



Aplicação do Método Eletromagnético no Domínio do Tempo (TDEM) para mapeamento do maciço rochoso da Formação São Roque, São Paulo - SP

Cassiano Antônio Bortolozo, IAG/USP e IAG Jr., David Nakamura Leite, IAG/USP e IAG Jr. Gabriela Serejo, IAG Jr., Marina Lopes, IAG Jr e Uivaldo Oliveira, IAG Jr.

Copyright 2015, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 3-6, 2015.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

The main aim of this paper is to map the granitic rock and the conductive zones in the region of Jaguaré in São Paulo- SP Brazil with the electromagnetic method in time domain- TDEM.

In the field was executed nine soundings and five of them it was possible to interpret. Four soundings show three different layers, with approximately 350 meters of granitic rocks.

The most conductive layer is associated with water present in cavities within the granite.

Introdução

Segundo McNeill (1994) e Ferguson et al. (1999), o método eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) começou a ser amplamente utilizado nos anos 80 para estudos de mineração devido a sua grande capacidade de penetração e resolução.

Vantagens como eficiência em delimitar a interface entre rochas com altas e baixas resistividades elétricas, investigar grandes profundidades com arranjos de campo simples. Além de não precisar considerar o efeito estático, já que os eletrodos metálicos são dispensados no arranjo de aquisição.

A partir da mineração, o uso do TDEM para os mais diversos fins se difundiu no mundo, principalmente em estudos hidrogeológicos que buscam fontes de água subterrânea das mais diversas formas, da procura por vales enterrados na Dinamarca (Jørgense et al. 2003, Danielsen et al., 2003), estudos de aquíferos fraturados (Krivochieva & Choueau, 2003), e até o mapeamento de zonas de água doce em meio a águas salobras (Nielsen et. al., 2006).

Este trabalho apresenta os resultados obtidos pela IAG Jr. (Empresa Júnior do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas), da Universidade de São Paulo-USP contratada pela MsLpc (Milissegundo Engenharia e

Comércio Ltda Lavra-Projeto e Consultoria) com o uso do TDEM para caracterização do subsolo e definir a espessura da camada granítica na mineração Iudice Ltda., empresa responsável pela extração e fornecimento de agregados minerais para a construção civil na região metropolitana de São Paulo.

Área de estudo

A Iudice Ltda. está localizada na cidade de São Paulo-SP (Figura 1), no bairro de Jaraguá.

Segundo Dantas (1990), a área está inserida no contexto geológico do Maciço de Taipas e afloram exclusivamente rochas graníticas de composição monzogranítica, com textura porfírica de matriz fanerítica média, leucocrática e holocristalina.

O maciço é representado pelo conjunto de três *stocks* graníticos de idade entre 620 e 600 Milhões de anos, intrusivos em rochas metassedimentares (Grupo São Roque).



Figura 1 – Imagem ilustrativa e sem escala da localização da cidade de São Paulo. (Adaptado de Virtual Educa 2007).

Metodologia

O método TDEM é usado para se obter a variação da resistividade elétrica em função da profundidade. Entretanto, a maneira de se obter esse parâmetro é diferente de uma Sondagem Elétrica Vertical (SEV), pois o TDEM mede o decaimento do campo magnético

secundário (correspondente aos materiais no subsolo) com o tempo (Bortolozzo, 2011). Para isso, inicialmente injeta-se uma corrente contínua num loop de forma quadrada ou retangular.

Segundo a lei de Ampère, toda corrente elétrica possui um campo magnético associado:

$$\oint_c \vec{B} \cdot d\vec{l} = \iint_s \mu_0 \cdot \vec{j} \cdot \vec{n} \cdot dS \quad (1)$$

Onde:

\vec{B} – Campo magnético associado.

μ_0 – Permeabilidade magnética no vácuo.

\vec{j} – Densidade de corrente.

No entanto, esse campo não induz correntes elétricas no substrato, uma vez que, o campo magnético é estacionário, ou seja, constante no tempo. Para que correntes elétricas sejam induzidas em subsuperfície é necessário provocar uma variação do campo magnético. Assim, corta-se a corrente elétrica por um breve período de tempo (*Turn-off*) de modo que o campo magnético varie. Segundo a Lei de Faraday (Equação 2), uma variação do campo eletromagnético no tempo induz uma força eletromotriz (F.E.M). Essa força eletromotriz induz correntes elétricas em subsuperfície ou correntes *eddy*.

$$\oint_c \vec{E} \cdot d\vec{l} = \iint_s \left(-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}\right) \cdot \vec{n} \cdot dS \quad (2)$$

Onde:

\vec{E} – Campo elétrico associado.

