

# Imagerie géoélectrique tridimensionnelle en contexte volcanique : Application à l'étude des aquifères de Djibouti

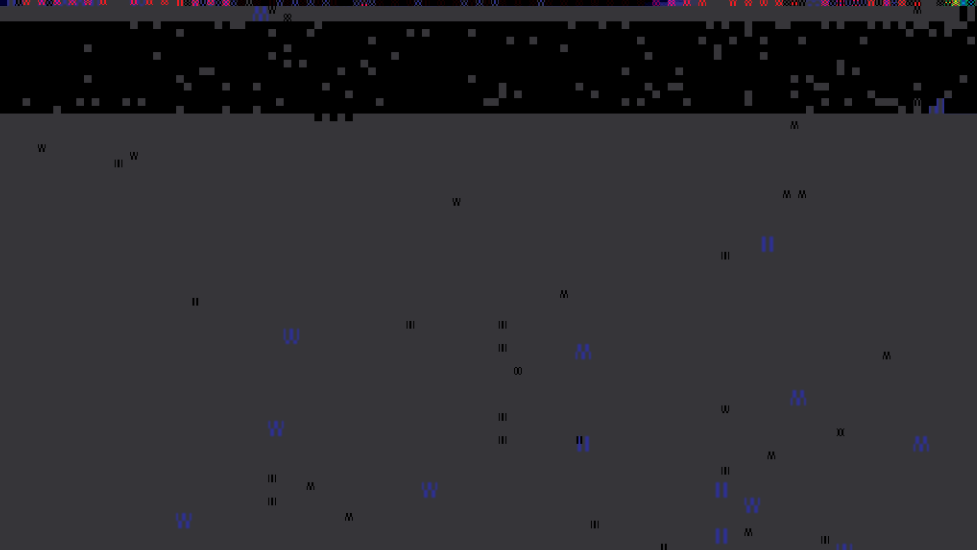
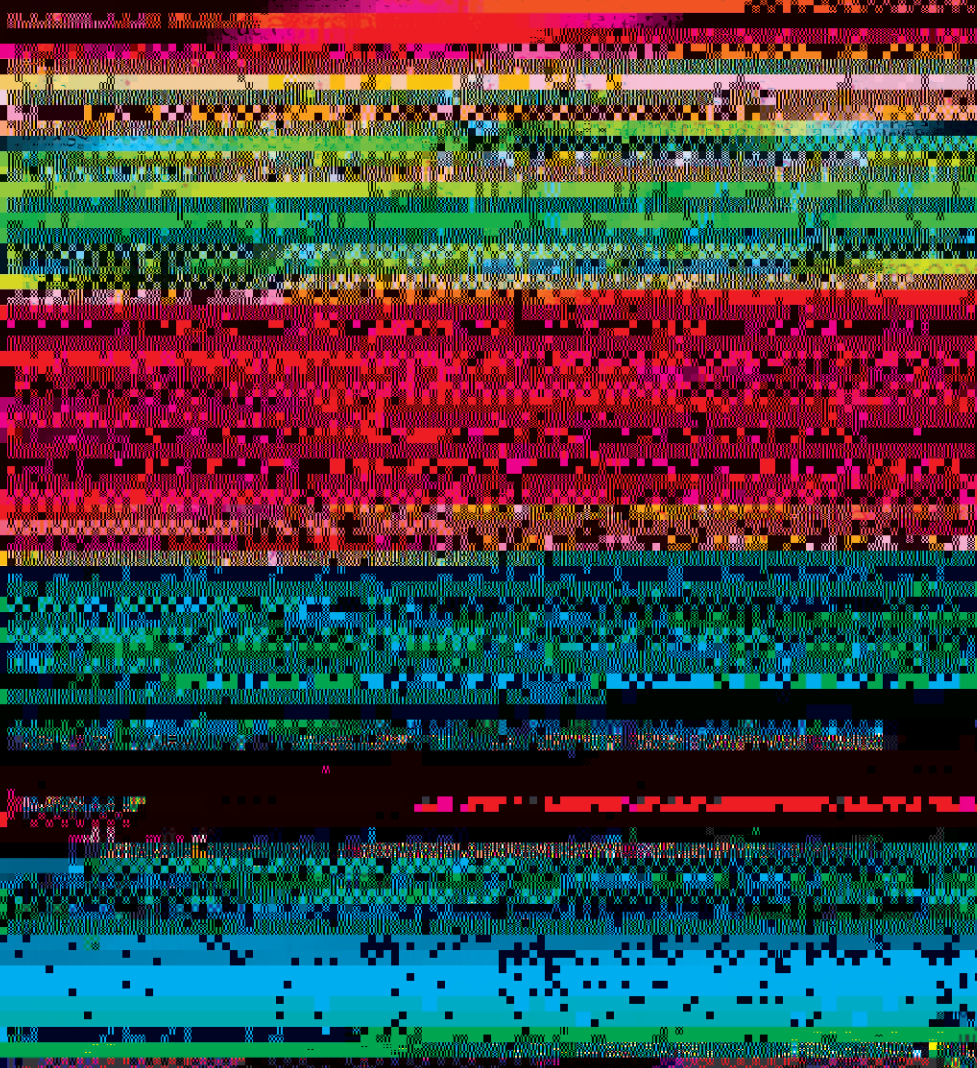
Hassan Mohamed Magareh

