

## CDI *VERSUS* INVERSÃO – APLICAÇÃO A DADOS REAIS

Mônica Giannoccaro Von Huelsen<sup>1</sup> e Roberto Alexandre Vitória de Moraes<sup>2</sup>

Recebido em 16 abril, 2007 / Aceito em 20 agosto, 2008  
Received on April 16, 2007 / Accepted on August 20, 2008

**ABSTRACT.** The aim of this paper is to carry out a comparison between two types of 2D electromagnetic modeled sections normally used on AEM data quantitative interpretation especially on those obtained from ATDEM measurements (ATDEM). One is obtained from fast modeling of the secondary magnetic flux decay and is the most common quantitative interpretation tool. The other is of more restrict usage and use 1D inversion techniques. In the first case, the technique transforms the ATDEM responses on a conductivity depth image (CDI) and a glimpse of the subsurface conductivity distribution can be obtained with a fast processing approach. In the second case, the use of a 1D inversion, based on the NLSTCI computational algorithm (short for nonlinear least-squares inversion of transient soundings for a central induction loop) allows to get a similar result but now relying on a wave equation development. It is a mathematically and computationally complex, and more time consuming technique. The two approaches were applied to airborne GEOTEM<sup>TM</sup> system real data, collected on a survey at San Pedro Valley (Southeast Arizona) in 1997. The available data from this region were made available by the USGS and were used in this quantitative analysis. As such, 2D sections were obtained, and from these, maps were generated. The results from 2D sections – conductivity spatial distribution obtained from CDIs and 1D inversions – were volumetrically interpolated (voxels) allowing a 3D representation of the conductivity spatial distribution for the surveyed area.

**Keywords:** AEM, ATDEM, electromagnetic modeling, 3D imaging, CDI, NLSTCI, inversion.

**RESUMO.** Este trabalho tem como objetivo realizar uma comparação de dois tipos de seções eletromagnéticas modeladas em 2D muito usadas nas interpretações quantitativas de dados de aerolevantamentos eletromagnéticos, em especial, naqueles com medições no domínio do tempo (ATDEM). Uma delas é obtida pela modelagem rápida do ramo assíntoto do decaimento do fluxo magnético secundário e é comum na maioria deste tipo de interpretação. A outra é de uso bem mais restrito e emprega técnicas de inversão 1D. No primeiro caso, a técnica transforma a resposta obtida pelo método ATDEM numa imagem da condutividade elétrica em função da profundidade (*conductivity-depth image* – CDI) e assim possibilita ter uma idéia da geometria da condutividade do alvo (modelo geoeletrico), utilizando uma aproximação de processamento rápido. No segundo caso, a utilização de inversão 1D baseada no algoritmo computacional NLSTCI (*Nonlinear Least-Squares Inversion of Transient Soundings for a Central Induction Loop*) permite chegar a resultados semelhantes usando agora desenvolvimento baseado na equação de onda. É uma técnica matematicamente e computacionalmente complexa e de implementação morosa. As duas metodologias foram aplicadas em dados reais obtidos com o sistema GEOTEM<sup>TM</sup>, utilizado no Vale de San Pedro (sudeste do Arizona) em 1997. Os dados desta região foram disponibilizados pelo USGS e foram usados nesta interpretação quantitativa. Assim, foram obtidas inicialmente seções bidimensionais e a partir delas gerados mapas. Em seguida os resultados destas seções 2D – distribuição espacial da condutividade obtidos das CDIs e inversões 1D – foram interpoladas volumetricamente (*voxels*) permitindo uma forma representativa 3D da distribuição espacial da condutividade para a área coberta pelo aerolevantamento.

**Palavras-chave:** aerolevagnetometria (AEM), ATDEM, modelagem eletromagnética, imageamento 3D, CDI, NLSTCI, inversão.

<sup>1</sup>Pós-Graduação em Geologia, IG/UnB, Condomínio Mônaco, Qd. 23, c. 30, km 2 da DF-140, 71680-300 Brasília, DF, Brasil. Tel./Fax: (61) 3274-4553 – E-mail: monisis@unb.br

<sup>2</sup>Hgeolntergeo e IG/UnB, SCLN 111, Bl. C, S220, 70754-530 Brasília, DF, Brasil. Tel./Fax: (61) 3274-4553 – E-mails: rmoraes@hgeolntergeo.com.br / rmoraes@unb.br

## INTRODUÇÃO

Os fundamentos científicos, na interpretação de dados EM, começaram a ser apresentados em 1951, através dos trabalhos de Wait (1951), que descreveu o comportamento de uma esfera condutora na presença de campo magnético.

