

HANS SCHMIDT SANTOS

**O Método Transiente Eletromagnético. Aplicação ao Estudo
da Estrutura Geométrica da Bacia de Resende (RJ, Brasil).**

Rio de Janeiro

2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

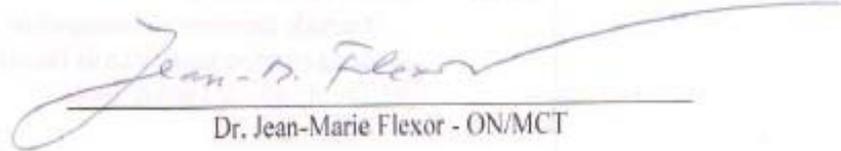
Milhares de livros grátis para download.

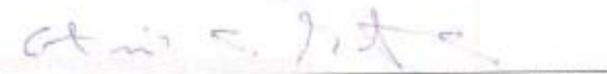
"O MÉTODO TRANSIENTE ELETROMAGNÉTICO. APLICAÇÃO AO ESTUDO
DA ESTRUTURA GEOELÉTRICA DA BACIA DE RESENDE (RJ, BRASIL)."

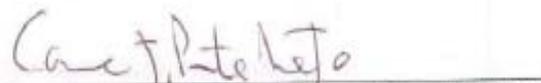
HANS SCHMIDT SANTOS

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM GEOFÍSICA.

Aprovada por:


Dr. Jean-Marie Flexor - ON/MCT


Dr. Antonio Abel González Carrasquilla -LENEP/UENF


Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto - ON/MCT


Dr. Valiya Mannathal Hamza - ON/MCT

RIO DE JANEIRO - BRASIL
31 DE JULHO DE 2008

S237m

Santos, Hans Schmidt.

O método transiente eletromagnético: aplicação ao estudo da estrutura geolétrica da Bacia de Resende (RJ, Brasil).-Rio de Janeiro, 2008.

50p.

Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2008.

1. Método transiente eletromagnético. 2. Estrutura geolétrica. I. Título.

CDU 550.837.6

Agradecimentos

Em primeiro lugar ao Professor Dr. Jean-Marie Flexor, pelas lições de conhecimento e de como agir e pensar cientificamente, pela colaboração nos momentos de dificuldade, pelo exemplo de profissionalismo, pelo incentivo, e pelo voto de confiança ao aceitar ser meu orientador.

Ao coordenador de Geofísica do ON, Dr. Andrés Papa, pelo voto de confiança, por todos os esclarecimentos dados e pelo apoio prestado durante todo o curso.

Aos professores do Departamento de Geofísica do Observatório Nacional pela contribuição para que mais essa etapa fosse vencida.

A todos os meus colegas e em particular ao Esaú, Suze, Vinícius, Letícia, Francismar e Fabrício pela troca de informações relativas à Geofísica, pela contribuição nessa busca de conhecimento, pela amizade, incentivo, companheirismo e auxílio prestado durante todo o curso.

A todos os funcionários do Observatório Nacional, que direta ou indiretamente contribuíram para que este projeto fosse concluído, em especial a Vera e Iara pela presteza com que sempre fui atendido.

A minha querida mãe, Erli, pelo apoio, amor e carinho dados e principalmente por cumprir o papel adicional de Pai por muito tempo em minha vida.

A minha grande irmã, Christine, por comparecer sempre positivamente em minha caminhada.

E a minha inestimável companheira, Juliana, uma jóia rara, por seu amor e compreensão fornecidos em todos os momentos, sem os quais não seria possível concluir este trabalho.

Hans Schmidt Santos

Resumo

Este trabalho aborda o estudo do método geofísico Transiente Eletromagnético (TDEM – no domínio do tempo) e apresenta uma aplicação na região da Bacia de Resende, Rio de Janeiro, Brasil. Nesta bacia, foi efetuado em 2001, um levantamento geofísico de 88 sondagens TDEM visando contribuir para o conhecimento do potencial hidrogeológico da região, utilizando um equipamento transiente eletromagnético Sirotem MK3. Os princípios físicos do método bem como procedimentos para processamento e análise dos dados são apresentados. Como a área da Bacia de Resende é densamente povoada e industrializada, a presença de importante ruído eletromagnético significativo tende a dificultar a utilização do método. Os registros dos transientes foram interpretados utilizando um algoritmo de inversão 1-D que transforma as voltagens induzidas *vs* tempo de decaimento em resistividades *vs* profundidade ou seja o tempo de decaimento é uma grandeza *Proxy* da profundidade. Valores superficiais da resistividade mostram a existência de camadas altamente condutivas ($\sim 5\Omega.m$). A proposta de um valor de 200 ohm-m para a “resistividade de transição” correspondendo ao “embasamento geoeletrico” baseia-se em dados litológicos e estratigráficos da bacia com um ajuste fino calibrado na inversão 3-D de dados gravimétricos da bacia. A partir das inversões 1-D construiu-se uma imagem geoeletrica “pseudo - 3D” da geometria do “fundo da bacia”. Apesar das grandezas envolvidas: densidade e resistividade, não terem nenhuma relação física entre si, a geometria do embasamento “gravimétrico” foi utilizada para obter, por interpolação, profundidades que não foram atingidas pelo

sinal produzido no método TEM. A superfície geométrica final tem uma geometria que pode ser considerada como representativa do embasamento da bacia. Dessa forma, a aplicação dos métodos TEM na Bacia de Resende permitiu estimar os limites laterais da bacia e propor limites em profundidades para o “embasamento geométrico”. O imageamento geométrico resultante permite distinguir três áreas: um alto estrutural central ladeado por dois baixos estruturais (depocentros), um a leste e outro a oeste da bacia. A parte oeste, adjacente ao Maciço de Itatiaia, com profundidade estimada de até 360 metros (E=546000, N=7514000), é mais complexa e poderia ser melhor determinada com um levantamento geofísico mais detalhado. A parte leste, com espessura estimada de até 550 metros (E=567000, N=7519000), apresenta melhor definição do que a parte oeste. Resultados de pesquisa hidrogeológica efetuada na região mostram que as regiões vizinhas a estes dois pontos mais profundos são as mais aconselháveis para a investigação de água subterrânea, em combinação com outros parâmetros da hidrogeologia da bacia. Além disto, as profundidades estimadas para o embasamento geométrico mostram ser compatíveis com as informações sobre os poços existentes.

Palavras-chaves: método transiente eletromagnético, bacia, estrutura geométrica.

Abstract

This work presents a study of the geophysical method Transient Electromagnetic (TDEM - in the time domain) with an application in the area of Resende's Basin, Rio de Janeiro, Brazil. In this basin, it was made, in 2001, a geophysical survey of 88 TDEM soundings seeking to contribute for the knowledge of the hydrogeological potential of the area, using an electromagnetic transient equipment Sirotem MK3. The physical principles of the method as well as procedures for processing and analysis of the data are presented. As the area of Resende's Basin is densely populated and industrialized, the presence of important electromagnetic noise tends to hinder the use of the method. The voltage decays were interpreted in terms of resistivity by using an 1-D inversion algorithm. Surface values show highly conductive layers ($\sim 5 \Omega\text{-m}$). The proposal of a $200 \Omega\text{-m}$ value for the "transition resistivity" corresponding to the "gEOelectric basement" was suggested by lithology and stratigraphy data of the basin together with a fine adjustment gauged in the 3-D gravity model of the basin. Starting from the 1-D inversions at each sounding station, a "pseudo-3D" gEOelectric image of the geometry of the bottom of the basin was build. In spite of the independence of the physical magnitudes involved, the geometry of the "gravity basement" was used to obtain, by interpolation, depths that were not reached by the produced signal. The resulting surface has a geometry that can be considered representative of the basin's basement. So, the use the TEM method in Resende's basin allowed to estimate the lateral limits of the basin and to propose limits in depth. This imaging allows to distinguish three areas: a structural

high flanked by two structural lows (depocenters), one to east and the other to west of the basin. The part west, adjacent to the Itatiaia Massif, with depth of up to 360 meters (E=546000, N=7514000), is more complex and it could be better defined with a more detailed geophysical survey. The part east, with estimated thickness of about 550 meters (E=567000, N=7519000), presents a better definition than the part west. Results of hydrological research show that the neighboring areas to these two deeper points are the most advisable for the investigation of ground water, in combination with other geological parameters of the basin. Besides, the depths estimated for the geoelectric basement are compatible with the information on the existent wells.

Keywords: transient electromagnetic method, basin, geoelectrical structure.

Sumário

Agradecimentos	i
Resumo	iii
Abstract.....	v
Sumário.....	vii
Lista de Figuras.....	viii
Lista de Equações.....	x
Lista de Tabelas.....	xi
Capítulo 1 – Introdução	1
Capítulo 2 – O Método Transiente Eletromagnético (TEM).....	4
2.1 – Fundamentos	4
2.2 – Profundidade de Investigação.....	8
2.3 - A Resistividade Aparente.....	11
2.4 – Limitações do Método Transiente Eletromagnético	15
Capítulo 3 – Instrumento de Medida - Sirotem MK3.....	19
Capítulo 4 - A Aquisição dos Dados.....	25
4.1 - Contexto da Bacia de Resende.....	25
4.2 - Relações entre Litologia e Resistividade.....	31
4.3 - O Levantamento Transiente Eletromagnético.....	33
Capítulo 5 - A Interpretação dos Dados.....	37
Capítulo 6 - Discussão e Conclusões.....	48
Apêndice - Dados das Estações TEM Aproveitadas neste Estudo.....	51
Referências Bibliográficas	53

Lista de Figuras

Número	Descrição	Página
2.1	Difusão das correntes de Foucault.	5
2.2	Forma de onda da corrente no transmissor, f.e.m. induzida e campo magnético secundário.	5
2.3	Voltagem induzida no receptor TEM.	6
2.4	Voltagem induzida em função do tempo para um modelo de duas camadas.	12
2.5	Curvas de resistividade aparente no estágio tardio para o modelo de duas camadas mostrado na figura 2.4.	15
3.1	Evolução da forma de onda da corrente no transmissor e voltagem no receptor com o tempo.	19
3.2	Menu de aquisição de dados do equipamento Sirotem MK3.	21
3.3	Configurações “ <i>Coincident Loop e In Loop</i> ”.	22
3.4	Configuração com laços de transmissão e recepção espacialmente separados.	23
3.5	Representação do sistema de aquisição com laço de transmissão fixo.	23
4.1	Localização da Bacia de Resende.	26
4.2	Mapa geológico da Bacia de Resende.	27
4.3	Coluna litoestratigráfica e carta estratigráfica da Bacia de Resende.	28
4.4	Ilustração do acoplamento galvânico e um exemplo da resposta TEM correspondente a uma sondagem não perturbada.	30
4.5	Ilustração do acoplamento capacitivo e um exemplo da resposta TEM correspondente a uma sondagem não perturbada.	30
4.6	Console do Sirotem MK3.	34
4.7	Adquirindo dados – Sirotem MK3.	34
4.8	Localização das estações TEM.	35
5.1	Curvas de atenuação da voltagem no receptor com o tempo para uma estação contaminada com excesso de ruído.	38
5.2	Curvas de atenuação da voltagem no receptor com o tempo para uma estação considerada boa para inversão.	39
5.3	Curva de atenuação da voltagem induzida para uma sondagem considerada utilizável.	40