*Institut des sciences de la Terre, Centre d'Etude et de Recherche de Djibouti (CERD),  
département de géophysique, République de Djibouti*

## Résumé

L'imagerie électrique (ou tomographie électrique) est la reconnaissance multidimensionnelle des propriétés électriques intrinsèques du milieu étudié. En géophysique, cette technique permet de traduire des données acquises en surface ou en sub-surface en une image interprétable en termes géologiques. L'imagerie électrique est fréquemment employée, dans différents domaines (hydrogéologie, génie civil,

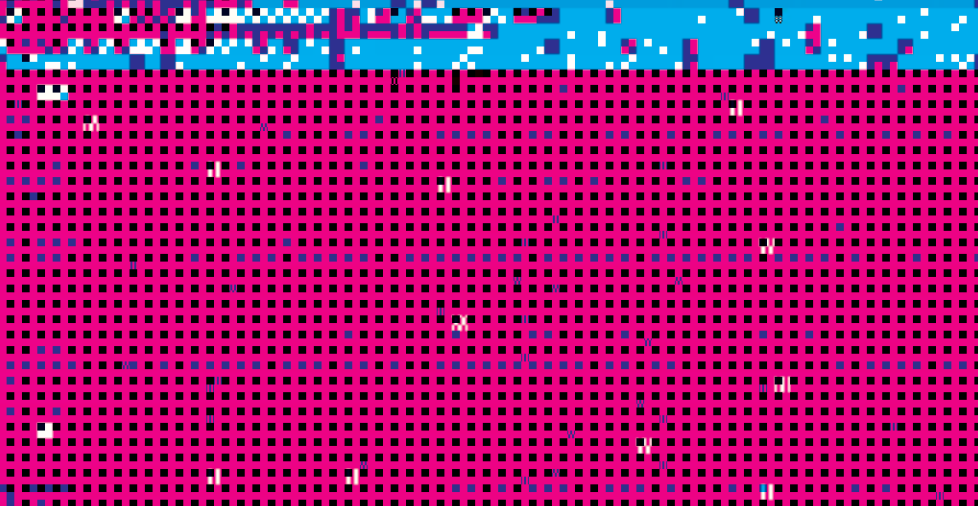
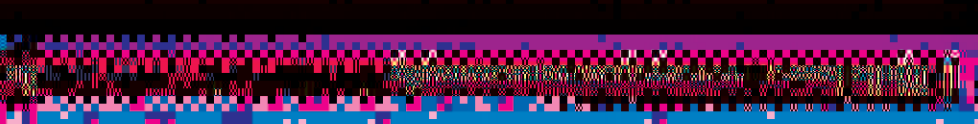
géologie, etc.) pour caractériser les zones saturées en fluides. Cette étude vise à caractériser les aquifères de Djibouti en utilisant la tomographie électrique tridimensionnelle.



images in geological terms. Electrical imaging is frequently used in different fields (hydrogeology, civil engineering, environment, archaeology) in a two-dimensional (2D) approach. Assuming the two-dimensional object, this approach may not properly describe the imaged object since most geological structures are three-dimensional (3D). Hence, as the data contain information about the existence of possible 3D structures, an alternative to 2D electrical imaging in order to extract the maximum information from the data is to use a 3D approach. Moreover, for a medium with complex geometry, for example, a void distribution, a 3D approach is essential. The last part of this dissertation is devoted to a methodological development of a 3D modeling tool (direct and inverse) to interpret electrical data collected with undefined distribution of Schlumberger array. Generally a procedure in geophysical interpretation consists of solving two problems: the direct problem and the inverse problem. In this study, the direct problem is to determine the apparent resistivity distribution for a given model, and the inverse problem is to determine a model for a given apparent resistivity distribution.

The direct problem is solved by using the finite element method (FEM) to solve the Laplace equation in a 3D domain. The inverse problem is solved by using the genetic algorithm (GA) to search for the best model that fits the observed data. The GA is a stochastic search algorithm that mimics the process of natural selection. It is used to find the optimal solution to a problem by iteratively improving a population of candidate solutions. The GA is applied to the inverse problem of 3D electrical imaging by searching for the model parameters that minimize the misfit between the observed data and the calculated data. The GA is a powerful optimization technique that can handle non-linear and non-convex optimization problems. It is used to find the best model that fits the observed data by iteratively improving a population of candidate models. The GA is applied to the inverse problem of 3D electrical imaging by searching for the model parameters that minimize the misfit between the observed data and the calculated data.

