donné la même conclusion, est celle que le résultat de cette inversion conjuguée peut être remède plus que solution aux problèmes rencontrés après l'usage des méthodes EM qui sont à forte sensibilité aux effets galvaniques.

CONCLUSION

La géophysique étudie les caractéristiques physiques de la structure du sous-sol en utilisant des techniques de mesures indirectes, notamment la gravimétrie, l'électromagnétisme, la sismologie, la résistivité, la sismique réflexion et la sismique réfraction.

La principale technique de géophysique utilisée dans la recherche géothermique, ainsi qu'en hydrogéologie en général est l'électromagnétisme. C'est une méthode de prospection qui visualise les structures géologiques en profondeur grâce à l'analyse des résistivités.

Les eaux thermales peuvent être utilisées pour un but hydrothermal connu à l'époque, et/ou énergétique.

La géothermie est une source d'énergie gratuite, dont l'exploitation ne coûte pas cher et ses installations ne polluent pas l'atmosphère. Elle existe à deux modes, à basse température, utilisée pour le chauffage de bâtiments tels que les serres ou d'habitations, et à haute température, permet de produire de l'électricité.

Par rapport à d'autres énergies renouvelables, la géothermie de profondeur (haute et basse énergie), présente l'avantage de ne pas dépendre des conditions atmosphériques (soleil, pluie, vent). C'est donc une source d'énergie quasi-continue et ininterrompue.

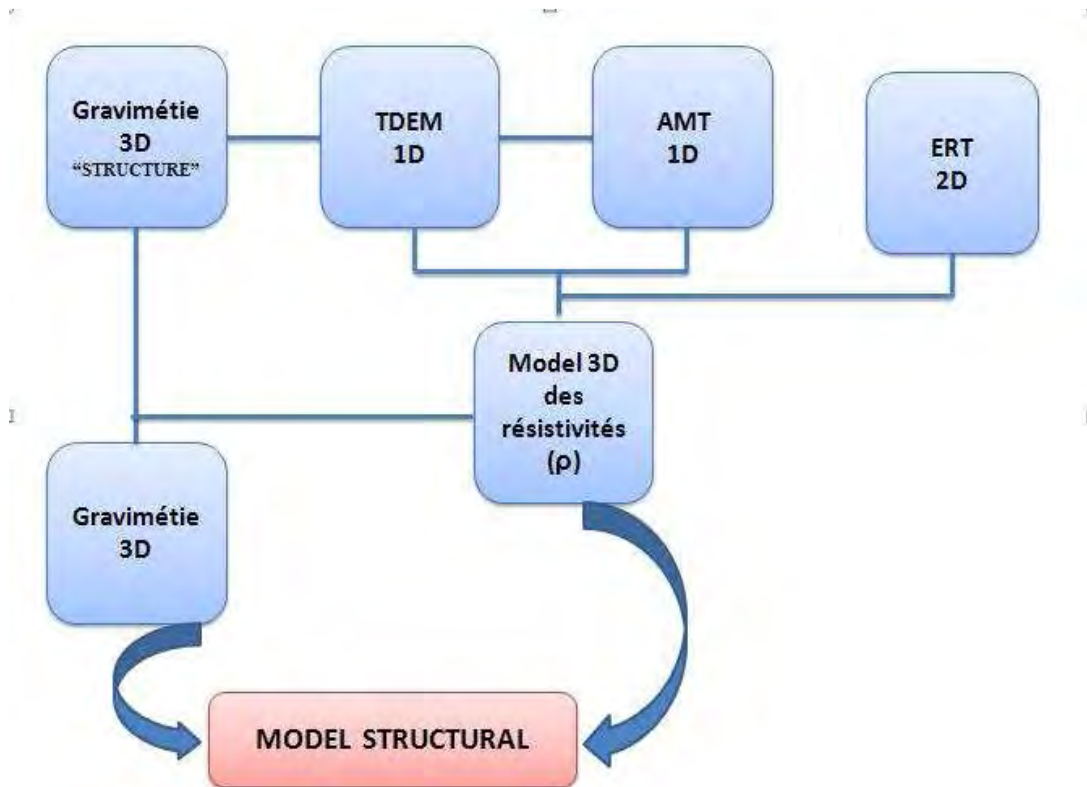
Le problème principal de la géothermie est que c'est une énergie qui ne se transporte difficilement, car le transport de l'eau chaude dans les canalisations coûte cher et les pertes sont très importantes, donc elle doit donc être utilisée sur place.