5.4	Curvas de atenuação da voltagem induzida tempo editadas para as estações TEM 88 e TEM 92.	40
5.5	Curvas de resistividade aparente em função do tempo para as estações TEM 88 e TEM 92.	41
5.6	Modelos de 6 camadas da resistividade com a profundidade.	41
5.7	Distribuição dos pontos gravimétricos da Bacia de Resende (triângulos vermelhos).	43
5.8	Mapa de anomalia Bouguer residual da região da Bacia de Resende.	44
5.9	Distribuição dos pontos gravimétricos e TEM utilizados na Bacia de Resende.	45
5.10	Mapa de isovalores de profundidades do embasamento.	46
5.11	Mapas pseudo 3-D do embasamento.	47

Lista de Equações

Número	Descrição	Página
2.1	Equações de Maxwell	6
2.2	Densidade de corrente elétrica.	7
2.3	Difusão de campos EM quase estacionários numa terra homogênea.	7
2.4	Campos EM (ondas planas, $E \perp H$) para uma terra uniforme 1-D.	8
2.5	Espessura pelicular (“skin depth”) no domínio da frequência.	8
2.6	Campos transientes para o caso de uma excitação impulsiva de magnitude h_0 produzida no instante $t = 0$.	8
2.7	Profundidade de difusão no domínio do tempo.	9
2.8	Velocidade do deslocamento da profundidade de difusão.	9
2.9	Relação entre voltagem observada e resistividade aparente.	13
2.10	Resistividade aparente para o campo resultante proveniente do estágio tardio.	13
2.11	Razão entre o tempo após a atenuação da corrente e espessura da primeira camada.	16
2.12	Razão entre voltagem induzida e momento na bobina receptora M_r .	17
3.1	Resistividade aparente no equipamento Sirotem MK3.	24

Lista de Tabelas

Número	Descrição	Página
2.1	Profundidade de investigação e último tempo de amostragem para uma sondagem TEM.	11
3.1	Intervalo de tempo mínimo para o qual a Equação 3.1 possui validade em função do comprimento do lado do laço transmissor e da resistividade do semi-espaço.	24
4.1	Resistividades de algumas rochas e materiais.	33
5.1	Correções das estações críticas.	46

Capítulo 1

Introdução

O principal objetivo de um levantamento geofísico é obter informações a respeito da distribuição espacial de propriedades físicas da Terra a partir de um conjunto limitado de observações dos campos físicos associados a estas propriedades. Estas observações são realizadas geralmente na superfície da terra. A condutividade elétrica é a propriedade física relevante dos métodos geofísicos que utilizam o fenômeno da indução eletromagnética (EM) que pode ser estimada a partir de observações de campos elétricos e magnéticos. O procedimento que converte as observações dos campos numa estimativa da distribuição da propriedade física relevante é chamado de modelagem ou interpretação e o procedimento matemático formal correspondente é denominado de inversão.

Os métodos geofísicos que utilizam o fenômeno da indução eletromagnética para estimar a distribuição da condutividade elétrica em sub-superfície podem ser de dois tipos: a) as observações dos campos são processadas no domínio da frequência e b) os dados observados são processados no domínio do tempo. Este é o caso do método Transiente Eletromagnético (TEM), estudado nesta dissertação.

O método TEM mede a resposta eletromagnética da sub-superfície a variações rápidas de um campo magnético primário produzido por pulsos de corrente elétrica num transmissor (bobinas de indução ou antenas) sobre a Terra. O campo elétrico produzido por estas variações gera correntes de Foucault no interior da Terra que se dissipam à medida que a energia é transformada em calor por efeito Joule. Por sua vez, estas correntes produzem um campo magnético secundário cujo tempo de

decaimento ou de atenuação da intensidade é medido numa bobina receptora. Este tempo está diretamente associado à distribuição de resistividade: em sedimentos mais resistivos, estas correntes decaem lentamente e penetram profundidades maiores enquanto que em sedimentos mais condutivos, as correntes são atenuadas rapidamente.

O primeiro sistema TEM utilizado no campo foi desenvolvido em 1962 por Newmont Exploration Ltd. visando à exploração mineral em Chipre (Dolan, 1970). Os pulsos transientes eram produzidos por um transmissor capaz de gerar sinais de até 500 A e um receptor itinerante foi usado para medir os campos secundários com tempos de atenuação atingindo cerca de 50 ms. Trabalho semelhante efetuado na Rússia resultou no desenvolvimento do sistema MPPO1 (Velikin e Buggakov, 1967). Trabalhos subsequentes conduziram ao desenvolvimento de diversos sistemas sofisticados de TEM onde se incluem o sistema EM de pulso de Crone (Crone, 1977), os sistemas Geonics EM37, EM42 e PROTEM (McNeill, 1980) e o CSIRO SIROTEM (Buselli e O'Neill, 1977), cujo modelo MKIII, de concepção mais moderna, foi o instrumento utilizado nesta dissertação.

O método TEM tem sido utilizado em diversas aplicações. Em todas elas, o objetivo principal é a estimativa da profundidade de um padrão dado de resistividade. Este padrão depende do tipo de aplicação: pesquisa mineral, estudos hidrogeofísicos, estudos ambientais e aplicações à geologia. Carrasquilla e Ulugergerli (2006) aplicaram o método Transiente Eletromagnético no mapeamento estratigráfico e no delineamento hidrogeológico da parte terrestre da Bacia de Campos, no Sudeste do Brasil. O objetivo central do levantamento era o de mapear as zonas condutoras

e/ou resistivas em sub-superfície que foram posteriormente correlacionadas com a litologia de um poço perfurado na área em estudo e cuja localização foi determinada neste trabalho. Uma outra utilização importante do método é a correção da deriva estática (“static shift”) que ocorre em levantamentos magnetotelúricos (MT) (Pellerin & Hohmann, 1990; Qingyi et al, 1997). Este fenômeno é provocado por heterogeneidades elétricas rasas (“galvânicas”) que criam campos elétricos que provocam um deslocamento nas resistividades aparentes estimadas pelo método MT. O método TEM, por repousar sobre princípios físicos independentes, estima valores de resistividade que podem ser utilizados para a correção desta deriva estática. A aplicabilidade desta técnica depende do recobrimento adequado das profundidades de investigação dos dois métodos (Spies, 1989). Por isso, todos os levantamentos MT efetuados pelo Observatório Nacional são sempre acompanhados de medidas TEM que fornecem estimativas independentes da resistividade. Finalmente, aplicações hidrogeofísicas têm sido das mais importantes na utilização do método. Esta foi a aplicação proposta no projeto MODESTHI (Bettini, 2004), de geologia estrutural e hidrogeologia da região da Bacia de Resende (RJ, Brasil) onde foram coletados os dados TEM utilizados nesta dissertação. Foi realizado concomitantemente um estudo gravimétrico que permitiu estimar a geometria do embasamento da bacia. Este trabalho apresenta um estudo detalhado do método TEM: princípios físicos, aquisição, processamento e interpretação dos dados, inversão 1-D, modelo pseudo-3D e, finalmente, um modelo de imageamento geoeletrico da geometria do embasamento.

Capítulo 2

O Método Transiente Eletromagnético

2.1 Fundamentos

Segundo Morais e Menezes (2005), o método transiente eletromagnético (TEM) ou eletromagnético no domínio do tempo (TDEM) está inserido na categoria dos métodos eletromagnéticos que utilizam fonte artificial (com transmissor e antena receptora). Os primeiros métodos eletromagnéticos de fonte artificial operavam no domínio da frequência (FDEM). O termo sondagem eletromagnética no domínio do tempo pode ser utilizado para qualquer método geofísico em que se mede a resposta transiente da Terra para um pulso eletromagnético. Os métodos têm sido descritos na literatura geofísica desde 1930 e têm sido utilizados correntemente na exploração mineral, em hidrogeofísica, em geologia estrutural e em estudos de engenharia civil e geotécnica.

No método TDEM, um campo magnético dependente do tempo é gerado pela passagem de ondas quadradas de corrente através de um fio elétrico transmissor colocado sobre a terra. A componente vertical do campo magnético produzido no fio é detectada em um receptor. Frequentemente, o receptor sensor pode ser uma bobina ou uma espira (laço de fio). Num levantamento TEM típico, muitas estações podem estar situadas ao longo de um perfil, numa malha igualmente espaçada ou mesmo estarem distribuídas irregularmente na área de interesse. O campo magnético gerado no laço de corrente (“*loop*”) irá induzir “correntes elétricas parasitas” (“*eddy*

currents”), as chamadas “correntes de Foucault”. (Figura 2.1) (Morais e Menezes, 2005).

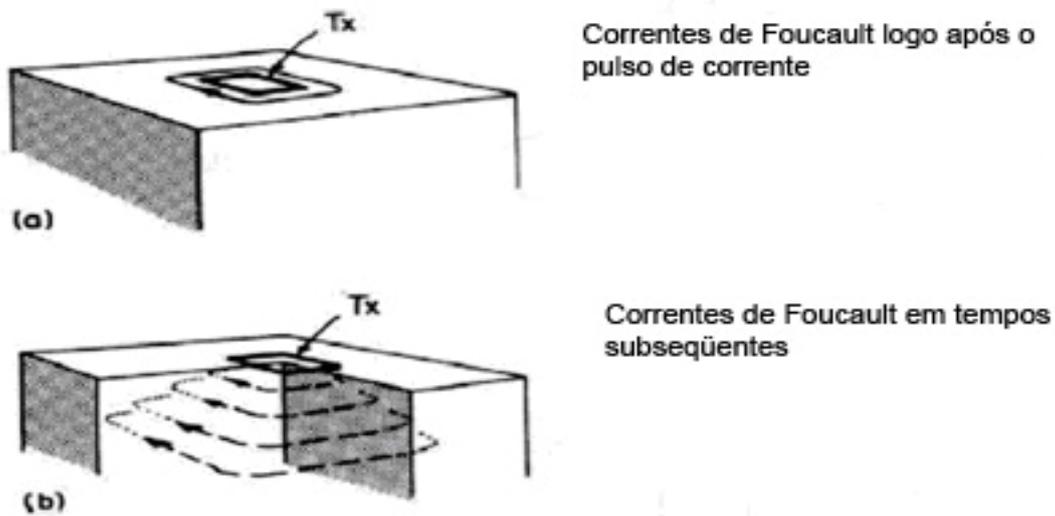


Figura 2.1. Difusão das correntes de Foucault.

Este sistema de correntes que flui para baixo sob a bobina transmissora produz um campo magnético secundário (Figura 2.2).