$\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$ – Variação do campo magnético ao longo do tempo.

As correntes induzidas sofrem atenuação do meio, pois o mesmo apresenta diferentes valores de resistividade. A atenuação das correntes *eddy* faz com que o campo magnético ao redor dela continue variando e, dessa forma, novas correntes são formadas em subsuperfície por indução. À medida que o tempo passa, as correntes penetram mais no solo.

Em superfície, a variação do campo magnético secundário provocado pelas correntes *eddy* é medida através de uma bobina receptora.

Na bobina receptora, uma força eletromotriz provocada pela variação do campo magnético secundário é captada.

Esse sinal é convertido em uma curva da taxa de decaimento do campo magnético secundário pelo tempo e é registrado em *Gates* que são janelas ou intervalos de tempo em que o sinal é registrado. Esses intervalos aumentam conforme o sinal decai, pois como a intensidade diminui, é necessário um maior intervalo de tempo para que a razão sinal/ruído seja mensurável. O processo descrito pode ser resumido na Figura 2.

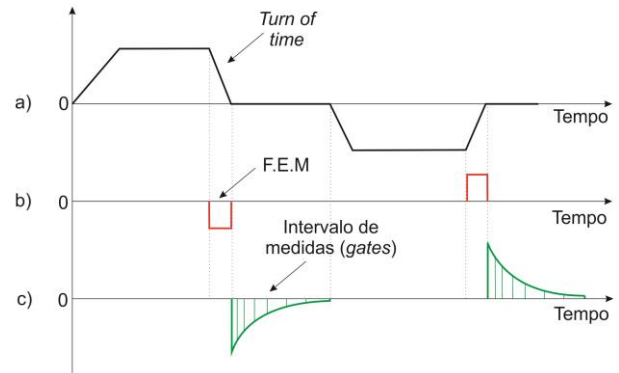


Figura 2 - Princípios físicos do método TDEM. (a) A corrente no loop indutor é desligada. (b) A variação do campo magnético primário induz uma F.E.M em subsuperfície. (c) A força eletromotriz induz correntes *eddy* no solo que irão induzir um campo magnético secundário (Adaptado de McNeill, 1990).

Ao contrário de outros métodos eletromagnéticos, o TDEM sofre pouca influência de ruídos originados por fontes naturais. As maiores fontes de ruído para o TDEM de fato são artefatos feitos pelo homem. Sørensen et al. (2000) divide as fontes de ruído para o TDEM na forma de dois tipos diferentes de acoplamento: o galvânico e o capacitivo.

O acoplamento galvânico acontece quando um condutor normalmente não natural está em contato galvânico com o solo, por exemplo linhas de transmissão de energia com torres aterradas. Quando o transmissor TDEM é ligado, induz corrente nas camadas do subsolo. Uma vez que a fonte de ruído está em contato com o subsolo, o TDEM acaba também induzindo correntes na fonte de interferência. Isso forma um circuito LR (indutor/resistor) que apresenta um decaimento do campo de forma exponencial com o tempo. Isso faz com que os dados obtidos no final tenham uma interpretação errônea de camadas de baixa resistividade. Esse tipo de ruído não pode ser removido dos dados, entretanto o maior agravante desse efeito é que ele só é identificado na comparação da sondagem em questão com sondagens relativamente próximas.

No acoplamento capacitivo, a fonte de ruído é algum material metálico envolto por um isolante, como um cabo elétrico. Nesse caso, o condutor (o fio metálico) juntamente com o envoltório isolante (isolamento do cabo) acaba formando no subsolo um capacitor, transformando a área num circuito RLC (resistor/indutor/capacitor). O transmissor então carrega o capacitor através da indução e ele, por sua vez, decai de forma oscilante. Esse decaimento oscilante do “capacitor” gera nos dados uma perturbação claramente visível. Não há forma de retirar esse tipo de ruído, porém fica evidente a perturbação na curva e ela pode ser descartada.