Têm-se hoje em dia a modelagem de algumas formas elementares como estruturas planares horizontais, condutores esféricos e placas.

Seu uso prático, porém, fica bastante limitado pelos ruídos presentes nos dados medidos devido a problemas com a geometria do sistema transmissor/receptor, da eletrônica destes, das perturbações atmosféricas (esféricos) e a complexidade geológica que as distribuições de condutividade tem, entre outros, dificultado a interpretação EM. Assim, principalmente onde o conhecimento geológico é escasso a interpretação dos dados EM é ainda bastante qualitativa.

Algumas técnicas de interpretação têm sido desenvolvidas como imageamento, modelamento e inversão.

O objetivo deste trabalho reside em comparar duas técnicas disponíveis: imageamento da distribuição da condutividade com a profundidade (CDI) e de inversão 1D, empregadas na interpretação de dados AEM no domínio do tempo (ATDEM). Assim, realizou-se uma aplicação prática usando as duas técnicas (CDI e inversão), onde se obteve dois modelos pseudo-3D que serão comparados. O conjunto de dados ATDEM utilizado foi cedido pelo USGS e se referem à região da Bacia de San Pedro (Arizona – EUA).

## METODOLOGIA

### Pré-processamento dos dados – fase interpretativa

Esta fase corresponde a uma interpretação qualitativa, estudando as diversas assinaturas eletromagnéticas presentes onde aquelas anomalias podem estar indicando um alvo condutivo.

Mapas com os dados do fluxo magnético secundário para cada canal, na componente z, permitem se ter uma idéia do comportamento da resposta EM da região. Neste caso foram destacados quatro canais, cada qual representando um tempo (ou uma profundidade), e foi empregado o interpolador plano da curvatura mínima (Fig. 2).

### CDI

O objetivo do imageamento da subsuperfície é transformar a resposta obtida pelo método ATDEM/TDEM numa imagem da condutividade elétrica em função da profundidade (*conductivity depth image* – CDI) e assim extrair informação sobre a geometria

e a condutividade do alvo (modelo geoeletrico).

O produto apresentado aqui é consequência de uma metodologia desenvolvida para obtenção de CDIs ao longo dos perfis de medição (2D). Suas bases teóricas compreendem um modelo geoeletrico estratificado (1D) da condutividade e o conceito da profundidade atingida pela corrente elétrica induzida máxima. Nele, a determinação da condutividade e a caracterização das camadas estão baseadas num algoritmo de modelagem simplificado (aproximações assintóticas nos tempos tardios).

Obtidas as CDIs estas foram interpoladas espacialmente, usando-se krigagem, e o volume obtido com as condutividades interpretadas fornece uma imagem 3D em subsuperfície desta propriedade física; facilitando sua integração e compreensão final da geologia local (Huelsen et al., 2008).

### Inversão

Nesta fase, fez-se uso do algoritmo computacional NLSTCI (*Non-linear Least-Squares Inversion of Transient Soundings for a Central Induction Loop*) modificado – melhorias no fluxo geral do programa e no processo de convergência da inversão – e testado (Huelsen, 2007). Este programa, em linguagem FORTRAN foi desenvolvido para o sistema VAX-11, por um grupo de estudiosos (Anderson, 1975, 1979, 1981, 1982a, 1982b, 1984) e modificado para uso em ambiente *MS-Windows*.

O processo de minimização dos erros neste *software* utiliza a técnica numérica do Método dos Mínimos Quadrados não linear através de um algoritmo (NL2ITR – *Nonlinear Least Squares Iterations*) desenvolvido originalmente por Dennis et al. (1979) e adaptado e estendido para a regressão não linear forçada por Anderson (1981, 1982a, 1982b).

O programa NLSTCI requer uma função ( $V(t)$  – tensão de decaimento do fluxo magnético secundário em função do tempo) dada abaixo (Eq. 1), cuja solução direta é a base para o modelo inverso:

$$V(t) = \frac{2}{\pi} C \int_0^{\infty} \operatorname{Re} \left[ Hz \frac{(\sqrt{b})}{DC} \right] \cos(bt) db \quad (1)$$

onde:

$V(t)$  = valores observados (discretizados);

$H_z$  = função-resposta no domínio da frequência;

$b$  =  $B^2$ , onde  $B^2$  é o número de indução;

$B^2$  =  $\frac{a}{\delta}$ ;

$\delta$  =  $\sqrt{\frac{2}{\sigma_1 \mu_0 \omega}}$  = *skin depth* da primeira camada;

$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ , permeabilidade magnética;

$w = 2\pi f$ , frequência angular;

$DC =$  limite de  $H_z(0)$ , o qual torna-se:

$$DC = \frac{a^2 I}{[2(a^2 + z^2)^{3/2}]};$$

$t =$  tempo real;

$$C = \frac{(nA)I}{\sigma_1(a^2 + z^2)^{3/2}};$$

$I =$  corrente da fonte;

$n =$  número de espiras da bobina transmissora;

$A =$  área da bobina transmissora;

$\sigma_1 =$  condutividade da primeira camada;

$a =$  raio da bobina transmissora;

$z =$  elevação/altura à superfície da bobina transmissora.