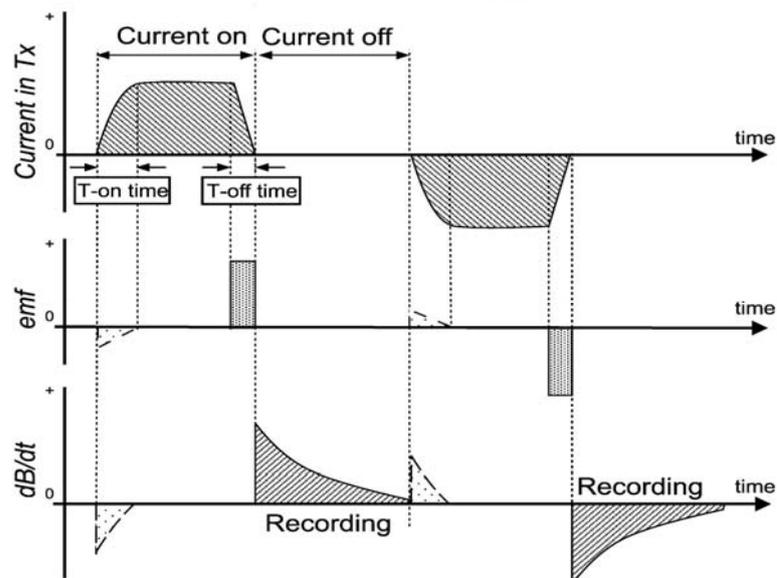


Figura 2.2. Princípio de funcionamento do método TEM: forma de onda da corrente no transmissor, f.e.m. induzida e campo magnético secundário. O campo magnético secundário é medido durante o período em que a corrente no transmissor está desligada.

Variações temporais do campo magnético secundário induzem uma voltagem na bobina receptora. A magnitude e a distribuição das correntes dependem da resistividade da sub-superfície (Figura 2.3).

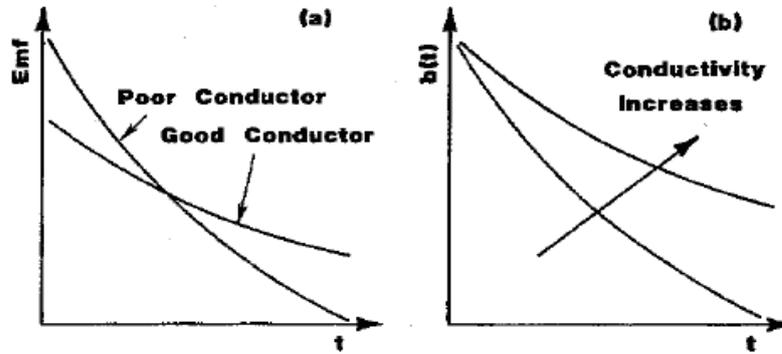


Figura 2.3. Voltagem induzida no receptor TEM (a) e fluxo magnético induzido (b) em bons e maus condutores após a excitação do pulso de corrente.

O método Transiente Eletromagnético utiliza campos eletromagnéticos (EM) gerados artificialmente em bobinas transmissoras e detectados em bobinas receptoras. Os campos EM em meios homogêneos e isotrópicos (de condutividade elétrica σ constante, de permissividade elétrica ϵ uniforme e permeabilidade magnética μ) são descritos pelas equações de Maxwell (unidades S.I.):

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (\text{Lei de Coulomb})$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (\text{Lei de Ampère-Maxwell})$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{Lei de Faraday})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (\text{Ausência de pólos magnéticos livres}) \quad (2.1)$$

Em que \mathbf{B} é a densidade superficial de fluxo magnético (*Tesla*) que também é chamada de indução magnética, \mathbf{D} é o campo elétrico de deslocamento ou densidade superficial de campo elétrico (C/m^2), \mathbf{E} é a intensidade de campo elétrico

(V/m), \mathbf{H} é a intensidade de campo magnético (A/m) e ρ é a densidade volumétrica de carga elétrica (C/m^3).

A densidade de corrente elétrica \mathbf{j} é proporcional ao campo elétrico de acordo com a lei de Ohm

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}, \quad (2.2)$$

A permeabilidade e permissividade da Terra são assumidas aproximadamente constantes ($\mu_r \approx 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ N}\cdot\text{A}^{-2}$ e $\varepsilon_r \approx 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ F/m}$). Os parâmetros $\mu = \mu_r \mu_0$ e $\varepsilon = \varepsilon_r \varepsilon_0$ se aproximam dos valores no vácuo (ar: μ_0, ε_0). Por causa da aproximação quase estacionária dos campos EM, a corrente de deslocamento é desprezível e os campos se propagam somente por difusão ($\omega\varepsilon \ll \sigma$), sendo ω a frequência angular. Devido ao processo difusivo, a densidade de corrente através da (e perpendicularmente à) interface de condutividade é contínua. A penetração dos campos quase estacionários $\mathbf{F} = \mathbf{E}, \mathbf{B}$ numa terra homogênea é descrita pela equação de difusão:

$$\nabla^2 \mathbf{F} = i\omega\mu\sigma \mathbf{F} = k^2 \mathbf{F}, \quad (2.3)$$

O termo $k^2 = i\omega\mu\sigma$ é o *fator de difusão* que descreve a profundidade de penetração complexa $1/k$ do campo EM (Schmucker & Weidelt, 1975). A profundidade de penetração do campo EM para uma terra estratificada (ver abaixo) é chamada de “função resposta” $C(\omega) = E_x / i\omega B_y$ (Weaver, 1994). Para uma terra homogênea, esta função resposta é dada por $C(\omega) = 1/k$. A parte real $\text{Re}(C(\omega))$ representa também a profundidade do centro de gravidade da densidade de corrente induzida (Weidelt, 1975).

2.2 - Profundidade de Investigação.

Estimar a profundidade de investigação é de fundamental importância para se planejar e interpretar sondagens EM. Para compreender quais são os parâmetros que podem afetar a profundidade de investigação é preciso estudar a difusão e a atenuação dos campos EM. Para uma terra uniforme 1-D, os campos EM (ondas planas, $\mathbf{E} \perp \mathbf{H}$), são dados por (Nabighian & Macnae, 1989):

$$E_x(z, t) = E_{x_0} e^{-iz/\delta} e^{-z/\delta} e^{i\omega t},$$

$$H_y(z, t) = E_{x_0} \sqrt{\frac{\sigma}{\mu_0 \omega}} e^{-i\pi/4} e^{-iz/\delta} e^{-z/\delta} e^{i\omega t}, \quad (2.4)$$

Em que E_{x_0} é a componente do campo elétrico na superfície, e

$$\delta_{FD} = \sqrt{\frac{2}{\sigma \mu_0 \omega}} \quad (2.5)$$

é a espessura pelicular (“skin depth”) no domínio da frequência. Como se pode depreender das equações acima, a profundidade $z = d$ é aquela na qual o campo EM é atenuado de $1/e$ (37%) do seu valor na superfície enquanto que a fase tem uma rotação de 1 radiano (fator e^{-i}).

Expressões análogas no domínio do tempo são dadas por Nabighian & Macnae (1989). Para o caso de uma excitação impulsiva de magnitude h_0 produzida no instante $t = 0$, os campos transientes são dados por

$$e_x(z, t) = \frac{2h_0}{\sigma} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sqrt{\frac{\sigma \mu_0}{2t}} e^{-(\sigma \mu_0 / 2t)(z^2/2)},$$

$$h_y(z, t) = h_0 \operatorname{erfc}\left(\sqrt{\frac{\sigma \mu_0}{2t}} \frac{z}{\sqrt{2}}\right), \quad (2.6)$$

Em que erfc é a função erro complementar. Fazendo $\frac{d}{dt}e_x(z, t) = 0$ na equação acima pode-se mostrar que o máximo do campo elétrico transiente está localizado na profundidade:

$$\delta_{TD} = \sqrt{\frac{2t}{\sigma \mu_0}}, \quad (2.7)$$

que é a profundidade de difusão no domínio do tempo. A semelhança entre as expressões da profundidade de difusão δ_{TD} e da espessura pelicular δ_{FD} (“skin depth”) é notável: as profundidades são proporcionais a $1/\sqrt{\omega}$ no domínio da frequência e a \sqrt{t} no domínio do tempo. A profundidade de difusão se desloca com uma velocidade dada por:

$$v = \frac{1}{\sqrt{2\sigma \mu_0 t}}. \quad (2.8)$$

O padrão das correntes de difusão em sub-superfície é uma imagem da geometria da fonte que se expande e em seguida se atenua conforme a Figura 2.1.

Os termos espessura pelicular (“skin depth”) e profundidade de difusão são freqüentemente confundidos. A profundidade *efetiva* de investigação do ponto de vista geofísico depende da sensibilidade e da exatidão dos instrumentos, da complexidade da geologia e do nível de ruído. Num ambiente geológico favorável, a profundidade efetiva de investigação (que pode ser atingida, na prática) pode alcançar várias “profundidades de difusão” (o equivalente ao “skin-depth” para o domínio do tempo), enquanto que em áreas ruidosas e/ou de geologia complexa, esta profundidade pode ser muito menor do que uma única “espessura pelicular”.

Os campos secundários são medidos no receptor juntamente com os campos primários. De uma maneira geral, os campos secundários são várias ordens de magnitude menores do que os campos primários, o que dificulta a separação do campo magnético total medido nas partes primárias e secundárias. Em função disto, uma alternativa de utilizar medidas no domínio do tempo foi implementada como forma de resolver o problema de leitura dos campos secundários. A eficiência do método TEM está na capacidade de medir o campo magnético secundário durante o período de tempo em que não há transmissão da fonte, evitando assim a leitura de sinal referente ao campo primário (Morais e Menezes, 2005).

Assim, a amplitude máxima das correntes induzidas difunde verticalmente em função do tempo e fornece informações sobre regiões mais profundas à medida que o tempo aumenta. O sinal registrado pelo receptor é chamado de transiente. Durante uma sondagem, várias centenas de transientes são registrados e “empilhados” de modo a reduzir os efeitos do ruído de fundo eletromagnético (eletricidade atmosférica e ruído cultural) bem como do ruído instrumental. A Tabela 2.1 mostra valores típicos de profundidades investigadas através do método TEM (assumindo bobinas transmissoras quadradas de 200m de lado com uma corrente de 20A e nível de ruído de $0,5 \text{ nV/m}^2$) (Spies B.R. e Frischknecht F.C.,1991).

Resistividade média da camada (ohm-m)	Profundidade de investigação (m)	Amostragem a mais tardia do tempo de atenuação (ms)
1	600	230
3	750	120
10	950	58
30	1200	30
100	1500	15
300	1900	8
1000	2400	4

Tabela 2.1. Profundidade de investigação e último tempo de amostragem para uma sondagem TEM.

2.3 - A Resistividade Aparente

Na interpretação de dados TEM o parâmetro mais relevante é a resistividade aparente. Essa é definida, segundo Spies e Eggers (1986), como sendo a resistividade de um semi-espço homogêneo que produziria a mesma resposta caso fosse medida sobre a terra real, com os mesmos parâmetros de aquisição (posição, corrente transmitida, etc.). A resistividade aparente no método TEM é calculada a partir do tempo de atenuação do campo magnético induzido secundário. Como a resposta de uma terra uniforme não tem relação única com o tempo, diversas aproximações do cálculo da resistividade aparente têm sido propostas (Kaufmann & Keller, 1983).