Resultados e discussões

Os dados foram adquiridos em duas campanhas de campo, ambas realizadas em Agosto de 2014, totalizando nove sondagens. Destas, cinco foram possíveis de serem interpretadas e podem ser consideradas como resultados. Na Figura 3, encontram-se a disposição de algumas sondagens executadas.



Figura 3 - Disposição de algumas sondagens adquiridas na Iudice Mineração Ltda. (Fonte: Google Earth).

O equipamento utilizado em campo para uma sondagem TDEM é composto por uma bobina receptora (Figura 4a), um receptor - *pumpking* (Figura 4b), um transmissor e um gerador (Figura 4c). O gerador é alimentado à gasolina e fornece uma potência de 2 kW. Essa potência pode fornecer o valor de até 30A de intensidade de corrente, neste trabalho foi possível atingir 28 A no campo.

O equipamento usado permite trabalhar em três frequências distintas: 30 Hz, 7,5 Hz e 3 Hz. Cada frequência investiga um nível diferente de profundidade. Frequências maiores investigam porções mais rasas, ao passo que, frequências menores investigam porções mais profundas da subsuperfície.



Figura 4 - Equipamentos utilizados em uma sondagem TDEM. (a) bobina receptora; (b) *pumpking*; (c) transmissor e gerador; (d) equipamento complet

Todas as sondagens foram adquiridas com o arranjo loop-central (Figura 5a), onde a bobina receptora fica localizada no centro do arranjo, uma vez que este arranjo mostra uma boa razão sinal/ruído.

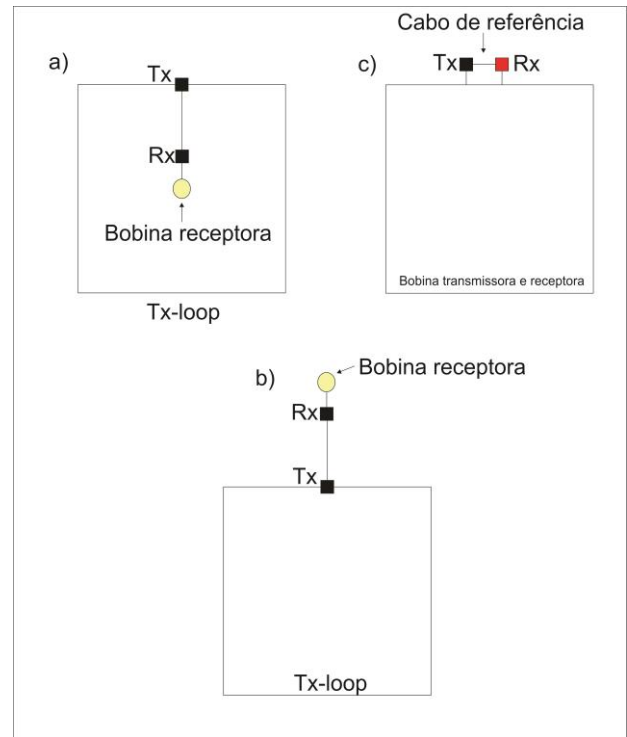


Figura 5 - Modos de aquisição TDEM. (a) arranjo loop central. (b) arranjo loop-loop. (c) arranjo loop-coincidente.

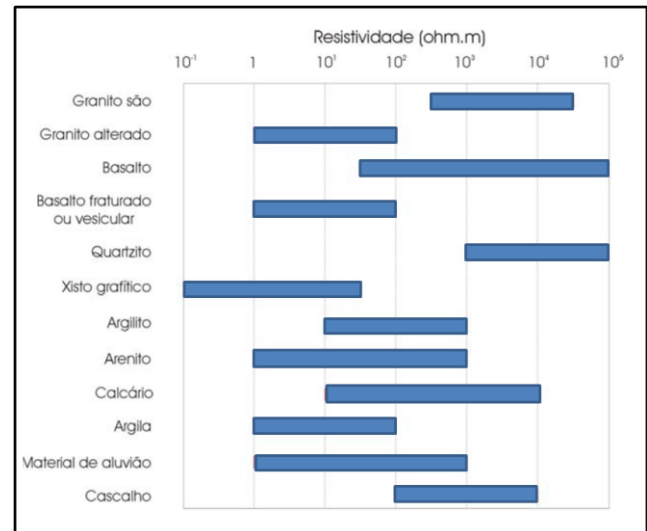


Figura 6 – Resistividade das rochas- Modificada (Telford et. al. (1990).