Anderson (1975) utilizou a técnica de convolução através de filtragem digital para determinar o valor de  $V(t)$  (Eq. 1). A idéia é solucionar a transformada de Hankel de ordem 1 – onde  $H_z(w)$  é a função resposta no domínio da frequência – dada por:

$$H_z(w) = \frac{1}{2} I a \int_0^\infty F(x) J_1(\lambda a) d\lambda \quad (2)$$

onde:

$a =$  raio da bobina transmissora;

$I =$  corrente na fonte;

$F(x) =$  função kernel dependente dos parâmetros das camadas, como condutividade e espessura;

$\lambda^2 = u_i^2 + k_i^2$ , onde  $u_i$  e  $k_i$  são o número de onda na  $i$ -ésima camada (especialmente);

$J_1 =$  função de Bessel de ordem 1.

Para obter a transformada de Hankel usa-se convolução numérica, através do programa ZHANKS (Anderson, 1975). A tensão induzida na bobina representa o campo magnético vertical secundário, o qual se encontra no domínio do tempo e registrado com a corrente desligada no transmissor, envolvendo apenas a corrente secundária estabelecida no condutor. A esta resposta, para qualquer intervalo de tempo, é aplicada a transformada de Fourier usando-se filtro desenvolvido pelo Anderson (1975). A função de Bessel (Eq. 2) é obtida através do filtro para bobinas de eixo vertical (Koefoed et al., 1972), e utiliza uma transformada de Hankel (Anderson, 1979).

As técnicas de inversão utilizadas, pelo programa, são as de Newton, Gauss-Newton e Marquardt.

O NLSTCI inverte as medições no sentido de serem obtidas as propriedades físicas ou geométricas, no caso, a condutividade (inversão paramétrica) ou a espessura da camada, respectivamente. O cálculo da tensão secundária em função tempo cria modelos de referência (Farquharson et al., 1999). Cada sondagem é submetida a uma inversão segundo o modelo inicial, melhorado iterativamente para que as tensões de decaimento do campo magnético secundário medidas e modeladas convirjam.

Numa primeira aproximação é feito uma modelagem paramétrica, refinada depois por outra estrutural.

O *software* possui vínculos como: (i) da desigualdade, limitando-se os parâmetros; e (ii) da igualdade absoluta, onde os parâmetros podem ser fixados (Anderson, 1982b). A estes foram acrescidas melhorias através da inserção de informação *a priori* (utilizando o vínculo de desigualdade relativa), que impõe que os valores das estimativas dos parâmetros, especialmente contíguos, estejam mais proximamente possíveis.

## Aplicação a dados reais

### (a) Localização da área do levantamento AEM utilizado

Em 1997 o USGS patrocinou um levantamento AEM na parte superior do Rio San Pedro, cobrindo uma área de 400 km<sup>2</sup> a sudeste do Arizona entre o Forte Huachuca e o Rio San Pedro. Este levantamento abrangeu uma área delimitada pelas latitudes 31°25' N a 31°45' N e longitudes 110°5' WGr a 110°30' WGr (Fig. 1).

Os dados que ilustram o procedimento em discussão (Gettings, 2000; Huelsen et al., 2008) foram coletados por um sistema GEOTEM™ (Palacky & West, 1991) e obtidos em levantamento executado para o USGS em 1997.

### (b) Discussão e aplicação a dados reais

Foram escolhidas como representativas do campo eletromagnético da área as respostas do campo magnético secundário medido, 4 (quatro) canais com dados da componente  $z$ . São mostradas na Figura 2 as anomalias de EM para a componente  $z$  dos canais 14, 2, 6 e 10, relativos às frequências centrais entre 130 Hz e 1.623 Hz.

Na imagem volumétrica das interpolações dos valores espaciais das condutividades interpretadas nas CDIs (Fig. 3a), notam-se que os valores desta situam-se entre 0 S/m a 0,09 S/m em toda a área e que se distribuem em profundidades que variam entre 0 a 1000 m. Foi também gerado outro volume com as condutividades maiores que 0,04 S/m no fito de revelar as regiões mais condutoras na área (Fig. 3b).