Consideremos um semi-espço estratificado com geometria considerada adequada para a proposta de um estudo geolétrico de uma bacia sedimentar. No início do processo, as correntes estão concentradas próximas à superfície do solo e a voltagem induzida independe do tempo. Neste instante a voltagem é proporcional à

resistividade mais superficial - este é o chamado estágio “inicial” ou “precoce” (“early stage”). À medida que o tempo passa, o máximo da intensidade das correntes de Foucault vai difundindo em profundidade, e agora a voltagem é proporcional a $t^{-5/2}$ e a $\rho^{-3/2}$ onde t é o tempo e ρ é a resistividade das camadas mais profundas - este é o chamado estágio “tardio” (“late stage”). Como o transiente se atenua muito rapidamente é necessário que o receptor tenha uma larga banda dinâmica.

A feição do transiente não é diretamente representativa da seção geométrica do local da sondagem. Esse ponto é ilustrado pela Figura 2.4 que mostra a voltagem induzida acima de uma região de dupla camada, com a resistividade da primeira camada constante e a da segunda camada variável.

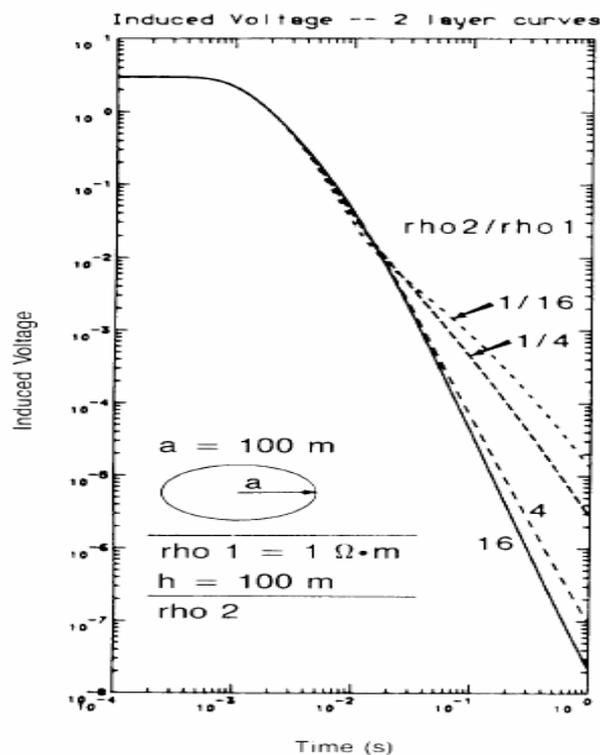


Figura 2.4. Voltagem induzida em função do tempo para um modelo de duas camadas. A espessura da primeira camada e o raio do transmissor são de 100m. A corrente do transmissor é 1 A e o momento da bobina receptora é 1 A.m².

Inicialmente, as curvas são horizontais e exibem o estágio inicial. Com o passar do tempo, a voltagem começa a diminuir atingindo o estágio tardio quando então é proporcional a $t^{5/2}$. Observa-se que embora a resistividade da segunda camada varia de um fator de 256, as feições das curvas da voltagem induzida continuam muito semelhantes. As curvas mais representativas da estrutura resistiva são obtidas convertendo as curvas de voltagem para resistividade aparente. Isso é feito comparando a voltagem observada com a voltagem que seria medida acima de um semi-espaco de resistividade constante:

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = \left| \frac{V_{un}(\rho_1, t)}{V_{obs}(t)} \right|^\lambda, \quad (2.9)$$

em que λ é um número real, V_{obs} é a voltagem observada no instante t e V_{un} é a voltagem que seria observada num semi-espaco uniforme de resistividade ρ_1 no tempo t . Nota-se que antes é preciso saber o valor de ρ_1 para calcular V_{un} . Esse problema é evitado assumindo um campo para o estágio tardio fazendo $\lambda = 2/3$ (Kauffman e Keller, 1983). Então a resistividade aparente torna-se:

$$\rho_a = \frac{\mu}{4\pi t} \left| \frac{2\pi\mu r^2 M_r I}{5tV} \right|^{2/3}, \quad (2.10)$$

em que μ é a permeabilidade magnética, r é o raio do transmissor, M_r é o momento da bobina receptora, I é a corrente de transmissão, t é o tempo escoado após a atenuação da corrente e V é a voltagem induzida na bobina receptora. Na prática

são usados laços retangulares de modo que os dados são analisados assumindo uma área equivalente a uma espira circular.

A Figura 2.5 mostra que as curvas de resistividades aparentes calculadas para as voltagens mostradas na figura 2.4 para uma seqüência de modelos de duas camadas. As curvas são caracterizadas por uma parte descendente no estágio inicial. Essa porção da curva não representa a resistividade verdadeira do solo devido ao fato de que se assume que o campo induzido corresponde ao estágio tardio. Há outras formulações que evitam os problemas do estágio inicial ou precoce, mas que de cálculo mais complicado. Nos estágios intermediário e tardio, essas formulações comportam-se de maneira semelhante e a resistividade aparente da parte central da curva se aproxima da resistividade da primeira camada. Com o passar do tempo, a resistividade aparente da primeira camada começa a se assemelhar à resistividade da segunda camada. Isto decorre do fato de que quase toda corrente difunde efetivamente na segunda camada, tornando a medida insensível para a primeira camada. Assim, teoricamente, a profundidade da investigação é função do tempo e não do raio da bobina. De um ponto de vista prático, o sinal deve ser suficientemente forte em relação ao ruído de fundo eletromagnético e ruído instrumental para ser medido. Se o sinal for muito fraco não será detectado e o momento do transmissor deve ser aumentado. Aumentar o sinal por meio do aumento da bobina de transmissão afeta a curva de sondagem no estágio inicial quando o raio é maior que a própria espessura da primeira camada. Além disso, os parâmetros da primeira camada são difíceis de serem determinados (Fitterman e Stewart, 1986).

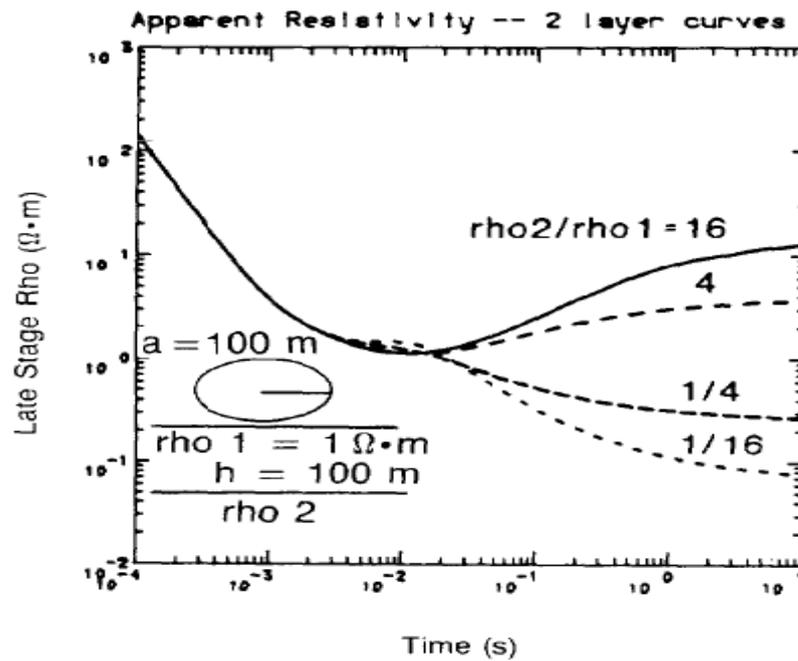


Figura 2.5. Curvas de resistividade aparente no estágio tardio para o modelo de duas camadas mostrado na Figura 2.4.

2.4 - Limitações do Método Transiente Eletromagnético

Observando as curvas de resistividades aparentes teóricas das sondagens, verifica-se que o conjunto de curvas pode ser medido numa situação real de sondagens no campo. Frequentemente, informações suficientes sobre as respostas das questões referentes à exploração podem ser obtidas por uma porção da curva de sondagem. Além disso, há dois fatores de prevenção para os conjuntos de curvas no início da medição. O primeiro fator limita os registros das partes iniciais das curvas, enquanto que o segundo afeta a parte final da curva. Devido às limitações dos equipamentos disponíveis atualmente, amostragens de transientes anteriores a $100 \mu s$ após a atenuação da corrente podem ser de difícil detecção. É preciso então estimar uma espessura mínima de primeira camada para que sua resistividade possa ser

determinada. As curvas de sondagens de resistividade para várias camadas têm um mínimo ($\rho_1/\rho_2 > 1$) ou máximo ($\rho_1/\rho_2 < 1$) conforme a Figura 2.5 que ocorre próximo a:

$$\tau_1/h_1 = (2\pi 10^7 t \rho_1)^{1/2} / h_1 \approx 7 \text{ a } 11 \quad (2.11)$$

Assim, os dados devem ser obtidos anteriormente para estimar com confiança o valor da resistividade da primeira camada. Por exemplo, para uma primeira camada com resistividade de 50 $\Omega \cdot m$ ou mais, h_1 deve ser no mínimo de 50 m. O segundo fator que restringe as medidas de um transiente completo é o ruído eletromagnético. Enquanto um equipamento comercial disponível tem um tempo máximo de amostragem de algumas centenas de milisegundos após a corrente ter sido desligada, considerações sobre ruído limitam o intervalo de tempo durante o qual o transiente pode amostrado. Para determinar se a resposta do transiente é de magnitude suficiente para ser detectado, compara-se com o ruído do ambiente quando o transmissor não estiver operando. Esse nível de ruído varia de local para local. Dessa forma, pode-se usar um valor médio adequado no planejamento das operações de campo (Fitterman e Stewart, 1986).

A voltagem induzida na bobina receptora é o produto do momento da bobina receptora M_r multiplicado pela derivada temporal da densidade do fluxo magnético vertical. O nível de ruído natural derivado do fluxo magnético é da ordem de 10^{-9} a 10^{-10} V/m², porém, esse nível pode cair para em torno de 10^{-11} V/m², após a passagem por circuitos processadores típicos de um receptor que opera no domínio do tempo mesmo este estando desligado.

Resolvendo a equação 2.10 para V/Mr, temos:

$$V / M_r = \frac{2\pi r^2 \mu I}{5t} \left| \frac{\mu}{4\pi t \rho_a} \right|^{3/2} = \frac{\mu M_t}{5t} \left| \frac{\mu}{4\pi t \rho_a} \right|^{3/2}, \quad (2.12)$$

em que M_t é o momento da bobina transmissora. $M_t = 2\pi r^2 I$ para bobinas circulares de raio r e $M_t = L^2 I$ para espiras quadradas de lado L . Se for preciso determinar a corrente requerida para uma curva de sondagem num tempo dado, determina-se ρ_a no tempo t . Utilizando ρ_a , t , o tamanho da bobina e a corrente do transmissor, o valor de V/M_r é calculado e comparado com o nível de ruído de fundo. Se o sinal for maior que o ruído, não haverá dificuldade em medir o transiente. Se o ruído for maior ou igual ao nível de sinal, então a sondagem será muito provavelmente inadequada. A equação acima fornece alguns pontos importantes sobre as sondagens. Devido ao fato de V/M_r ser inversamente proporcional ao tempo, e as correntes induzidas difundirem para baixo, é mais difícil sondar profundidades maiores a não ser que o momento do transmissor seja aumentado. Para aumentar o momento do transmissor, aumenta-se a área do laço de corrente, a corrente do transmissor ou ambos.