Sondagem 1 (S-1): O modelo geoeletrico apresenta três camadas distintas com um erro de inversão de 7.2 %. Normalmente, na geofísica, uma sondagem com erro de ajuste de até 10% é considerada boa. A sondagem foi realizada dentro de uma cava com um *loop* (lado de arranjo) de 100 m x 100 m.

De acordo com a literatura de Telford (1990), os diferentes tipos de rochas apresentam resistividades características (Figura 6). Desta forma, como mostrado na figura 7 a primeira camada possui resistividade elétrica de 504 ohm.m e espessura de 358 metros, característico de um granito sã. Em 358 metros de profundidade é verificada uma alteração nos valores de resistividade elétrica. Ela cai abruptamente para 0.5 ohm.m e após isso volta a subir para 43322 ohm.m em 455 metros. Segundo a literatura (Palacky, 1988), valores abaixo de 1 ohm.m podem ser associados à presença de água salobra. Uma possível análise neste caso é a presença de água salobra sugere que possa existir uma cavidade nesta região, preenchida com água rica em sais minerais. Esses sais seriam provenientes da passagem de água entre as fraturas das rochas, o que pode alterar a composição da rocha granítica e conseqüentemente a sua resistividade elétrica é alterada. Como não existem poços que cheguem a esta profundidade na região, é impossível afirmar com precisão se a alteração corresponde realmente a presença de água salobra ou a alguma outra rocha rica em metais, por exemplo.

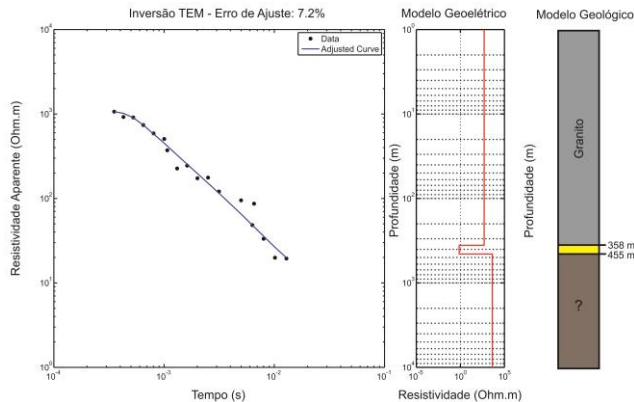


Figura 7 - Resultado da sondagem 1 (S-1) com o modelo geoeletrico e geológico.

Sondagem 2 (S-2): Modelo também apresentou três camadas geoeletricas (Figura 8), realizado em um loop de 80 m x 80 m e um erro de ajuste de dados de 7.2 %. A primeira camada tem uma resistividade elétrica calculada de 1883 ohm.m e corresponde ao granito sã. Essa camada se estende até a profundidade de 315 m, quando os valores de resistividade elétrica sofrem nova variação. Na segunda camada, a resistividade elétrica tem um valor inicial de aproximadamente 31.3 ohm.m, valor este dentro do limite proposto por Telford et al. (1990) (Figura 6) para granito alterado. No entanto, esta mesma camada poderia ser interpretada como um arenito ou argilito. Tal ambigüidade faz parte da interpretação geofísica e só poderia ser completamente solucionada com a presença de dados de poços. A partir de 404 m de profundidade a

resistividade elétrica volta a cair para valores abaixo de 1 ohm.m, interpretado como água salobra como na S-1.