Parmi les diverses méthodes géophysiques utilisées sur les évaluations des aquifères, les méthodes électriques et électromagnétiques sont les plus couramment utilisées pour caractériser les paramètres hydrogéologiques, la méthode gravimétrique pourrait aider à caractériser la structure géologique et la structure interne des systèmes aquifères.

La modélisation de la structure des champs hydrothermaux peut être effectuée par l'intégration de méthodes géophysiques. Pour l'obtention d'excellentes séquences, il faut d'abord interpréter chaque méthode à son compte, utilisant ses propres algorithmes, successivement, la faire utilisant l'inversion conditionnée par les paramètres physiques d'une autre méthode, à condition qu'ils soient semblable (résistivité, épaisseur ...).

L'inversion conjointe des différents ensembles de données est l'un des défis de la discipline hydrogéophysique.

Le schéma final des champs géothermiques peut être vraisemblablement obtenu par l'intervention des méthodes géophysiques, particulièrement, la Tomographie des Résistivités Électriques (ERT), l'Électromagnétique Domaine Temporel (TDEM), l'Audio-Magnétotellurique (AMT) et la gravimétrie.



L'approche à trois dimensions des environnements hydrothermaux est de construire des modèles 3D, qui sont des outils précieux pour les évaluations complètes des aquifères. Un modèle 3D fournit une vue globale des propriétés et des processus dynamiques du développement sur chaque environnement spécifique, alors que les modèles 2D uniquement fournissent des informations limitées et partielles. Bien que la modélisation 3D est un processus peu complexe, en raison du grand nombre de paramètres de calcul, un modèle initial utilisant l'interpolation des résultats issues des données géophysiques s'est avéré efficace.

Les deux études de cas présentées dans la deuxième partie de la thèse correspondent à deux différentes évaluations hydrogéophysiques prouvant AMT comme un outil de travail précieux qui peut être utilisé dans la modélisation, la planification, la gestion et le contrôle des ressources en eaux souterraines et des réservoirs.

Pour Caldes de Montbui que pour Sardara, L'ERT, l'AMT, le TDEM et la Gravimétrie ont été utilisés pour déterminer la structure interne, montrer le parcours de l'eau chaude et déterminer les résistivités du sous sol. Cette partie a été axée sur l'analyse des données et la modélisation des résultats issus des méthodes citées. L'interprétation des différents modèles géophysiques a été basée sur l'information géologique disponible. Les modèles montrent les principaux changements sur la délimitation morphologique des principaux grabens qui sont imagées par les modèles 3D, étant donné que le substratum présente des résistivités supérieures que les sédiments de remplissage des vallées. En outre, les zones thermales du bassin sont observées en raison de faibles valeurs des résistivités inférieures à 10 ohm.m.

RÉFÉRENCES

Arango, C., 2005. Estudio Magnetotélúrico de la zona de Lluchmajor (Mallorca): Avances en el proceso de datos y modelo 3D, PhD Thesis, Dep. de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona

Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *Journal of Geophysics*, 62, 119-127.

Barker, R. (1981), The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable, *Geophysical Prospecting*, 29, 128-143.

Barker, R.D. 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays.

Barker, R.D. (1996), The application of electrical tomography in groundwater contamination studies, EAGE 58th Conference and Technical Exhibition Extended Abstracts, P082.

Barker, R.D. et Loke, M.H. 1992. Improvements to the Zohdy method for the inversion of resistivity sounding and pseudosection data

Bastani, M., 2001. EnviroMT- a new Controlled Source /Radio Magnetotelluric System, PhD thesis, Upsala University

Berdichevsky, M.N. and Dimitriev V.I., 1976. Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves, in *Goelectric and Geothermal Studies*, (Á. Ádam Ed.), KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, Budapest, 165-221

Bergström, G. (1913), Försök med elektrisk malmletning, Sveriges Geologiska Undersöknings, Arsbok Stockholm, 7(6), 1–10.