Enquanto que as curvas de resistividade aparente dão um panorama geral de como a resistividade varia com a profundidade, o valor da resistividade num determinado instante pode não corresponder ao valor real da resistividade numa profundidade dada. Por exemplo, no estágio inicial, a resistividade aparente definida na Equação 2.10 é sempre maior que a resistividade verdadeira. Também para uma zona condutiva, a resistividade aparente é geralmente maior que a resistividade do condutor. Assim, os dados devem ser interpretados para se obter a resistividade verdadeira da camada pretendida (Fitterman e Stewart, 1986). Finalmente, antes de

iniciar as operações de campo, é importante fazer alguns cálculos estimativos usando trabalhos publicados, curvas de sondagens e a Equação 2.10 para determinar se os objetivos pretendidos podem ser obtidos através das sondagens TEM.

Capítulo 3

Instrumento de Medida - Sirotem MK3

As sondagens TEM realizadas neste trabalho foram efetuadas com um equipamento SIROTEM MK3, produzido pela firma australiana Geoinstruments Pty Ltd. Trata-se de um sistema controlado e operado por microprocessador com armazenamento interno das informações adquiridas. O instrumento pode detectar materiais condutores no subsolo, transmitindo pulsos elétricos através de um cabo em forma de laço de corrente (bobina ou antena) colocado na superfície. Esse cabo pode ser usado tanto na transmissão como na recepção do sinal (Santos et al, 2005).

A transmissão de corrente consiste de pulsos positivos e negativos como se mostra na Figura 3.1. Entre os pulsos existe um intervalo de tempo de corrente nula durante o qual o sinal recebido é medido. Essa duração é definida pelo instrumento como um múltiplo de 10 ms para rejeitar interferências da rede de 50 Hz ou de 8,333 ms para a rede for 60 Hz, frequência de geração elétrica no Brasil.

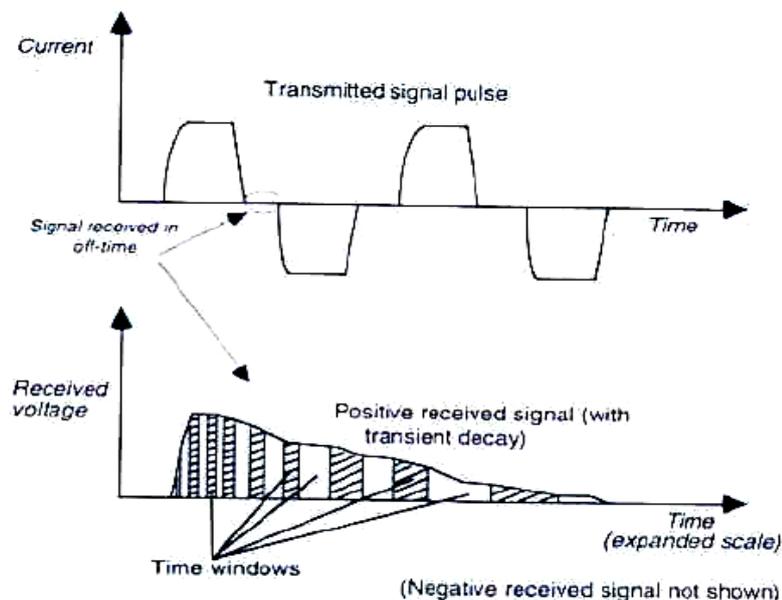


Figura 3.1. Evolução da forma de onda da corrente no transmissor e voltagem no receptor com o tempo.

A transmissão dos pulsos é repetida muitas vezes durante uma medida e a estimativa dos tempos de atenuação é efetuada através de resultados médios produzidos no processo de “empilhamento” (“*stacking*”). Nesta fase, o processamento dos dados envolve não só o empilhamento dos registros como também o cálculo da resposta média da atenuação do campo magnético vertical $\frac{dB}{dt}$, expressa em $\mu\text{V}/\text{ms}$. O equipamento possui também um sistema de rejeição para reduzir ruídos produzidos por descargas elétricas atmosféricas (“*sferics*”).

As leituras, normalizadas pela saída de corrente, são mostradas na tela do console. Elas também podem ser repassadas para um computador ou impressora serial através de uma interface RS232. Qualquer programa padrão de comunicação pode ser usado. Todos os dados são estocados numa memória de estado sólido para acesso instantâneo.

A aquisição de dados (“*run*”) é iniciada após a instalação das bobinas transmissora e receptora no solo. Os parâmetros usados para selecionar as janelas e o número de empilhamentos são definidos utilizando o menu de aquisição de dados abaixo (Figura 3.2).

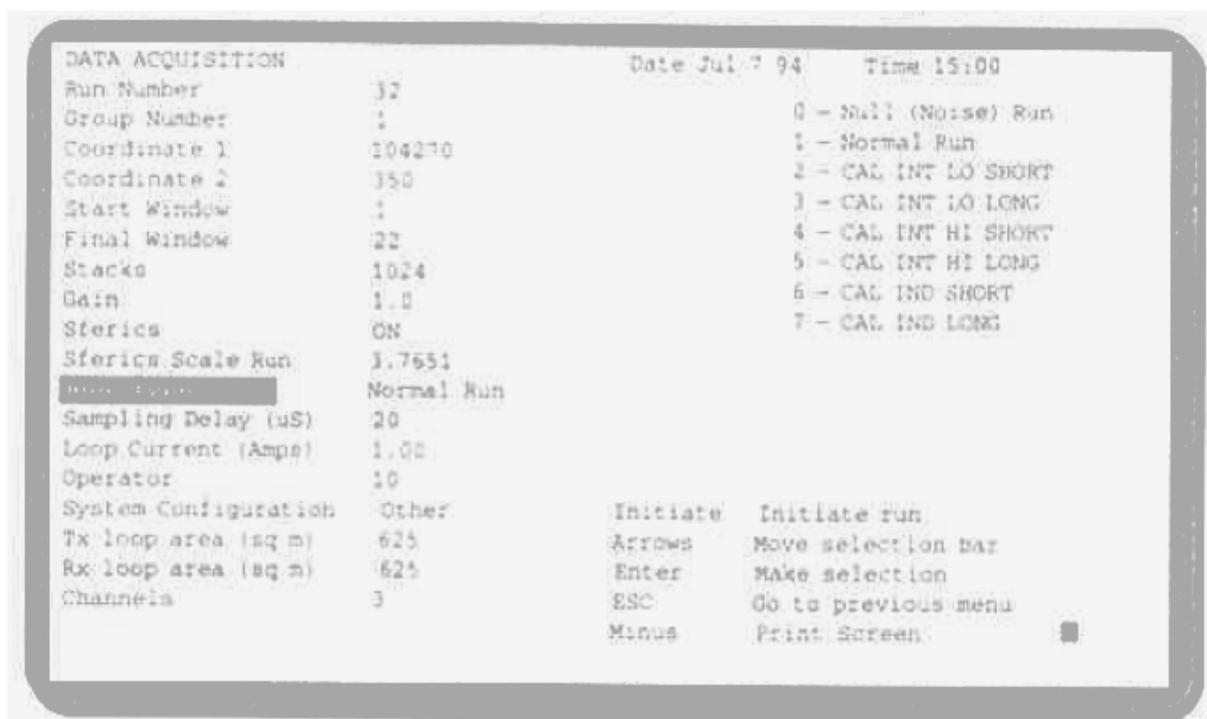


Figura 3.2. Menu de aquisição de dados do equipamento Sirotek MK3.

Todos os parâmetros de aquisição de dados selecionados são armazenados numa memória de estado sólido e não são perdidos caso a alimentação for cortada.

A aquisição de dados depois de um pulso de transmissão refere-se a um empilhamento único. Através da média que resulta de um número adequado de empilhamentos, pode se obter uma melhoria substancial na relação sinal/ruído. Entretanto, isso nem sempre acontece se a condutividade superficial for muito elevada e se o nível de ruído for importante, nesses casos a medida é descartada. O número de empilhamentos pode ser definido entre 1 e 9999. Devido à operação de um circuito interpolador para melhorar a resolução, há uma ligeira vantagem em escolher uma potência de 2 (como 128, 256, 512,...). A escolha do número de empilhamento é praticamente um compromisso entre tempo de aquisição e razão sinal/ruído. Em geral, para melhorar esta razão por um fator 2 é preciso aumentar de um fator 4 o número de empilhamentos. Quando se utiliza o recurso “*sferics*” para reduzir o ruído

eletromagnético produzido pela eletricidade atmosférica (raios), são precisos 32 empilhamentos, no mínimo. Segundo Santos (2006), a utilização do processo de empilhamento, isto é, a soma de sucessivos sinais no receptor correspondentes a diferentes sinais do transmissor, permite o cancelamento do ruído aleatório (não coerente) aumentando a relação sinal/ruído e possibilitando a detecção de sinais fracos, correspondentes às estruturas profundas.

Segundo Spies (1988), a profundidade de penetração de um sinal transiente eletromagnético depende da intensidade desse sinal e portanto da corrente no transmissor. Assim, fabricantes de instrumentos geofísicos dedicaram nos últimos anos muitos esforços para a concepção e construção de transmissores capazes de gerar correntes maiores. As correntes dos transmissores atuais de sistemas comerciais TEM passaram de 2 A, na década de 1960, para mais de 30 A, o que porém resultou num aumento relativamente modesto da profundidade de exploração: cerca de 70%.

No equipamento Sirotem MK3, a corrente no transmissor, em condições normais de operação pode atingir 10 A. Pode-se escolher a área do laço de corrente entre 1 a 99999 metros quadrados.

No levantamento efetuado neste trabalho, as aquisições foram realizadas montando-se o circuito com geometria coaxial “*coincident loop*” ou “*in-loop*”.

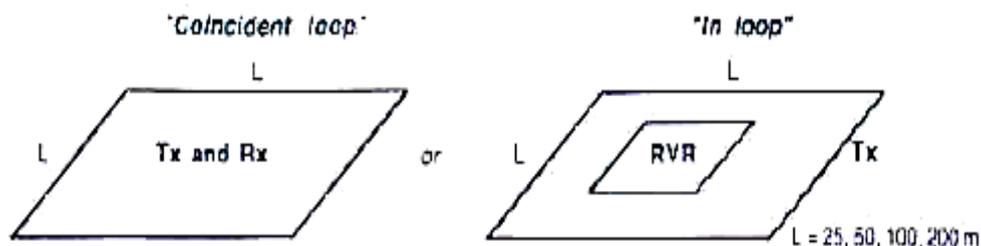


Figura 3.3: Configurações “*Coincident Loop e In Loop*”.