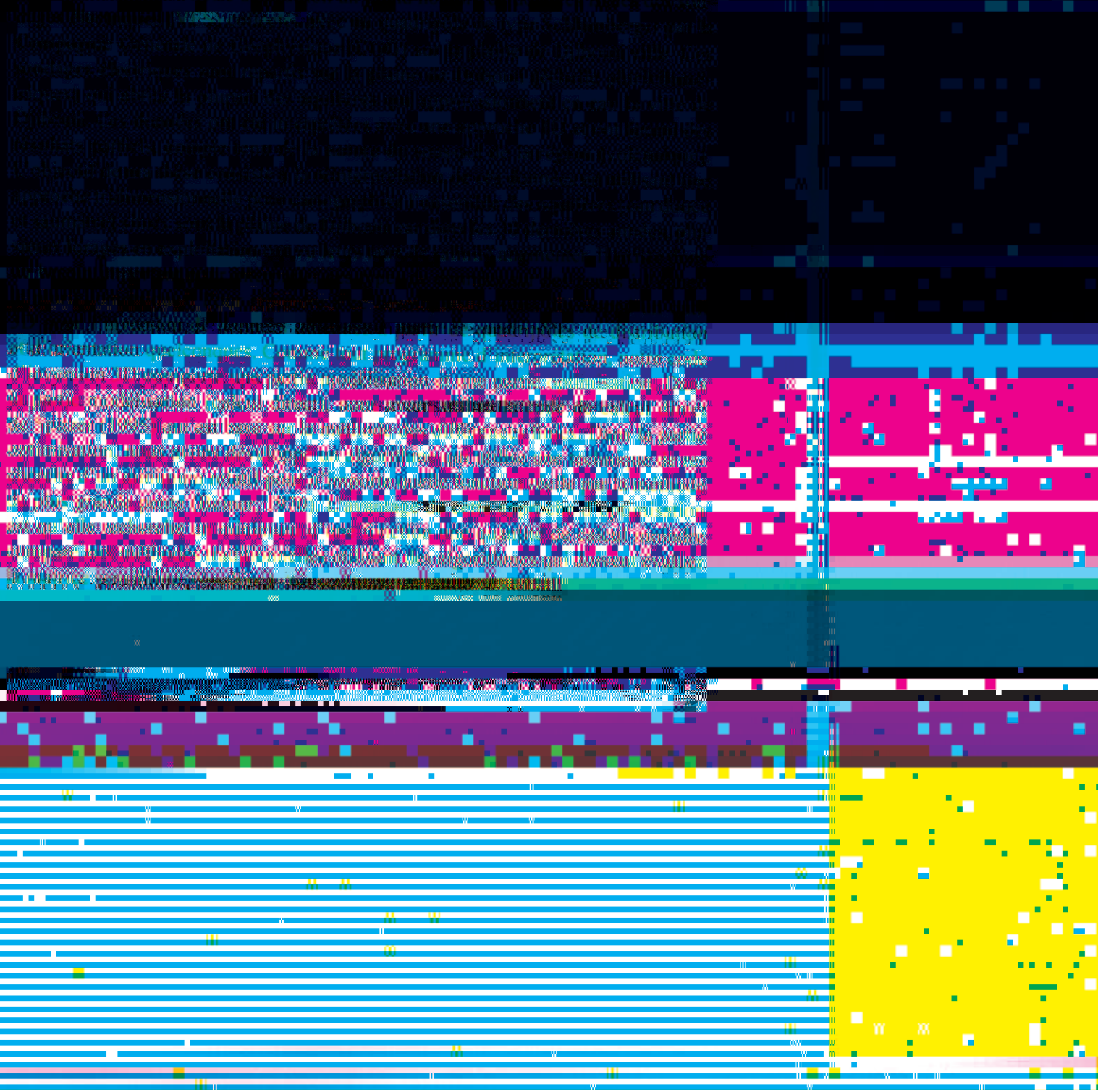
www.researchgate.net



de la conductivité électrique (ou la résistivité électrique) du sous-sol. Cette opération d'injection et de mesure du potentiel est répétée en déplaçant les électrodes (courant et potentiel) et on obtient une série de mesures qu'il s'agit de modéliser afin d'obtenir un modèle électrique du sous-sol. Ainsi, l'imagerie 2D très utilisée de nos jours en tomographie électrique consiste à restituer une section verticale de la résistivité à l'aide de méthodes d'inversion. Malgré son utilisation répandue en hydrogéologie, l'imagerie électrique 2D présente des limitations, en particulier dans les milieux à géométrie complexe tels que les milieux volcaniques qui sont des

milieux hétérogènes et anisotropes (Bissegger, 1999; Bissmann et al., 2001; Bissmann et al., 2002; Bissmann et al., 2003; Bissmann et al., 2004; Bissmann et al., 2005; Bissmann et al., 2006; Bissmann et al., 2007; Bissmann et al., 2008; Bissmann et al., 2009; Bissmann et al., 2010; Bissmann et al., 2011; Bissmann et al., 2012; Bissmann et al., 2013; Bissmann et al., 2014; Bissmann et al., 2015; Bissmann et al., 2016; Bissmann et al., 2017; Bissmann et al., 2018; Bissmann et al., 2019; Bissmann et al., 2020; Bissmann et al., 2021; Bissmann et al., 2022; Bissmann et al., 2023; Bissmann et al., 2024; Bissmann et al., 2025).