Blakely R.J. & Simpson R.W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies *Geophysics*, 51, 1494 -1498

Boerner, D. E., 1992. Controlled source electromagnetic deep sounding: theory, results and correlation with natural source results, *Surveys in Geophysics*, 13, 435-488.

Bostick, F.X., [1977] A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. In: Ward, S. (ed.). *Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration*. United States Geological Survey, Contract N^o. 14080001-G-359, 174-183.

Bromley, 1993C. Tensor CSAMT study of the fault zone between Waikite and TeKopia geothermal fields. *J. Geomagn. Geoelectr.* 45 (1993), pp. 887–896.

Buttler, D.K. 2006, *Near-Surface Geophysics, Investigations in Geophysics*, n^o13, Society of Exploration Geophysicists, 732 p.

Caldwell, T.G., H.M. Bibby, and C. Brown, 2004. The Magnetotelluric Phase Tensor, *Geophysical Journal International*, 158, 457-469.

Cagniard, L., 1953. Basics theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605-635

Constable, S.C., Parker, R.L. & Constable, C.G. (1987), Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, 289–300.

Claerbout, J.F. & Muir, F. (1973), Robust modeling with erratic data, *Geophysics*, 38, 826–844.

Coron, S., Feuillard, M., and Lubart, J.M., 1975. Études gravimétriques en Guadeloupe et dans les îles de son archipel-Petites Antilles. *Geophysique*, 31 (4), p.531- 548.

Dahlin, T. (1989), The development of a cable system for vertical electrical sounding and a comparison of the Schlumberger and Offset Wenner methods, Licentiate Thesis, Lund University, Sweden, 77 p.

Dahlin, T. (1993), On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications, Doctoral Thesis, Lund University, 187 p.

Dahlin, T. (2001), The development of DC resistivity imaging techniques, *Computers & Geosciences*, 27(9), 1019–1029.

Dahlin, T., Bernstone, C. (1997), A roll-along technique for 3D resistivity data acquisition with multi-electrode arrays, *Proceedings SAGEEP'97*, Reno, Nevada, Vol. 2 March 23–26 1997, 927–935.

de Groot-Hedlin, C. & Constable, S. (1990), Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 1613–1624.

Dey, A. & Morrison, H.F. (1979), Resistivity modeling for arbitrary shaped three-dimensional structures, *Geophysics*, 44, 753–780.

Descloitres, M. (1998). Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : Application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (la Réunion). Thèse de Doctorat de l'Université de Paris 6, p. 238.

Ellis, R.G. & Oldenburg, D.W. (1994), Applied geophysical inversion, *Geophysical Journal International*, 116, 5–11.

Everett, M.E. & Meju, M.A. (2005), Near-surface controlled-source electromagnetic induction: background and recent advances, in *Hydrogeophysics*, Rubin, Y. & Hubbard, S.S. (Eds.), 523 p., Springer, Dordrecht, 157–183, ISBN: 1-4020-3101-7.

Farquharson, C.G. & Oldenburg, D.W. (1998), Non-linear inversion using general measures of data misfit and model structure, *Geophysical Journal International*, 134, 213–227.

Favreau, G., Boucher, M., Descloitres, M., Vouillamoz, J.M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Legchenko, A., (2007) Apport des sondages TDEM et RMP à une meilleure Rapport TDEM Niger, Descloitres et al., IRD-BRGM-Iris Instrument, 2007 22 estimation des paramètres de la modélisation d'un aquifère libre en milieu semi-aride (Niger).

Finzi-Contini, G. (1982) Prospezioni magnetotelluriche effettuate sul Graben del Campidano. In: *Ricerche geotermiche in Sardegna: con particolare riguardo al Graben del Campidano*. CNR – Progetto Finalizzato Energetica, pp. 164-180.

Fitterman, D.V. & Stewart, M.T. (1986), Transient electromagnetic sounding for groundwater, *Geophysics*, 51(4), 995–1005.

Garci'a-Abdeslem, J., Martin-Atienza, B., 2001. A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model. *Geophysics* 66, 1110–1115.