Existem também outras configurações comumente utilizadas em levantamentos TEM utilizando laços de corrente de transmissão e de recepção separados. Nestas configurações, as bobinas são separadas por distâncias de 100 ou 150 m e apresentam usualmente 20 m ou 50 m de lado (Figura 3.4). A teoria mostra que a profundidade de penetração aumenta com a separação entre os laços de corrente. Uma das vantagens desta configuração é a geração de uma curva de atenuação de forma mais simples e portanto mais facilmente interpretável. Uma das desvantagens reside na dificuldade da recepção de sinais mais fracos o que implica numa maior dificuldade para fixar adequadamente um posicionamento ótimo das bobinas no campo.

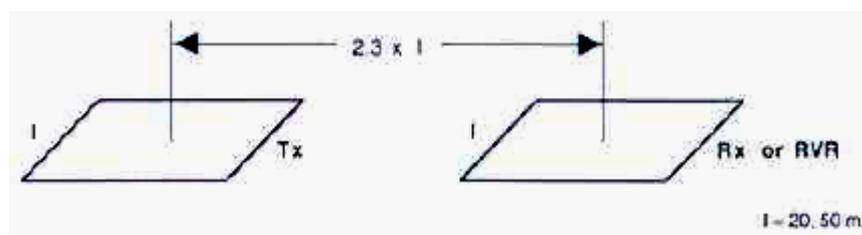


Figura 3.4. Configuração com laços de transmissão e recepção espacialmente separados.

Pode-se ainda usar uma configuração de laço de transmissão fixo. Nessa configuração o laço de transmissão é de grandes dimensões (perímetro maior que 1500 m) (Figura 3.5):

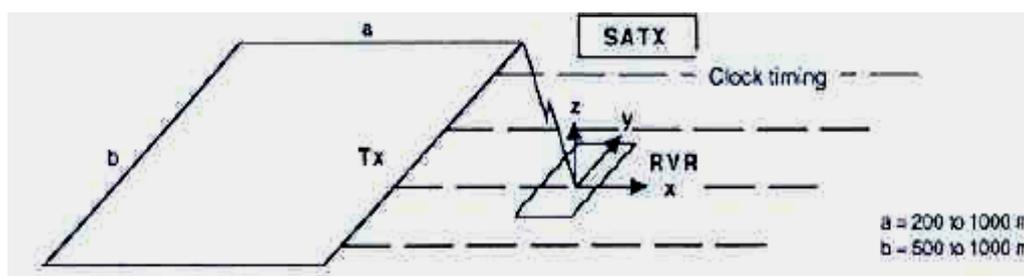


Figura 3.5. Representação do sistema de aquisição com laço de transmissão fixo.

O cálculo da resistividade aparente no Sirotem MK3 nas configurações “*coincident loop*” ou “*in loop*” num semi-espaço homogêneo é baseado na fórmula assintótica (Geoinstruments Pty, 1996).

$$r = 6,32 \times 10^{-12} A^{2/3} b^{4/3} (V/I)^{-2/3} t^{-5/3}, \quad (3.1)$$

em que r é a resistividade aparente ($\Omega.m$), A a área efetiva da bobina (m^2), b o comprimento do lado da bobina (m), (V/I) a resposta transiente (*Volts/Ampere*), e t o tempo de atenuação (s).

A tabela abaixo mostra os tempos a partir dos quais a Equação 3.1 é válida. Este tempo depende dos valores das dimensões do transmissor e da resistividade do semi-espaço. Este tempo diminui com o aumento da resistividade e aumenta com as dimensões do transmissor.

Comprimento do lado do Laço	Resistividade do semi-espaço 10 $\Omega.m$	Resistividade do semi-espaço 100 $\Omega.m$	Resistividade do semi-espaço 1000 $\Omega.m$
200 m	4.8 ms	0.48 ms	0.048 ms
100 m	1.2 ms	0.12 ms	0.012 ms
50 m	0.3 ms	0.03 ms	0.003 ms
25 m	0.074 ms	0.0074 ms	0.00074 ms

Tabela 3.1. Intervalo de tempo mínimo além do qual a Equação 3.1 possui validade em função do comprimento do lado do laço transmissor e da resistividade do semi-espaço.

Capítulo 4

A Aquisição dos Dados

4.1 - Contexto da Bacia de Resende.

A Bacia de Resende constitui um segmento do *Rift Continental do Sudeste do Brasil* localizado no extremo sudoeste do Estado do Rio de Janeiro, abrangendo os municípios de Barra Mansa (distrito de Floriano), Quatis, Porto Real, Resende e Itatiaia. A extremidade ocidental da bacia está situada na área da INB (Indústrias Nucleares do Brasil), próxima à sede distrital de Engenheiro Passos (município de Resende), e a extremidade oposta é aproximadamente limitada pela Ferrovia do Aço, no município de Quatis, próxima à divisa com o município de Barra Mansa. Essa bacia é uma depressão tectônica encaixada entre as montanhas da Serra da Mantiqueira que a limitam a N-NW e as montanhas da Serra da Bocaina a S-SE. Com as bacias de São Paulo, Taubaté e Volta Redonda, a Bacia de Resende constitui o grupo de bacias continentais tafrogênicas denominadas "Sistemas *Rift* da Serra do Mar" por Almeida (1976) e redefinidas por Riccomini (1989) como o "*Rift Continental do Brasil Sudeste*". Geograficamente, a área em questão situa-se entre os paralelos 22° 22'e 22° 30' de latitude S, e 44° 12'e 44° 30' de longitude W (Figura 4.1). A bacia possui cerca de 47 km de comprimento. Sua largura média é de 4,5 km, tendo largura máxima de 7,3 km a oeste da cidade de Resende, e mínima de 1,2 km a oeste da cidade de Itatiaia.

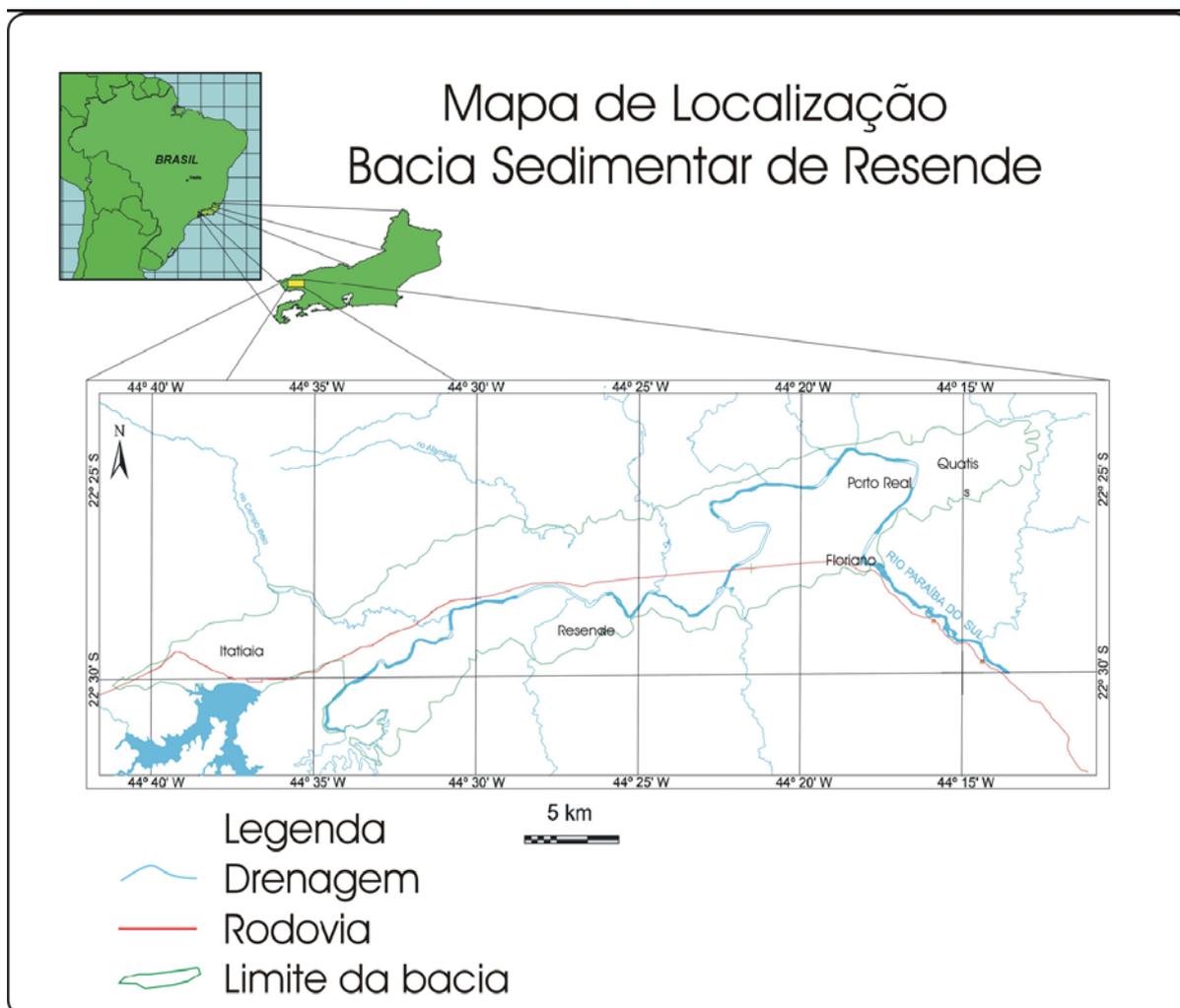


Figura 4.1. Localização da Bacia de Resende.