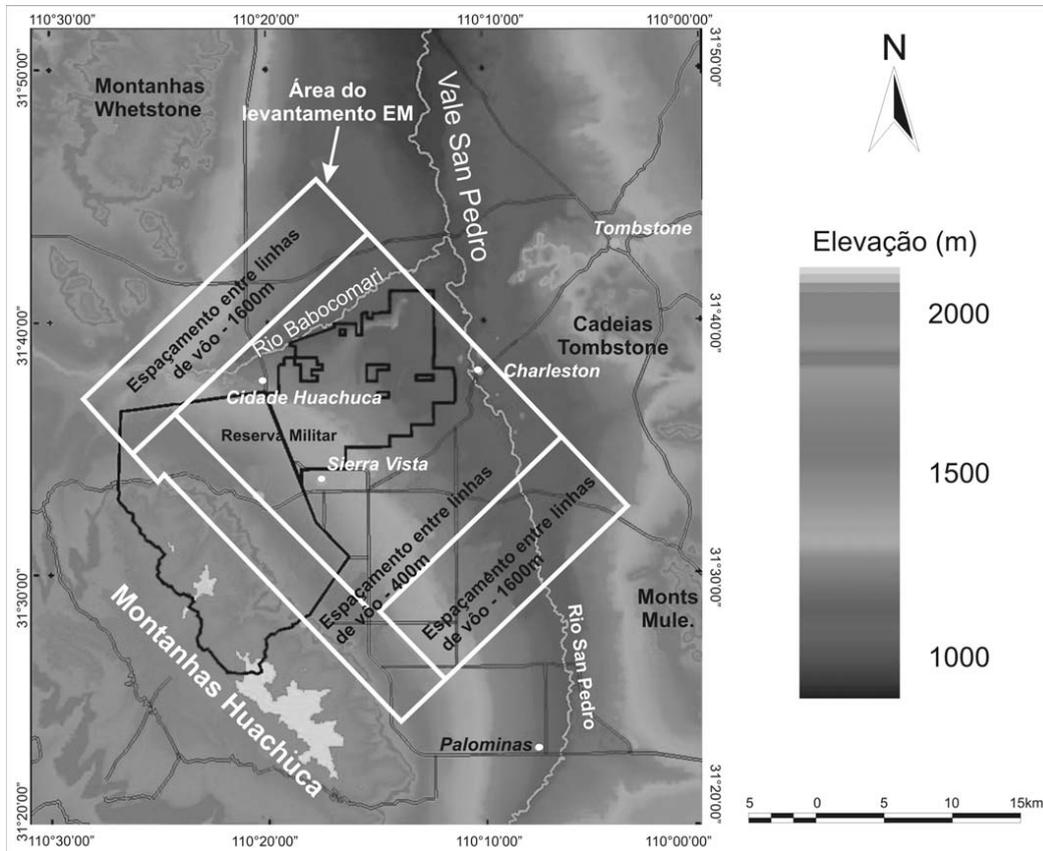


Figura 1 – Mapa de localização do levantamento sobre a imagem do MDT.

Para a interpretação destas sondagens EM agora usando inversão 1D fez-se uma triagem no número de sondagens, reduzindo de cerca de 160.000 curvas de decaimento para 204. Isto se deveu a que o processo de inversão 1D é bastante moroso. Nele cada uma das sondagens escolhidas corresponde à média daquelas dentro de um círculo com raio de 960 m.

Cada curva foi invertida, obteve-se, em média, um conjunto de três condutividades e duas profundidades para cada sondagem. Com estas informações mais a localização dos pontos gerou-se uma matriz 3D cujos dados foram interpolados semelhantemente ao anterior (krigagem) com a geração da distribuição volumétrica das condutividades (Fig. 4a). Observa-se que ela variou de 0 a 0,04 S/m. Fez-se, semelhantemente, uma representação da região com condutividade maior que 0,02 S/m (Fig. 4b).