(Bissmann et al., 2004; Tsourios, 2004; Gunther, 2004; Chambers et al., 2007; Santos and Sultan, 2008). Néanmoins l'imagerie électrique 3D reste utilisable sur



## Stratégie d'inversion

### Problème direct

Dans le cas des méthodes électriques, la modélisation (ou le calcul direct) consiste à calculer la réponse du modèle à l'injection d'un courant continu. Le modèle consiste en un demi-espace dans lequel on peut définir la distribution de la résistivité électrique de façon quelconque. La réponse du modèle peut être calculée soit analytiquement, soit numériquement selon la complexité du problème. Pour un milieu possédant des structures simples, par exemple tabulaires, une approche analytique permet de calculer la réponse du modèle.

Le calcul de la réponse du modèle est effectué en utilisant des méthodes numériques. Les méthodes numériques sont classées en deux catégories : les méthodes analytiques et les méthodes numériques. Les méthodes analytiques sont basées sur des solutions analytiques de l'équation de Laplace. Les méthodes numériques sont basées sur des solutions numériques de l'équation de Laplace.

Les méthodes analytiques sont généralement plus rapides que les méthodes numériques, mais elles sont limitées à des géométries simples. Les méthodes numériques sont plus flexibles et peuvent être appliquées à des géométries complexes. Cependant, elles sont généralement plus coûteuses en termes de calcul.

Il existe plusieurs méthodes numériques pour résoudre l'équation de Laplace. Les méthodes de différences finies (FDM) et de volumes finis (FVM) sont les plus couramment utilisées. Les méthodes de différences finies sont basées sur une discrétisation du domaine en un maillage de points. Les méthodes de volumes finis sont basées sur une discrétisation du domaine en un maillage de volumes.

Les méthodes de différences finies sont généralement plus précises que les méthodes de volumes finis, mais elles sont plus sensibles aux erreurs de troncature. Les méthodes de volumes finis sont plus robustes et peuvent être appliquées à des géométries complexes. Cependant, elles sont généralement moins précises que les méthodes de différences finies.

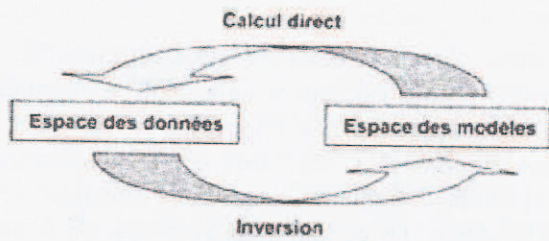
Il existe également des méthodes hybrides qui combinent les avantages des méthodes analytiques et numériques. Ces méthodes sont généralement plus précises et plus rapides que les méthodes purement numériques. Cependant, elles sont généralement plus complexes à mettre en œuvre.

Le choix de la méthode numérique dépend de la complexité du problème et des ressources disponibles. Pour des géométries simples, les méthodes analytiques sont généralement préférées. Pour des géométries complexes, les méthodes numériques sont généralement préférées.

Il est important de noter que la précision des méthodes numériques dépend de la taille du maillage. Plus le maillage est fin, plus la solution est précise. Cependant, une taille de maillage plus fine entraîne également une augmentation du coût de calcul.

En conclusion, la modélisation et le calcul direct sont des étapes essentielles de la stratégie d'inversion. Le choix de la méthode numérique dépend de la complexité du problème et des ressources disponibles. Il est important de choisir la méthode la plus adaptée à la situation.

Les méthodes numériques sont classées en deux catégories : les méthodes analytiques et les méthodes numériques. Les méthodes analytiques sont basées sur des solutions analytiques de l'équation de Laplace. Les méthodes numériques sont basées sur des solutions numériques de l'équation de Laplace.



### Choix de stratégie de l'inversion

Il existe des approches théoriques qui permettent de résoudre de façon explicite le problème inverse. Or dans toute science expérimentale, les données réelles contiennent des erreurs (bruit) qui se propagent facilement aux paramètres du modèle. A cela s'ajoute également le fait que nous ne disposons que d'un nombre fini d'informations.

## Résultats

En dépit de la bonne couverture des sondages électriques issus de la campagne géophysique de 1987, il nous est apparu impossible d'interpréter l'ensemble des données dans une seule approche 3D. Rappelons-le, ces VES sont à la base destinés pour une interprétation 1D. C'est à dire que les dispositions nécessaires pour une inversion 3D (maillage régulier dans les deux directions x, y) ne sont pas remplies pour tous les sondages. De ce fait, nous avons décidé de sélectionner des zones avec une grande densité de sondages pour pouvoir les interpréter correctement. Après cette sélection, nous avons obtenu deux groupes de sondages électriques repartis sur deux zones assez proches situées au Nord à proximité du volcan de Hayyabley comme le montre la figure 1. L'intérêt de ces zones pour l'étude est qu'il existe d'autres données géophysiques, notamment 3 stations MT.