O preenchimento sedimentar desta bacia é constituído essencialmente por sucessões deposicionais terciárias de origem aluvial e por sedimentos quaternários. A composição, os limites dessa bacia e os dados litoestratigráficos são mostrados nas Figuras 4.2 e 4.3 (Bettini, 2004):

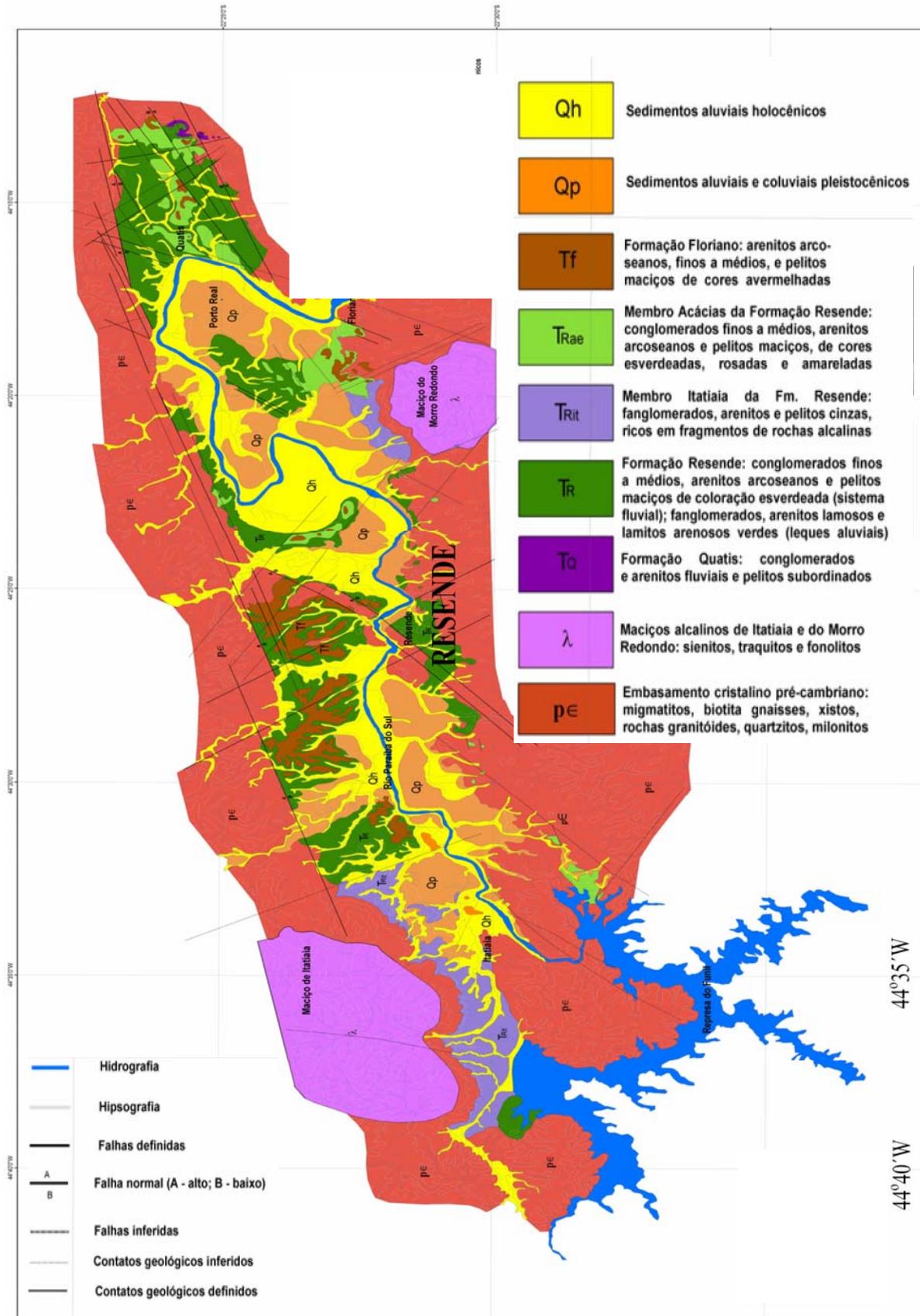


Figura 4.2. Mapa geológico da Bacia de Resende.

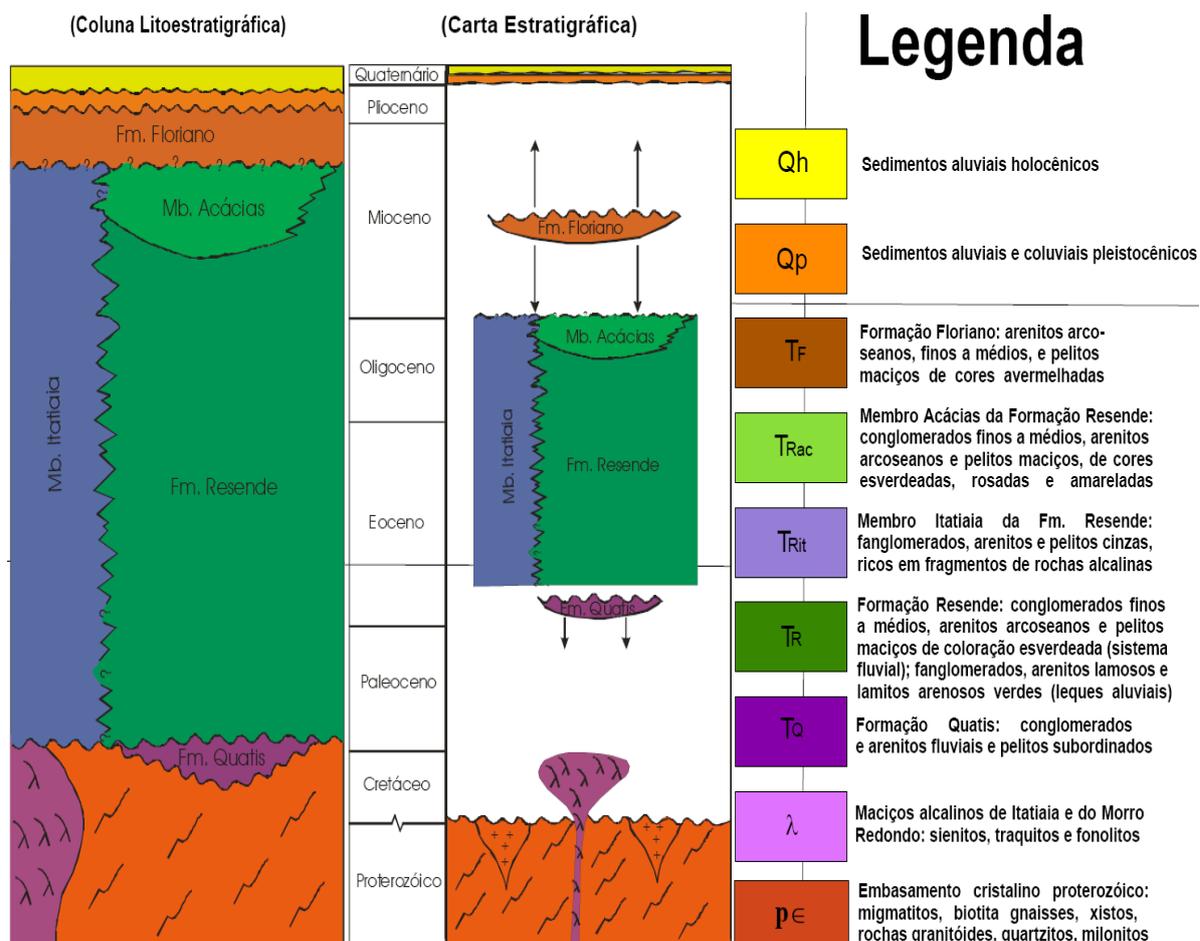


Figura 4.3. Coluna litoestratigráfica e carta estratigráfica da Bacia de Resende.

A análise das Figuras 4.2 e 4.3 revelam a presença de um preenchimento sedimentar altamente condutivo, com a forte presença de arenitos e sedimentos aluviais, que conforme a Tabela 4.1, tendem a manter baixos os valores das resistividades do terreno. Essa peculiaridade da Bacia de Resende tende a diminuir a profundidade de difusão do sinal EM induzido utilizado no método. Observa-se que em algumas estações o sinal induzido tende a se dissipar nos horizontes mais superficiais e pode não alcançar as regiões mais profundas. Este foi um problema enfrentado através da seleção das melhores sondagens e inevitável descarte de dados transientes eletromagnéticos inutilizáveis. Neste trabalho utilizamos as informações

fornecidas por dados gravimétricos adquiridos em cerca de 200 estações (Escobar et al, 2000) e que permitiram construir uma imagem 3D do arcabouço da Bacia de Resende. Esses dados gravimétricos foram utilizados para corrigir resultados das estações TEM onde o sinal foi fortemente afetado não somente pela estrutura altamente condutiva, mas também pelo forte ruído cultural existente na região.

A área da Bacia de Resende é densamente povoada e industrializada com diversos tipos de condutores artificiais interceptando a região. Esta é uma situação que ocorre com frequência em estudos hidrogeofísicos e ambientais. Assim, um bom entendimento do que ocorre no acoplamento destes condutores com o transmissor TEM é de suma importância. Este é o fator mais limitante do método TEM em áreas densamente habitadas.

Condutores artificiais incluem linhas de transmissão de alta tensão, tubos e cabos enterrados e cercas de arame. Sorensen et al. (2000) fazem referência a dois tipos de acoplamento: galvânico e capacitivo. As denominações se referem ao caminho de retorno da corrente após indução em um condutor artificial pelo transmissor TEM.

No acoplamento galvânico, o transmissor TEM induz correntes em um condutor artificial em contato galvânico com a terra. Isto é mostrado na Figura 4.4 que exhibe um fio condutor aterrado no pólo de uma linha de alta tensão e a curva de sondagem correspondente.

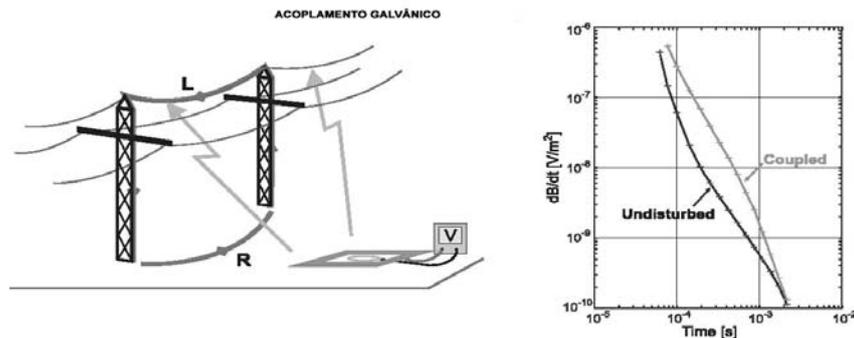


Figura 4.4. Ilustração do acoplamento galvânico e um exemplo da resposta TEM correspondente a uma sondagem não perturbada.

Trata-se de um circuito - RL cujo decaimento é exponencial. No acoplamento capacitivo, a resposta do circuito - RL distorce o sinal que antecede a fuga capacitiva da corrente do núcleo condutor para a terra através do isolante do cabo subterrâneo ilustrado na Figura 4.5, juntamente com a curva correspondente de sondagem. Temos então um circuito - RLC cujo decaimento oscilante é facilmente identificado na curva de sondagem.

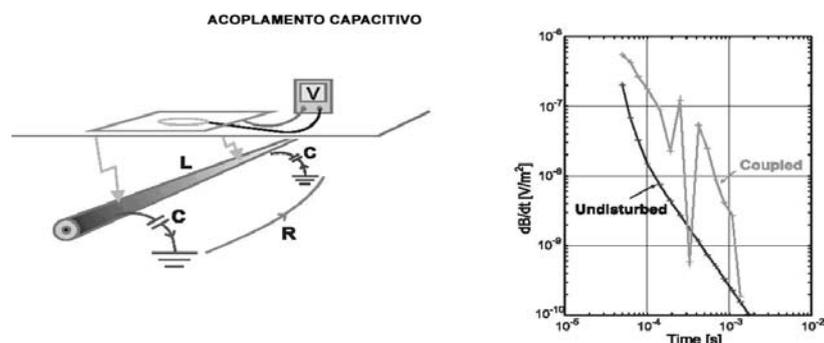


Figura 4.5. Ilustração do acoplamento capacitivo e um exemplo da resposta TEM correspondente a uma sondagem não perturbada.