## DISCUSSÃO

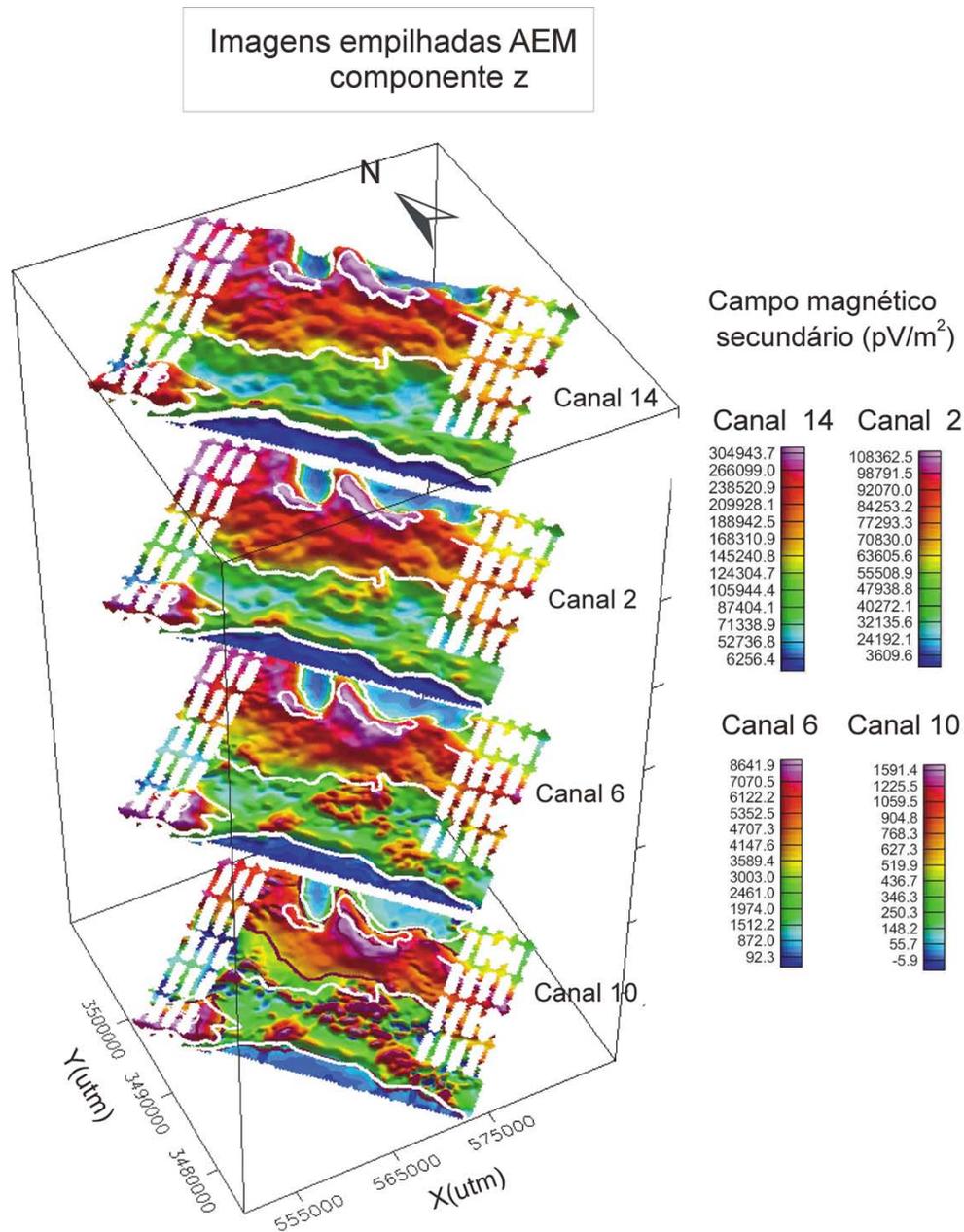
Das imagens obtidas utilizando o pré-processamento e as duas técnicas descritas, podem-se destacar algumas concordâncias encontradas: (i) a área centro-leste, extremo NW e sul apresentam

as maiores condutividades; (ii) as regiões sudoeste (Montanhas Huachuca) e o extremo nordeste, apresentam as menores condutividades.

Tabela 1 – CDI versus inversão (NLSTCI).

Tópicos	CDI	Inversão NLSTCI
Modelos	Camadas subverticais. Verticais e horizontais	Camadas horizontalizadas
Análise quantitativa	Semiquantitativa	Quantitativa
Processo	Solução por equações numéricas utilizando o método da secante. Processo rápido	Processo de inversão moroso
Informação <i>a priori</i>	Não existe	Existe

O imageamento obtido, utilizando a inversão mostrou variações de condutividade de 0 a 0,04 S/m e a profundidade de 100 a 800 m. Com relação às CDIs os valores destes parâmetros estão superestimados, ficando algo em torno de 0,09 S/m e 1600 m, respectivamente. O que se nota é que apesar de ter sido usado