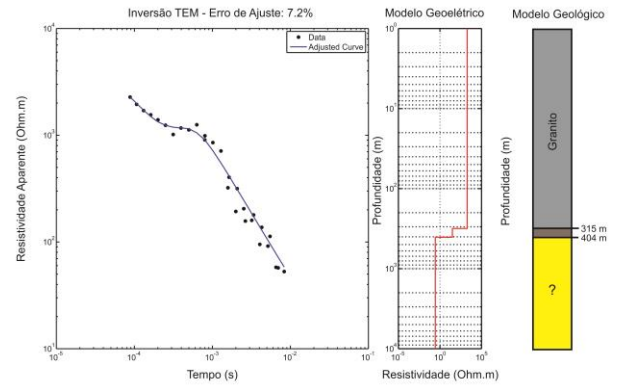


Figura 8 - Resultado da sondagem 2 (S-2) com o modelo geoeletrico e geológico

Sondagem 6 (S-6): A sondagem S-6 possuiu um erro de 4%, sendo melhor em relação as anteriores. O modelo apresenta 3 camadas geoeletricas (Figura 9) e foi realizado em um loop de 100 metros. A primeira camada possui resistividade elétrica de 8286 ohm.m e espessura de 376 metros associada ao granito sã, uma vez que é aflorante e sua resistividade está no intervalo de valores (Figura 6). A partir de 376 metros de profundidade é verificada uma alteração nos valores de resistividade elétrica, reduzindo para 219 ohm.m, o que pode indicar a passagem para um granito mais fraturado. Essas fraturas podem indicar a passagem de água que altera a composição da rocha granítica e sua resistividade elétrica, entretanto sem dados de poços não é possível discernir entre granito alterado e rocha sedimentar, por exemplo. A terceira camada não pode ser interpretada com precisão, já que abaixo de 500 metros o método torna-se impreciso.

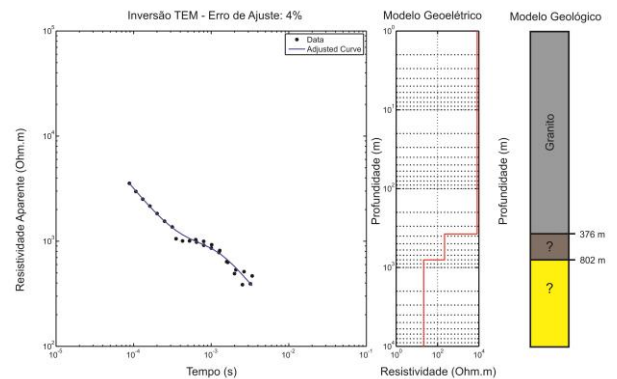


Figura 9 - Resultado da sondagem 6 (S-6) com o modelo geoeletrico e geológico.

Sondagem 7 (S-7): Apesar de apresentar um erro de ajuste 11%, foi possível extrair algumas informações desta sondagem realizada com um arranjo de 40 m x 40 m. O modelo gerado possui duas camadas geológicas (Figura 10). A primeira com uma resistividade de 270 ohm.m e espessura de 336 metros associada ao granito sã. Na segunda camada, os valores de resistividade elétrica diminuem de forma significativa para 1 ohm.m, indicando o fim da camada granítica em 336 metros de profundidade. Regiões, com baixa resistividade normalmente são associadas à presença de água, argila e sais minerais.

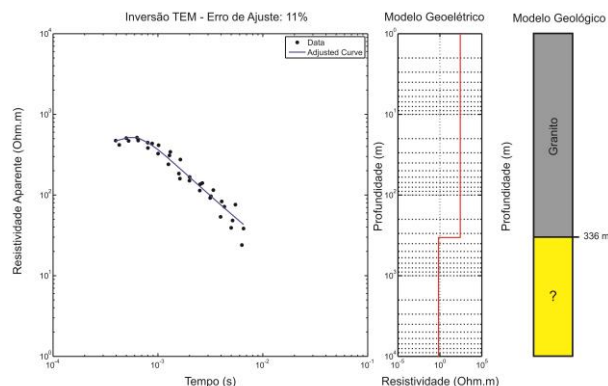


Figura 10 - Resultados finais da inversão da sondagem 8 com modelo geoeletrico e geológico.

Sondagem 9 (S-9): Realizado com um loop de 40 m x 40 m o erro do ajuste apresentou 6.3 %. Novamente, o modelo geoeletrico apresentou 3 camadas (Figura 11). No entanto, desta vez existe uma particularidade. A primeira camada é diferente das demais, isso porque ela apresenta valores de resistividade e espessura menores que as apresentadas anteriormente (16 metros de espessura e 17 ohms.m a resistividade), interpretada assim como solo. Nota-se que, pelo fato dessa camada estar numa posição externa a cava, ela não está em contato com o granito aflorante. A sondagem TDEM indica que ela estaria a 16 m de profundidade do ponto medido. A segunda camada, com resistividade elétrica calculada de 59168 ohm.m é interpretada como o granito. Sua espessura é de aproximadamente 177 m, sendo menor que as encontradas para as posições dentro da cava. Na terceira camada geoeletrica, encontra-se novamente uma área de baixa resistividade (1.3 ohm.m) que pode ser interpretada como uma área rica em sais minerais, água e argila que possivelmente podem ser decorrentes do intemperismo e lixiviação das rochas subjacentes.