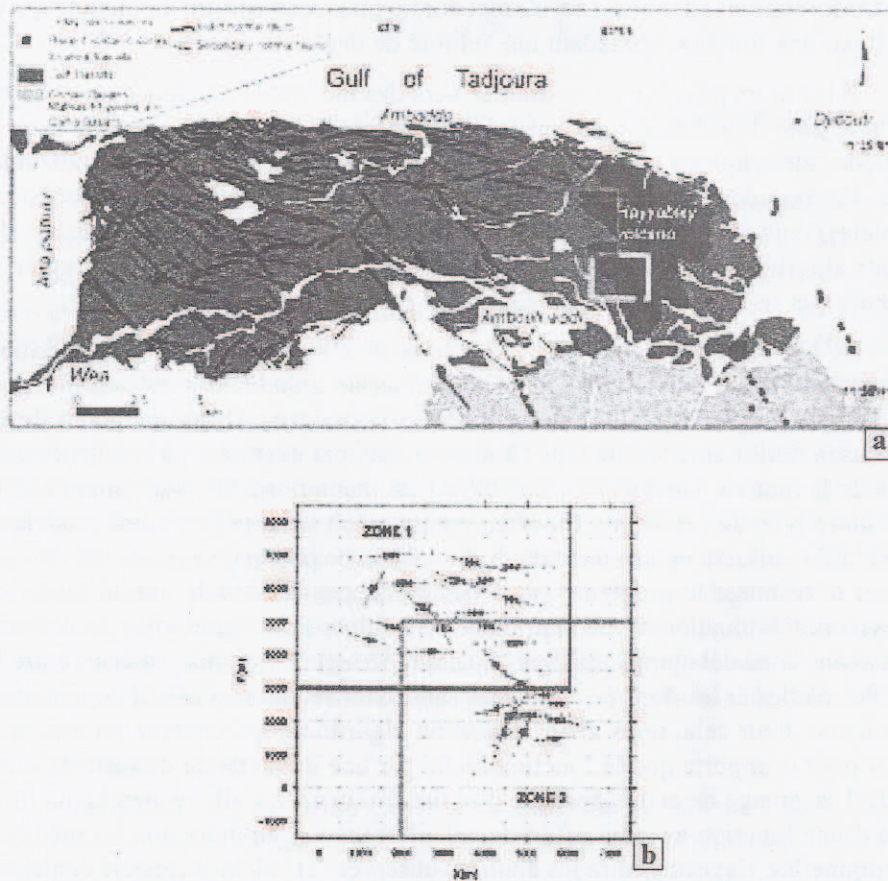
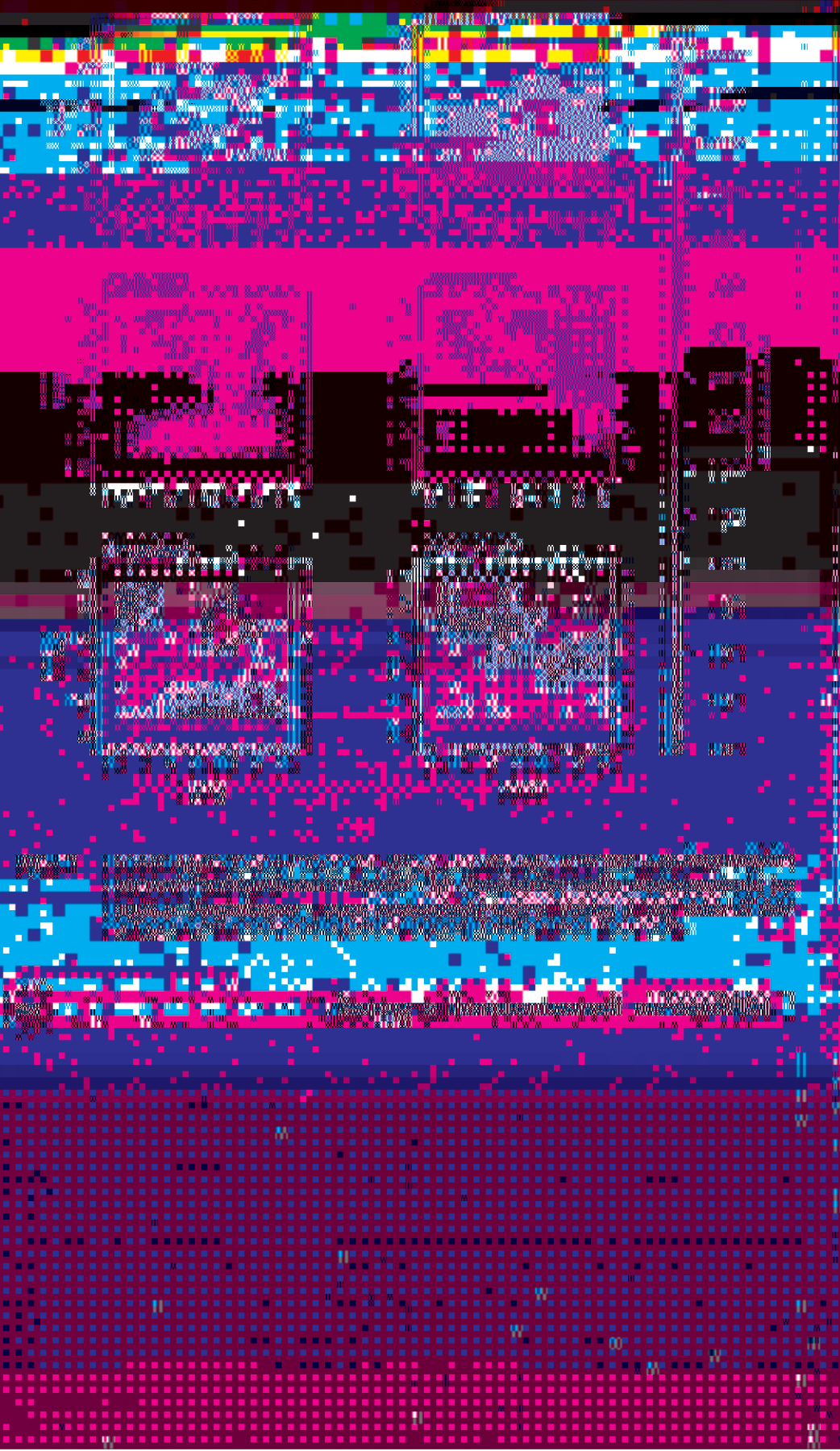