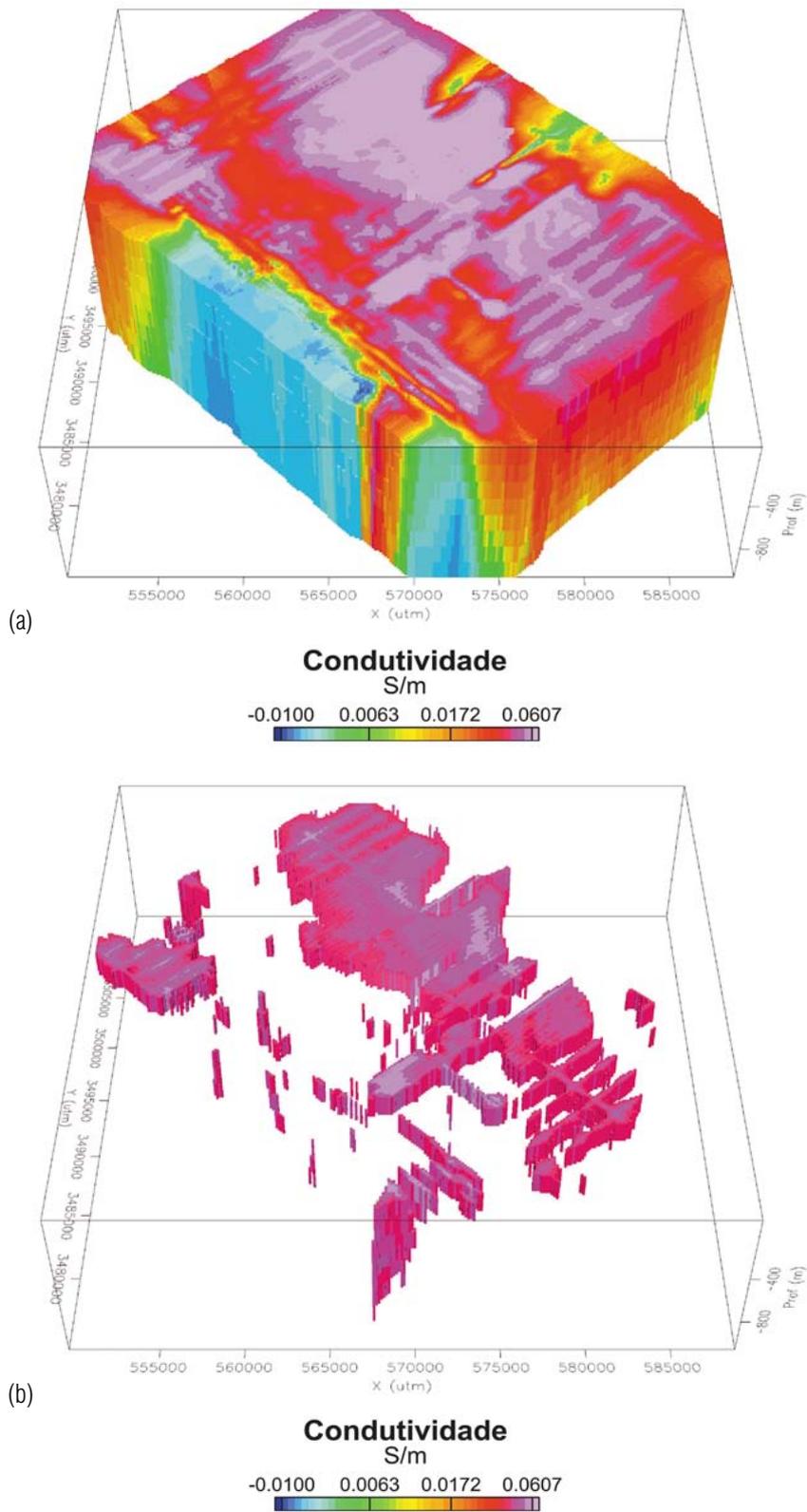
**Figura 2** – Imagens AEM empilhadas, indo do canal mais superficial (14) ao mais profundo (10); os respectivos tempos para os canais 14, 2, 6 e 10 são 0,6 ms; 1,4 ms; 3,5 ms; 7,7 ms.

nas inversões funções de decaimento do campo magnético secundário tomadas como médias de várias outras ao seu redor (círculo com 960 m de raio) num total de 240 delas, seus resultados em volume parecem fornecer um quadro de distribuição das condutividades bastante coerente espacialmente com as imagens pré-processadas e com o que foi obtido com as 160.000 sondagens usadas na técnica das CDIs. É possível se atribuir isto ao fato