Geometrics, 2000. Operation Manual for Stratagem systems running IMAGEM. Ver.2.16

GEOTOMO SOFTWARE (2007), RES2DINV ver. 3.56, Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method, Wenner (a,b,g), dipole-dipole, inline pole-pole, poledipole, equatorial dipole-dipole, offset pole-dipole, Wenner-Schlumberger, gradient and non-conventional arrays, On land, underwater and cross-borehole surveys, Software Manual, July 2007.

GEOTOMO SOFTWARE (2008), RES3DINV ver. 2.16 & RES3DINVx32 ver. 2.20 with multi-core support, Rapid 3D Resistivity & IP inversion, using the least-squares method (For 3-D surveys using the pole-pole, pole-dipole, dipole-dipole, rectangular, Wenner, Wenner-Schlumberger and non conventional arrays), On land, underwater and borehole surveys, Software Manual, May 2008.

Ghosh, D.P. (1971), The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting*, 19, 192–217.

Gish, O.H. & Rooney, W.J. (1925), Measurement of resistivity of large masses of undisturbed earth, *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 30(4), 161–188.

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, 153–174.

Griffiths, D.H. & Barker, R.D. (1993), Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211–226.

Griffiths, D.H., Turnbull, J. & Olayinka, A.I. (1990), Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array, *First Break*, 8(4), 121–129.

Groom, R.W., and R.C Bailey, 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *Journal of Geophysical Research*, 94 (B2), 1913-1925.

Goldstain, M.A., and D.W., Strangway, 1975. Audio-frequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source, *Geophysics*, 40, 669-683.

Hohmann G.H., 1984. *The Magnetotelluric Method*, class notes, Geology and Geophysics Department, University of Utha

IGME (1979) Estudio Geotérmico preliminar de la depresión de la Selva (Gerona): Informe Geofísico tomo I – Memoria y anexos

ITGE (1988) - Atlas geocientífico del medio natural de la comunidad de Madrid. ed.:ITGE, série: médio-ambiente.

Johansen, H.K. (1977), A man computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth, *Geophysical Prospecting*, 25(4), 667–691.

Khattach D., Keating P., Mili E.M., Chennouf T., Andrieux P & Milhi A. 2004. Apport de La gravimétrie à l'étude de la structure du bassin des tariffa (Maroc nord-oriental) : implications hydrogéologiques. *Geoscience*, 336, 1427-1432.

Kunetz, G. (1966), *Principles of Direct Current Resistivity Prospecting*, GebrüderBorntraeger, Berlin, 103 p.

Kaufman, A.A. and G.V. Keller, 1981.*The Magnetotelluric Sounding Method, Methods in Geochemistry and Geophysics*, 15, Amsterdam.

Krivochieva, S., and M. Chouteau 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico), *Journal of Applied Geophysics*, 52 (1), 23-43.

Ledo, J., P. Queralt, A. Martí, and A.G Jones, 2002 a. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolution, *Geophysical Journal International*, 150,127-139.

Ledo, J., A. Gabàs and A Marcuello, 2002 b. Static shift levelling using geomagnetic transfer functions, *Earth Planets Space*, 54, 493-498.

Ledo, J., 2006. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation, *Surveys in Geophysics*, 27, 111–148. Doi: 10.1007/s10712-006-0002-4.

Li, Y. (1992), Inversion of three-dimensional direct current resistivity data, Ph.D. Dissertation, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 165 p.

Li, Y.C., Sideris, M.G., 1994. Improved gravimetric terrain corrections. *Geophys. J. Int.* 119, 740–752.

Li, Y. & Oldenburg, D.W. 2000, 3-D inversion of induced polarization data, *Geophysics*, 65, 1931–1945.

Lines, L.R. & Treitel, S. (1984), Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical Prospecting*, 32, 159–186.

Loke, M.H. (2004), Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, Notes personnelles 1996- 2004, révisé le 26 juillet 2004.

Loke, M.H., Acworth, I. & Dahlin, T. (2003), A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys, *Exploration Geophysics*, 34, 182–187.