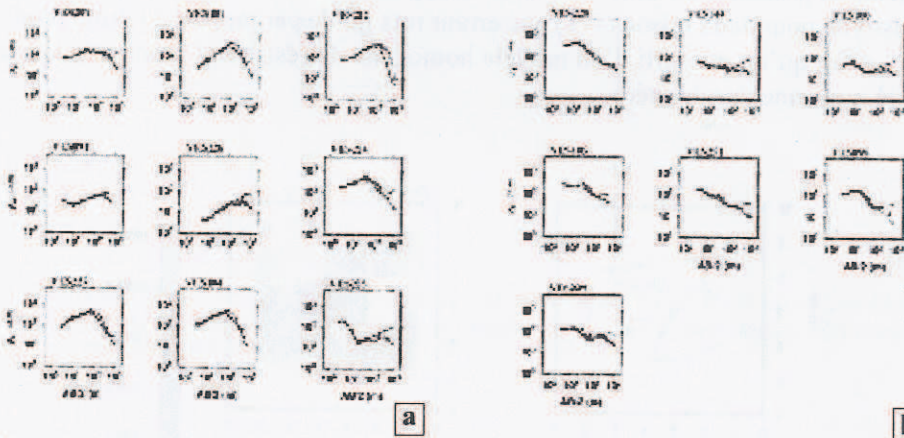
Fig. 1: (a) Carte de fracturation des basaltes du Golfe avec la localisation des zones d'étude. (b) Carte de détail des zones 1 et 2.



Pour définir ce modèle, nous avons commencé par effectuer une inversion 1D de chaque sondage puis nous avons construit un modèle 3D en interpolant les modèles 1D. Pour l'inversion 1D, nous avons choisi de discrétiser le milieu de façon uniforme avec des modèles à 5 couches en fixant le paramètre correspondant aux épaisseurs des couches à 3, 7, 15, 25 et 50m. Le modèle 3D interpolé obtenu



d'une part et d'autre part la réponse du modèle final (en rouge) et les données réelles. La réponse du modèle initial s'ajuste correctement aux données pour les faibles profondeurs, tandis que pour les couches plus profondes, cet ajustement est détérioré. Pour le modèle de résistivité final, on observe un bon ajustement entre sa réponse (courbes rouges) et les observations avec une erreur rms qui passe de 61 % à 8 %. Cependant, on constate que pour certains sondages, la réponse du modèle final a du mal à s'ajuster aux données pour les plus grandes profondeurs, en particulier les sondages VES225, VES098 et VES229 (fig 4).