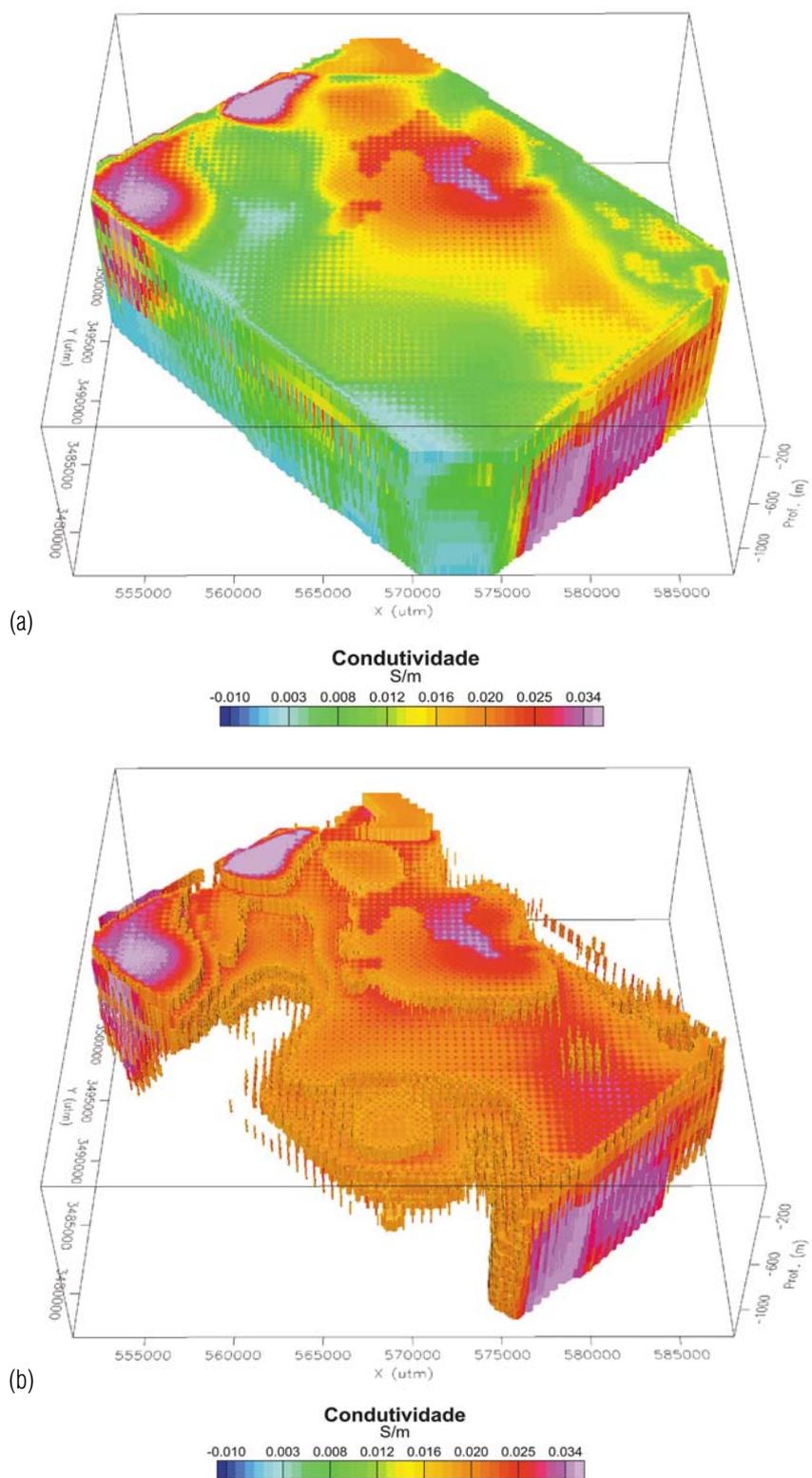
de as inversões usarem modelagem direta derivada da equação de onda e de a inversão ser melhor controlada.

Resumidamente a Tabela 1 mostra um panorama comparativo de cada um dos métodos de interpretação utilizados.

Pode-se assim concluir que o processo pelo qual se obtém a CDI tem a vantagem de ser rápido, dando um panorama geral e semiquantitativo da área em estudo, mas pode gerar resultados



**Figura 3** – Interpolação em cubos (*voxel*) das CDIs, (a) para todas as condutividades interpretadas; (b) para as condutividades maiores que 0,04 S/m.



**Figura 4** – Interpolação em cubos (*voxel*) dos resultados das inversões, (a) para todas as condutividades interpretadas; (b) para as condutividades maiores que 0,02 S/m.

indesejáveis. A inversão realizada através do NLSTCI apesar de ser um processo lento, permite uma análise quantitativa e confiável.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao United States Geological Survey (USGS) pelos dados cedidos e ao Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências (Lga-IG/UnB).

## REFERÊNCIAS

ANDERSON WL. 1975. Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals. NTIS Report PB, 242–800.

ANDERSON WL. 1979. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, 44: 1287–1305.