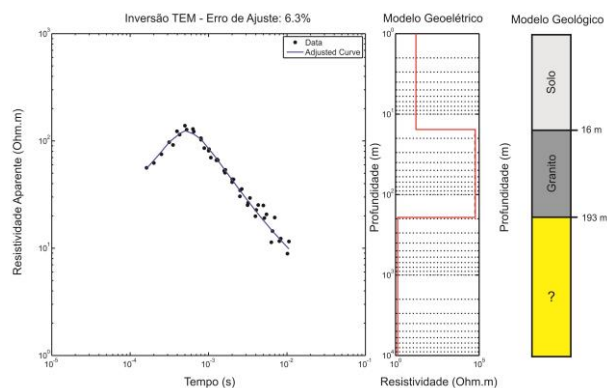


Figura 11 - Resultados finais da inversão da sondagem 9 com modelo geoeletrico e geológico.

Conclusões

O trabalho foi realizado pela IAG Jr., prestando serviço para MsLpc na Ludice Ltda. mineração tinha como objetivo delimitar a espessura do granito na localidade estudada. O TDEM foi o método geofísico empregado para analisar as características elétricas do meio e assim associa-las as resistividades das rochas conhecidas na literatura.

Na região da cava da pedreira, o granito sã atinge profundidade máxima de 376 metros abaixo da sondagem S-6. Todas as sondagens realizadas dentro da cava obtiveram valores de profundidade abaixo de 300 metros.

Além da identificação da rocha sã, zonas muito condutoras foram localizadas abaixo das sondagens S-1, S-9. A resistividade calculada para estes pontos foi abaixo de 1 ohm.m, podendo ser associadas a águas salobra que possivelmente está presente em cavidades dentro do granito.

Referências

- Bortolozzo, C. A. **Inversão conjunta 1D de dados de SEV e TDEM: Aplicações em hidrogeologia.** Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 113p., 2011.
- Danielsen, J.E.; Auken, E.; Jorgensen, F.; Sondergaard, V.; Sørensen, K.I.; 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. **Journal of Applied Geophysics**, v.53, p.181-198.
- Dantas, A. S. L. **Geologia da faixa São Roque e intrusivas associadas na região entre São Paulo e Mairiporã, norte de São Paulo, SP.** Dissertação de Mestrado, IGC/USP, 247p., 1990.
- Ferguson, I. J. et al. Geophysical imaging of a kaolinite deposit at Sylvan, Manitoba, Canada. **Journal of Applied Geophysics**, v. 41, p. 105-129, 1999.

Høyer, A. S. et al. Combined interpretation of SkyTEM and high-resolution seismic data. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 36, p. 1386-1387, 2011.

Jorgensen, F.; Sandersen, P.B.E.; Auken, E.; 2003. Imaging buried Quaternary valleys using transient electromagnetic method. **Journal of Applied Geophysics**, 53, 199-213.

Jørgensen, F. et al. Geological mapping of Moors, Denmark – Study on a large-scale TEM survey. **Bulletin of the geological society of Denmark**, v. 52, p. 53-75, 2005.

Kanta, A. et al. The application of time domain electromagnetic method to characterize the Keritis Basin, in Western Crete, Greece. **Proc. 3rd IASME International Conference on Geology and Seismology**, (GES '09), Cambridge, UK, p. 1-8, 2009.

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

McNeill, J. D. Use of electromagnetic methods for groundwater studies: in Geotechnical and Environmental Geophysics, ed: S.H.Ward, **SEG**, IG#5, Vol. 1: P.191-218, 1990.

McNeill, J.D, 1994, Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding. Tech. **Note TN-27 Geonics Ltd**, Mississauga, Ontario, Canada.

Nielsen, L., Jørgensen N., Gelting, P. Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings: **Journal Applied Geophysics**, 62, 2006, 1-15.

Palacky, G.J. Resistivity characteristics of geologic targets: in Nabighian, M.N., Ed., **Electromagnetic methods in applied geophysics**, 01: Soc. of Expl. Geophys., 53-130, 1988.

Sørensen, K.I., Auken, E., Thomsen, P., 2000. TDEM in groundwater mapping — a continuous approach. **Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problem**.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. **Applied Geophysics**, Cambridge University Press, 2a edição.