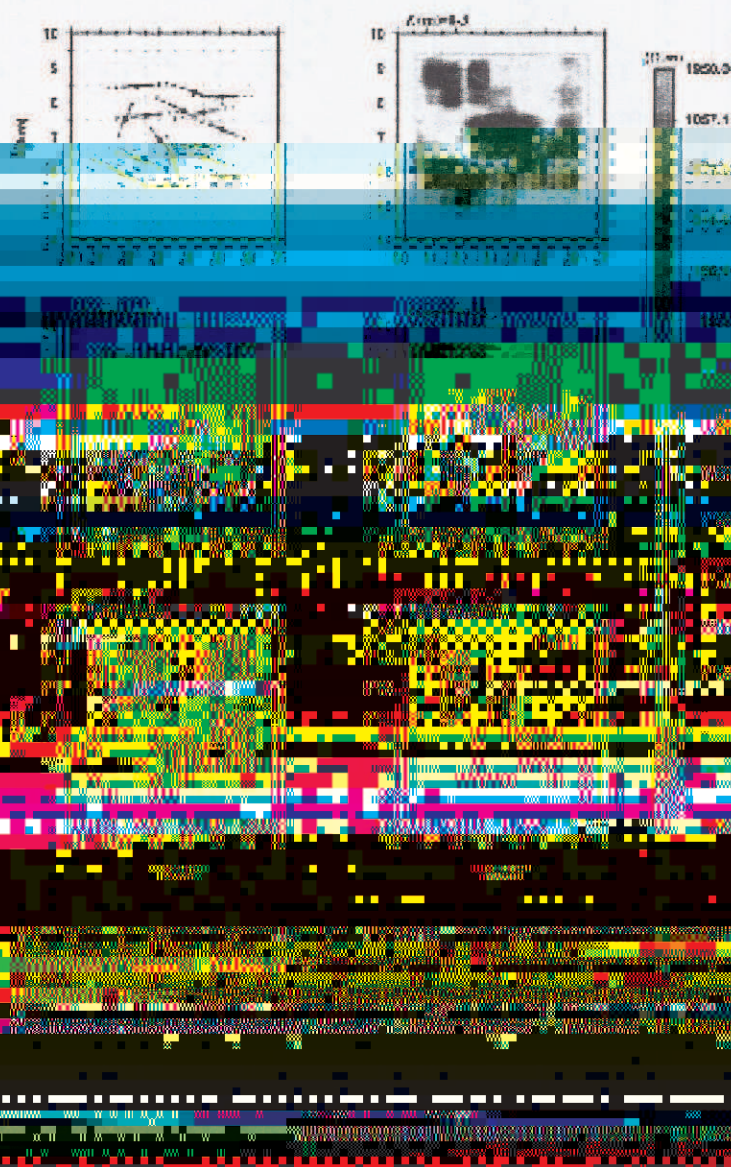


**Fig. 4 :** (a), (b) Réponses du modèle de résistivité final et du modèle interpolé (modèle initial). Points noirs : Données réelles. Courbes rouges : Réponse du modèle 3D final pour chaque sondage. Courbes bleues : Réponse du modèle interpolé (modèle initial).

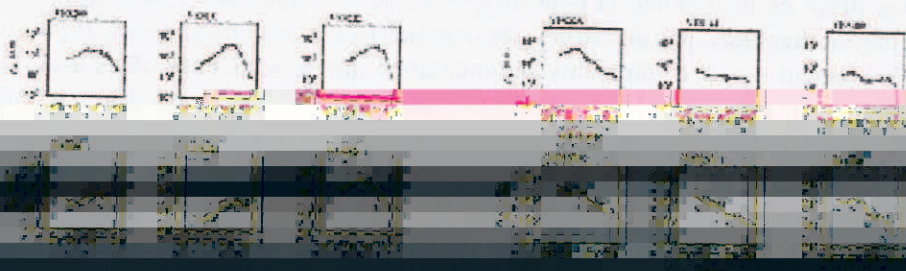
Le modèle de résistivité obtenu est illustré sur la figure 5. Le résultat de l'inversion 3D montre des différences notables avec le modèle de départ et indique clairement un milieu hétérogène constitué majoritairement par des structures résistantes avec quelques anomalies conductrices sur les 4 premières couches (0-50m). A partir de 50 m de profondeur, on observe un milieu plus conducteur avec quelques hétérogénéités résistantes. On note également une structure conductrice dans la partie Nord-est du modèle.

Nous allons maintenant inverser le même jeu de données avec un modèle initial différent du précédent pour tester l'influence du modèle initial. Pour cette nouvelle inversion, nous allons considérer comme modèle à priori un modèle homogène de 100 Ohm.m, une valeur proche de la moyenne de la résistivité apparente des observations (120 Ohm.m). La figure 6 montre la réponse du modèle obtenu avec cette nouvelle inversion. On remarque qu'on obtient un bon ajustement entre la réponse du modèle et les données avec une erreur rms de 7 %. L'ajustement entre

de l'inversion 3D des données électriques est porté sur la figure 7. Sur ce deuxième modèle, nous avons également un milieu hétérogène majoritairement résistant avec quelques structures conductrices sur les 50 premiers mètres. Entre 50 et 100 m le milieu résistant laisse place à un milieu plus conducteur, néanmoins avec des anomalies résistantes sur la diagonale NO-SE du modèle. En partant de deux modèles initiaux différents, l'inversion 3D fournit donc deux modèles de résistivité similaires, ce qui suggère que les structures imagées sont robustes. Par la suite, en particulier dans l'interprétation, nous allons considérer le modèle de résistivité obtenu en partant d'un modèle initial homogène. Nous avons choisi ce modèle de résistivité pour deux raisons : (1) une erreur rms faible par rapport à l'autre modèle. (2) Le fait qu'on est parti d'un modèle homogène de résistivité proche de la résistivité moyenne des données.



Pour la première zone d'étude (fig 7), nous avons un milieu résistant plus ou moins homogène dans les 25 premiers mètres et au-delà de 25 m, on observe un milieu hétérogène avec une direction structurale résistante NO-SE. De part et d'autre de cette direction structurale résistante, il apparaît 2 unités conductrices.



## Conclusion

L'inversion 3D effectuée sur les données réelles de la première zone sélectionnée dans la plaine de Djibouti-ville a mis en évidence un milieu hétérogène avec une direction structurale résistante NO-SE. Cette structure résistante se prolonge jusqu'en profondeur et pourrait être associée à une coulée de basaltes. Elle est parfois traversée par des structures conductrices à certains endroits. Il pourrait probablement s'agir d'intrusions sédimentaires qui se sont intercalées à la coulée basaltique. Le modèle de résistivité électrique obtenu montre des anomalies conductrices à partir de 25 m de profondeur. Ces anomalies conductrices pourraient probablement être des réservoirs d'eau saumâtre. Si c'est le cas, ceci montre que la distribution des eaux saumâtres sur l'aquifère qui alimente en eau la ville de Djibouti est incontestablement discontinu ce qui corrobore les résultats observés sur le site expérimental hydrologique (SEH).