ANDERSON WL. 1981. Calculation of transient soundings for a central induction loop system (Program TCILoop). USGS Open-File Report 81-1309, 82 p.

ANDERSON WL. 1982a. Adaptive nonlinear least-squares solution for constrained or unconstrained minimization problems (Subprogram NLSOL). USGS Open-File Report 82-68, 66 p.

ANDERSON WL. 1982b. Nonlinear least-squares inversion of transient soundings for a central induction loop system (Program NLSTCI): USGS Open-File Report 82-1129, 30 p.

ANDERSON WL. 1984. Computation of Green's tensor integrals for three-dimensional electromagnetic problems using fast Hankel transforms. *Geophysics*, 49: 1754–1759.

DENNIS JE, GAY DM & WELSH RE. 1979. An adaptive least-squares algorithm. Univ. of Wisconsin MRC Tech. Sum. Rep. 2010, 1–14.

FARQUHARSON CG, OLDENBURG DW & LI Y. 1999. An approximate inversion algorithm for time-domain electromagnetic surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 42: 71–80.

GETTINGS ME. 2000. An interpretation of the aeromagnetic data from the 1997 Airborne ElectroMagnetic (AEM) survey, Fort Huachuca vicinity, Cochise County, Arizona. USGS Open-File Report 99-7-b, online supplement, 4 p.

HUELSEN MG. 2007. Interpretação de dados de eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema GEOTEM (domínio do tempo). Tese, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), 182 p.

HUELSEN MG, MORAES RAV & CARVALHO TS. 2008. Imageamento da subsuperfície baseado na condutividade: obtenção de CDIs para o sistema GEOTEM. *Rev. Bras. de Geofísica*, 26(3): 377–385.

KOEFOD O, GHOSH DP & POLMAN GJ. 1972. Computation of type curves for electromagnetic depth sounding with a horizontal transmitting coil by means of a digital linear filter: *Geophysical Prospecting*, 20: 406–420.

PALACKY GJ & WEST GF. 1991. Airborne Electromagnetic Methods. In: NABIGHIAN MN. (Ed.). *Electromagnetic methods in applied geophysics – applications Part A and B*. SEG-Soc. of Expl. Geophys., Investigations in Geophysics, 3: 811–879.

WAIT JR. 1951. A conducting sphere in a time varying magnetic field. *Geophysics*, 16: 666–672.

## NOTAS SOBRE OS AUTORES

**Mônica Giannoccaro Von Huelsen** é bacharel em Geofísica pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) em 1991. Mestre em geofísica pelo mesmo instituto desenvolvendo a dissertação “Mecanismo Focal de João Câmara” (1993). Doutora em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, desenvolvendo a tese “Interpretação de dados de eletromagnetometria aerotransportada (AEM) do sistema GEOTEM (domínio do tempo)”; gerente técnica da HgeolIntergeo (2006 a 2008); e professora visitante da Universidade de Brasília (1994-1996 e 2008-atual).

**Roberto Alexandre Vitória de Moraes** é geólogo formado em 1968 pela Universidade Federal de Pernambuco, com ênfase em geofísica, com doutorado (Ph.D.) em geofísica obtido em 1997 pela Colorado School of Mines, Golden, Colorado, EUA. Foi geofísico de Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Rio de Janeiro, RJ; geólogo/geofísico da Rio Doce Geologia e Mineração S/A (DOCEGEO), Belo Horizonte, MG; geofísico-chefe da PROSPEC S/A, Rio de Janeiro, RJ; geofísico-chefe do Setor de Métodos Potenciais do Consórcio CESP/ IPT (Paulipetro), São Paulo, SP; geofísico-chefe da Petrobras Mineração S/A (Petromisa), Rio de Janeiro, RJ; Geofísico sênior da Petróleo Brasileiro S/A (Petrobras), Rio de Janeiro, RJ; Pesquisador sênior do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A (IPT), São Paulo, SP; professor adjunto (até 2003) e pesquisador associado (até o presente) do Laboratório de Geofísica Aplicada, Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília (atuação na pós-graduação). Desde 2003 é diretor científico da HgeolIntergeo. É especialista em métodos potenciais (magnetometria, gravimetria), eletromagnéticos e elétricos; métodos numéricos e computacionais voltados à modelagem e à inversão de dados geofísicos e na redução, processamento, apresentação, interpretação e integração de dados destes métodos, isoladamente e entre si, e de suas integrações à geologia. Tem 9 trabalhos publicados em periódicos, 36 trabalhos completos em eventos, 81 relatórios técnicos e 3 trabalhos patrocinados por órgão de fomento à pesquisa. Orientou 7 dissertações e 3 teses. Orienta 3 dissertações e 3 teses no momento.