Loke, M.H. & Barker, R.D. (1995), Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections, *Geophysics*, 60, 1682–1690.

Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996a), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44(1), 131–152.

Loke, M.H. & Barker, R.D. (1996b), Practical techniques for 3-D resistivity surveys and data inversion, *Geophysical Prospecting*, 44, 499–523.

Loke, M.H. & Dahlin, T. (2002), A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, *Journal of Applied Geophysics*, 49, 149–162.

Loke, M.H. et Dahlin, T., 1994. A COMBINED GAUSS-NEWTON AND QUASI-NEWTON INVERSION METHOD FOR THE INTERPRETATION OF APPARENT RESISTIVITY PSEUDOSECTIONS (Paper presented at the 3rd Meeting of the Environmental and Engineering Geophysics Society - European Section, Sept. 1997, Aarhus, Denmark)

Mackie, R., S. Rieven, and W. Rodi, 1997. User manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data. GSY-USA Inc. San Francisco (USA).

Marchisio, M., Ranieri, G., Losito, G., Censini, G. (1982) Prospezioni geoelettriche dipolari nel Campidano: risultati preliminari. In: *Ricerche geotermiche in Sardegna: con particolare riguardo al Graben del Campidano*. CNR – Progetto Finalizzato Energetica, pp. 144-163.

Martí, A., P. Queralt, and E. Roca, 2004. Geoelectric dimensionality in complex geological areas: application to the Spanish Betic Chain, *Geophysical Journal International*, 157, 961-974.

Martí, A., 2006. A Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure, PhD thesis, Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.

McNeill J. D. (1980) Electrical conductivity of soils and rocks. Geonics Ltd. Technical Note TN-5.

McNeill J. D. (1990). Use of electromagnetic methods for groundwater studies. Ward, S.H., ed., Geotechnical and Environmental Geophysics: Society of Exploration Geophysicists, IG5 1, pp. 191–218.

McNeill J. D. (1994). Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding (Technical Note TN-27). Rapport technique, Geonics Limited.

McNiece, G., and A.G. Jones, 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, 66, 158-173

Meju, M.A., 1996, Joint inversion of TEM and distorted MT soundings, Some effective practical considerations, *Geophysics*, 61, 56–65.

Meju, M.A., 2004. Simple relative space time scaling of electrical and electromagnetic depth sounding arrays: implications for electrical static shift removal and joint DC-TEM data inversion with the most-squares criterion, *Geophysical Prospecting*, 53, 463-479.

Meyer de Stadelhofen, C., 1991. Application de la géophysique aux recherches d'eau. Tech and Doc, Lavoisier, Paris, 183 p.

Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M. & Evans, L. (1988), Time domain electromagnetic soundings for mapping sea-water intrusion in Monterey County, California, *Ground Water*, 26, 771–782.

Oldenburg, D.W. & Li, Y. (1994), Inversion of induced polarization data, *Geophysics*, 59, 1327–1341.

Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 31, 447–455.

Pedersen, L.B. and M. Engels, 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor, *Geophysics*, 70, G33-G41.

Pellerin, L., and G.W. Hohmann, 1990, Transient electromagnetic inversion, A remedy for magnetotelluric static shifts: *Geophysics*, 55, 1242–1250

Petersson, W. (1907), Om malmsökandemedelstelektricitet, *Jern-Kontorets Annaler* 2–3, 153- 171.

Pfaffhuber, A., 2001. Development and test of a controlled source MT method in the frequency range 1 to 50 kHz, Diploma Thesis, Technical University Berlin

Queralt, P., A.G. Jones and J. Ledo, 2007. Electromagnetic imaging of a complex ore body: 3D forward modeling, sensitivity tests, and down-mine measurements,

Rodi, W. and R. Mackie, 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66 (1), 174-187

Roy A., Apparao A., 1971. Depth of investigation in direct-current methods. *Geophysics*, 36

Rubin, Y., and S. Hubbard, 2005. Stochastic forward and inverse modeling: the hydrogeophysical challenge, in *Hydrogeophysics* (Y. Rubin and S.S. Hubbard Eds.) Water Science and Technology Library, Springer, 487-511.