## Bibliographie

- Beiner J. Fortran routine mindef for function minimization. Institut de Physique, Univ. Of Neuchatel, Switzerland, 65 :1\_13, 1970.
- Bentley L. R. et Gharibi M. Two- and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. *Geophysics*, 69 :674\_680, 2004.
- Binley A., Cassiani G., Middleton R., et Winship P. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, 267 :147\_159, 2002.
- Boonchaisuk S., Vachirastienchai C., et Siripunvaraporn W. Two-dimensional direct current (dc) resistivity inversion : Data space occam's approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168 :204\_211, 2008.
- Chambers J. E., Wilkinson P. B., Weller A. L., Meldrum P. I., Ogilvy R. D., et Caunt S. Mineshaft imaging using surface and crosshole 3d electrical resistivity tomography : A case history from the east pennine coal field, uk. *Journal of Applied Geophysics*, 62 :324\_337, 2007.
- Coggon J. H. Electromagnetic and electrical modelling by the finite element method. *Geophysics*, 36 :132\_155, 1971.
- Dey A. et Morrison H. F. Resistivity modelling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. *Geophysics*, 44 :753\_780, 1979.
- Ellis R. G. et Oldenburg D. W. Three-dimensional resistivity inversion using a conjugate gradient approach. *Geophysics*, 57 :1173\_1181, 1992.

- Santos F. A. M et Sultan S. A. On the 3-d inversion of vertical electrical soundings: Application to the main tectonic area of the Arabian Shield. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102, 12, 14711-14724.

1998. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12, 15511-15524.

1999. *Journal of Geophysical Research*, 104, 12, 15511-15524.

2000. *Journal of Geophysical Research*, 105, 12, 15511-15524.

2001. *Journal of Geophysical Research*, 106, 12, 15511-15524.

2002. *Journal of Geophysical Research*, 107, 12, 15511-15524.

2003. *Journal of Geophysical Research*, 108, 12, 15511-15524.

2004. *Journal of Geophysical Research*, 109, 12, 15511-15524.

2005. *Journal of Geophysical Research*, 110, 12, 15511-15524.

2006. *Journal of Geophysical Research*, 111, 12, 15511-15524.

2007. *Journal of Geophysical Research*, 112, 12, 15511-15524.

2008. *Journal of Geophysical Research*, 113, 12, 15511-15524.

2009. *Journal of Geophysical Research*, 114, 12, 15511-15524.

2010. *Journal of Geophysical Research*, 115, 12, 15511-15524.

2011. *Journal of Geophysical Research*, 116, 12, 15511-15524.

2012. *Journal of Geophysical Research*, 117, 12, 15511-15524.

2013. *Journal of Geophysical Research*, 118, 12, 15511-15524.

2014. *Journal of Geophysical Research*, 119, 12, 15511-15524.

2015. *Journal of Geophysical Research*, 120, 12, 15511-15524.

2016. *Journal of Geophysical Research*, 121, 12, 15511-15524.

2017. *Journal of Geophysical Research*, 122, 12, 15511-15524.

2018. *Journal of Geophysical Research*, 123, 12, 15511-15524.

2019. *Journal of Geophysical Research*, 124, 12, 15511-15524.

2020. *Journal of Geophysical Research*, 125, 12, 15511-15524.

2021. *Journal of Geophysical Research*, 126, 12, 15511-15524.

2022. *Journal of Geophysical Research*, 127, 12, 15511-15524.

2023. *Journal of Geophysical Research*, 128, 12, 15511-15524.

2024. *Journal of Geophysical Research*, 129, 12, 15511-15524.

2025. *Journal of Geophysical Research*, 130, 12, 15511-15524.

2026. *Journal of Geophysical Research*, 131, 12, 15511-15524.

2027. *Journal of Geophysical Research*, 132, 12, 15511-15524.

2028. *Journal of Geophysical Research*, 133, 12, 15511-15524.

2029. *Journal of Geophysical Research*, 134, 12, 15511-15524.

2030. *Journal of Geophysical Research*, 135, 12, 15511-15524.

2031. *Journal of Geophysical Research*, 136, 12, 15511-15524.

2032. *Journal of Geophysical Research*, 137, 12, 15511-15524.

2033. *Journal of Geophysical Research*, 138, 12, 15511-15524.

2034. *Journal of Geophysical Research*, 139, 12, 15511-15524.

2035. *Journal of Geophysical Research*, 140, 12, 15511-15524.

2036. *Journal of Geophysical Research*, 141, 12, 15511-15524.

2037. *Journal of Geophysical Research*, 142, 12, 15511-15524.

2038. *Journal of Geophysical Research*, 143, 12, 15511-15524.