Sandberg, S.K., and G.W. Hohmann, 1982. Controlled-source audiomagnetotellurics in geothermal exploration, *Geophysics*, 47, 100-116.

Sanz N., Himi M., Pinto V., Rivero L., Barón A., Ranieri G., Casas. A. (2000) Geophysical delineation of salt water intrusion in the Campos Bassin (Mallorca, Spain). VI Meeting of Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), Bochum.

Sasaki, Y. (1992), Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.

Schlumberger, C. (1920), *Etude sur la Prospection Electrique du Sous-sol*, Gaultier-Villars et Cie., Paris, 94 p.

Siripunvaraporn, W. and G. Egbert, 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics*, 65, 3, 791-803.

Siripunvaraporn, W., G. Egbert, Y. Lenbury, and M. Uyeshima, 2005 a. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 3-14.

Slichter, L.B. (1933), The interpretation of the resistivity prospecting method for horizontal structures, *Physics*, 4, 307-322.

Smith, J.T. and Booker, J., 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data, *Journal of Geophysical Research*, 96, 3905-3922.

Spichak, V., Manzella, A. [2009] Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics* 68: 459–478.

Spies B. R. (1989). Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics* 54 (7), pp. 872–888.

Stefanescu, S., Schlumberger, C. & Schlumberger, M. (1930), Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes, *Journal de Physique et du Radium*, 1(4), 132–140.

Szarka, L. and M. Menvielle, 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor, *Geophysical Journal International*, 129, 133-142.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics* Cambridge University Press. Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, UK.

Tezkan, B., 1999. A review of environmental applications of quasi-stationary electromagnetic techniques, *Surveys in Geophysics*, 20, 279-308.

Trad, D.O., and J.M. Travassos, 2000. Wavelet filtering of magnetotelluric data *Geophysics*, 65 (2), 482-491.

Tikhonov, A.N., 1950. Determination of the electrical characteristics of deep strata of the Earth's crust, *Dokl. Akad. Nauk., SSSR*, 73, 295-297.

Tsoulis, D., Wziontek, H., Petrovic', S., 2003. The use of bilinear surfaces in the computation of gravitational effects due to topographic masses given on a regular grid. Cahiers ECGS 20, 35– 41.

Tsourlos, P. (1995), Modelling, interpretation and inversion of multi-electrode resistivity survey data, Ph.D. dissertation, Dept. of Electronics, University of York, York, U.K., 315 p.

Tullen, P., O. Turberg, and A. Parriaux, 2006. Radiomagnetotelluric mapping, groundwater numerical modelling and 18-Oxygen isotopic data as combined tools to determine the hydrogeological system of a landslide prone area, Engineering Geology, 87, 195-204.

Ussher, G., Harvey C., Johnstone, R. & Anderson E., 2000. Understanding resistivities observed in Geothermal Systems, in Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan.

Vozoff, K., 1991. The magnetotelluric method, in: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol 2. (M.N. Nabighian Ed.), Society of Exploration Geophysicists

Wahr, J., 1996. Geodesy and Gravity. Samizdat Press, Colorado, 293pp.

Wannamaker, P.E., 1997. Tensor CSAMT survey over the Sulphur Springs thermal area, Valles Caldera, New Mexico, USA: Part I. Implications for structure of the western caldera. Geophysics 62 (1997), pp. 451–465.

Weaver, J.T., A.K. Agarwal, and F.E.M. Lilley 2000. Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants, Geophysical Journal International, 141, 321-336.

Wolke, R. & Schwetlick, H. (1988), Iteratively reweighted least squares algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons, *SIAM Journal of Scientific and Statistical Computations*, 9, 907–921.

Zhang, J., Mackie, R.L. & Madden, T.R. (1995), 3D resistivity forward modelling and inversion using conjugate gradients, *Geophysics*, 60(5), 1313–1325.

Zhang, Y. and K.V. Paulson, 1997, Enhancement of signal to noise ratio in natural source transient magnetotelluric data with wavelet transform, *Pure and Applied Geophysics*, 149, 405-419.

Zonge, K.L., and L.J. Hughes, 1988. Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, vol. 2, (M. N. Nabighian Ed). Society of Exploration Geophysicists.