A amplitude de ambos os tipos de respostas depende do tamanho e da forma do condutor bem como da distância d ao transmissor. De um modo geral, os condutores podem ser 3-D, 2-D, ou até mesmo 2,5-D. A resposta de um condutor 3-D confinado decai proporcionalmente a d^6 , a resposta de um condutor 2,5-D é

proporcional a d^4 e a de uma configuração 2-D é proporcional a d^2 . Deste modo, obtém-se uma medida sem distorção numa posição bem próxima de um condutor de dimensões limitadas (3-D), enquanto que para uma linha de alta tensão ou um oleoduto (condutor 2-D, 2,5-D) a zona de influência pode ser bem mais importante.

4.2 - Relações entre Litologia e Resistividade

Segundo Loke (1997), o Método da Resistividade foi desenvolvido por volta de 1920 com os trabalhos dos irmãos Schlumberger. O propósito das pesquisas elétricas é determinar a distribuição de resistividade da sub-superfície. A resistividade do solo está relacionada com vários parâmetros geológicos tais como: teor mineral e de fluidos, porosidade e grau de saturação de água das rochas. As pesquisas sobre resistividade fornecem o quadro de distribuição da resistividade da superfície. Para converter o quadro de resistividade em um quadro geológico, é importante conhecer alguns dos valores típicos de resistividade para diferentes tipos de materiais e a geologia da área pesquisada.

A Tabela 4.1 fornece valores de resistividade de rochas e materiais mais comuns (Keller e Frischknecht, Daniels e Alberty, apud Loke, 1997). Rochas ígneas e metamórficas têm tipicamente valores elevados de resistividade. A resistividade dessas rochas depende grandemente do grau de fraturação, da porcentagem das fraturas preenchidas de água e da concentração dos sais dissolvidos. Rochas sedimentares, que são mais porosas e têm maiores conteúdos de água, normalmente têm menores valores de resistividade. Solos molhados e com águas subterrâneas

também têm valores de resistividade menores. Solos argilosos normalmente têm valores de resistividades mais baixos que solos arenosos.

A resistividade da água subterrânea varia entre 10 a 100 Ω .m dependendo da concentração dos sais dissolvidos. Os valores de muitos materiais produzidos em indústrias que podem contaminar o solo também são apresentados na Tabela 4.1. Metais, como o ferro, têm valores de resistividades extremamente baixos. Materiais como cloreto de potássio e cloreto de sódio podem reduzir a resistividade da água para menos que 1 Ω .m, mesmo em baixas concentrações. O efeito de eletrólitos fracos, como o ácido acético, é comparativamente menor. Hidrocarbonetos, como os xilenos, tipicamente têm valores de resistividades muito altos.

Os valores de resistividade estão compreendidos numa faixa muito maior quando comparadas a outras quantidades físicas mapeadas por outros métodos geofísicos. A resistividade das rochas e solos na área pesquisada pode variar em muitas ordens de magnitudes. Em comparação, valores da densidade geralmente mudam para menos que um fator de 2, e velocidades sísmicas geralmente não mudam mais que um fator de 10. Isso faz com que a resistividade e outros métodos elétricos ou eletromagnéticos sejam técnicas geofísicas muito versáteis (Loke, 1997).

Material	Resistivity ($\Omega \cdot m$)	Conductivity (Siemen/m)
Igneous and Metamorphic Rocks		
Granite	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
Basalt	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
Slate	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$	$2.5 \times 10^{-8} - 1.7 \times 10^{-3}$
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Quartzite	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Sedimentary Rocks		
Sandstone	$8 - 4 \times 10^3$	$2.5 \times 10^{-4} - 0.125$
Shale	$20 - 2 \times 10^3$	$5 \times 10^{-4} - 0.05$
Limestone	$50 - 4 \times 10^2$	$2.5 \times 10^{-3} - 0.02$
Soils and waters		
Clay	1 - 100	0.01 - 1
Alluvium	10 - 800	$1.25 \times 10^{-3} - 0.1$
Groundwater (fresh)	10 - 100	0.01 - 0.1
Sea water	0.2	5
Chemicals		
Iron	9.074×10^{-8}	1.102×10^7
0.01 M Potassium chloride	0.708	1.413
0.01 M Sodium chloride	0.843	1.185
0.01 M acetic acid	6.13	0.163
Xylene	6.998×10^{16}	1.429×10^{-17}

Tabela 4.1. Resistividades de algumas rochas e materiais.

4.3 – O Levantamento Transiente Eletromagnético

O levantamento foi efetuado com o equipamento SIROTEM MK3 (Figuras 4.6 e 4.7) com a realização de 88 sondagens. As estações de sondagem foram distribuídas em uma malha aproximadamente regular de cerca de 2 km de lado (Figura 4.8). A previsão inicial de um programa com mais de 100 sondagens TEM não foi levada adiante devido a dificuldades de acesso e condições inadequadas da topografia para a instalação do sistema de bobinas.



Figura 4.6. Console do Sirotem MK3.



Figura 4.7. Adquirindo dados – Sirotem MK3.

Cada sondagem consiste no registro do tempo de atenuação da componente vertical da indução magnética em função do tempo. É então possível, para cada estação, estabelecer um perfil vertical de resistividade *versus* tempo de amostragem. Os dados são interpretados através de um algoritmo de inversão 1-D que permite estimar a resistividade verdadeira em função da profundidade (Meju, 1992).

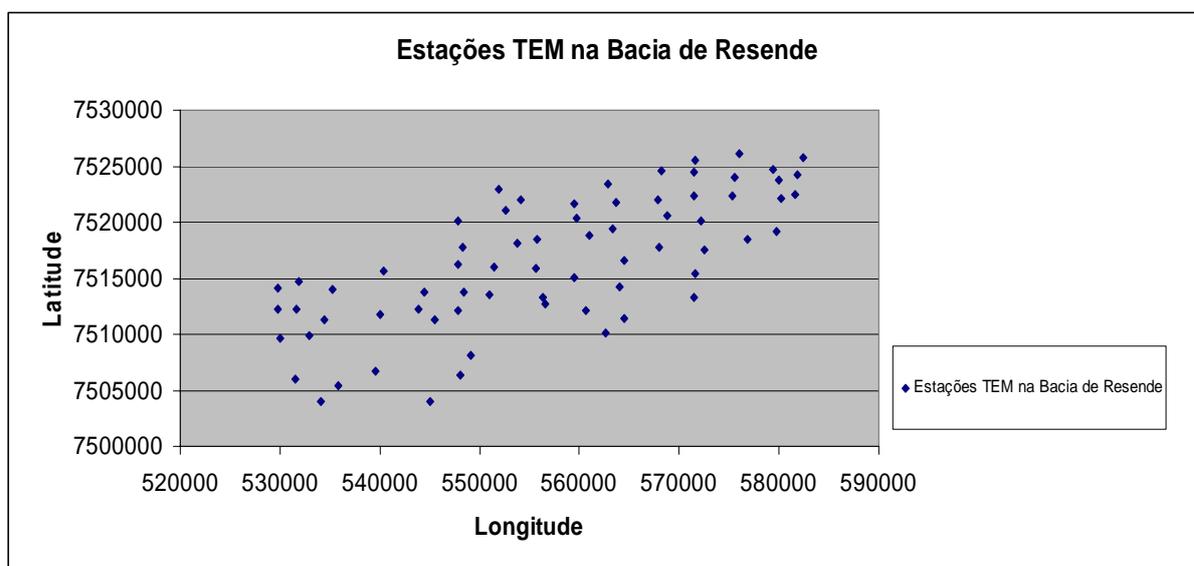


Figura 4.8. Localização das estações TEM.

A aplicação do método TEM no estudo da geometria do embasamento da Bacia de Resende permitiu mapear os limites laterais da bacia e propor limites para a profundidade dos sedimentos com boa concordância com informações provenientes dos poços. Em geral, os valores da resistividade aumentam com a profundidade até alcançar o embasamento, que apresenta valores maiores do que 100-150 Ω .m, não tendo sido observados grandes contrastes de resistividade elétrica ao longo da coluna sedimentar. Como a Bacia de Resende pode apresentar valores muito elevados da condutividade em algumas áreas, a energia do sinal TEM, nestes casos, extingue-se rapidamente por efeito Joule antes de alcançar o embasamento, não permitindo assim

estimativas para sua profundidade. Essa região densamente povoada apresenta intensa atividade cultural que gera ruído que tende a mascarar os registros dos tempos tardios do transiente, de importância fundamental para a estimativa das camadas resistivas mais profundas. Apesar do processo de “empilhamento” (“*stacking*”) e mesmo com a utilização de processos estatísticos robustos durante a aquisição dos dados, algumas sondagens, especialmente aquelas próximas a linhas de transmissão, não produziram resultados aceitáveis. Este é um exemplo de situação que limita a aplicabilidade do método TEM.

Capítulo 5

A Interpretação dos Dados

O objetivo das sondagens TEM foi estimar a distribuição da condutividade em sub-superfície na bacia de Resende a partir das observações dos tempos de atenuação das voltagens induzidas na bobina receptora do equipamento. Métodos teóricos de modelagem são utilizados para obter as relações entre os tempos de atenuação e a resistividade – resposta da terra às excitações produzidas pela bobina transmissora.

A resposta da terra a uma excitação de magnitude h_0 (produzida no transmissor), solução do “problema direto” no método TEM é dada pelos campos transientes da Equação 2.6.

Uma estimativa da distribuição da condutividade em sub-superfície é obtida através da resolução do problema inverso ou da inversão dos dados TEM. De um modo geral, as questões pertinentes ao poder de resolução das observações (geralmente afetadas por ruído), aos tipos de modelos que reproduzem estas observações e ao efeito dos erros observacionais são abordados através da teoria da inversão.

O processamento dos dados após a etapa de campo é relativamente simples e envolve: carga dos dados e geração de um banco de dados georreferenciados com todas as medidas de todas as estações; cálculo da resistividade aparente por estação e análise das curvas geradas (resistividade aparente *versus* tempo). A partir destas realizam-se inversões unidimensionais (1-D) suavizadas com o objetivo de se determinar a estratigrafia geoeétrica sob cada estação. Na referida inversão, estabelece-se um modelo inicial onde são determinados o número de camadas e suas

respectivas espessuras e resistividades. O problema inverso é resolvido iterativamente, onde uma aproximação prévia serve como base para novos valores dos parâmetros (espessura e resistividade de camada). O processo termina quando se atinge um percentual de erro de ajuste pré-estabelecido (5% no presente trabalho). A escolha do modelo inicial pode ser determinada considerando algum conhecimento prévio da geologia de subsuperfície ou um semi-espaço homogêneo.

O primeiro passo para efetuar as inversões é selecionar as estações que podem ser aproveitadas, ou seja, as estações cujas aquisições fornecem uma curva de decaimento da voltagem com o tempo que não seja demasiadamente distorcida e mais próxima da forma exponencial. Por exemplo, a Figura 5.1 mostra uma sondagem fortemente perturbada por ruído, considerada ruim e na Figura 5.2, tem-se uma sondagem pouco contaminada considerada boa para a inversão:

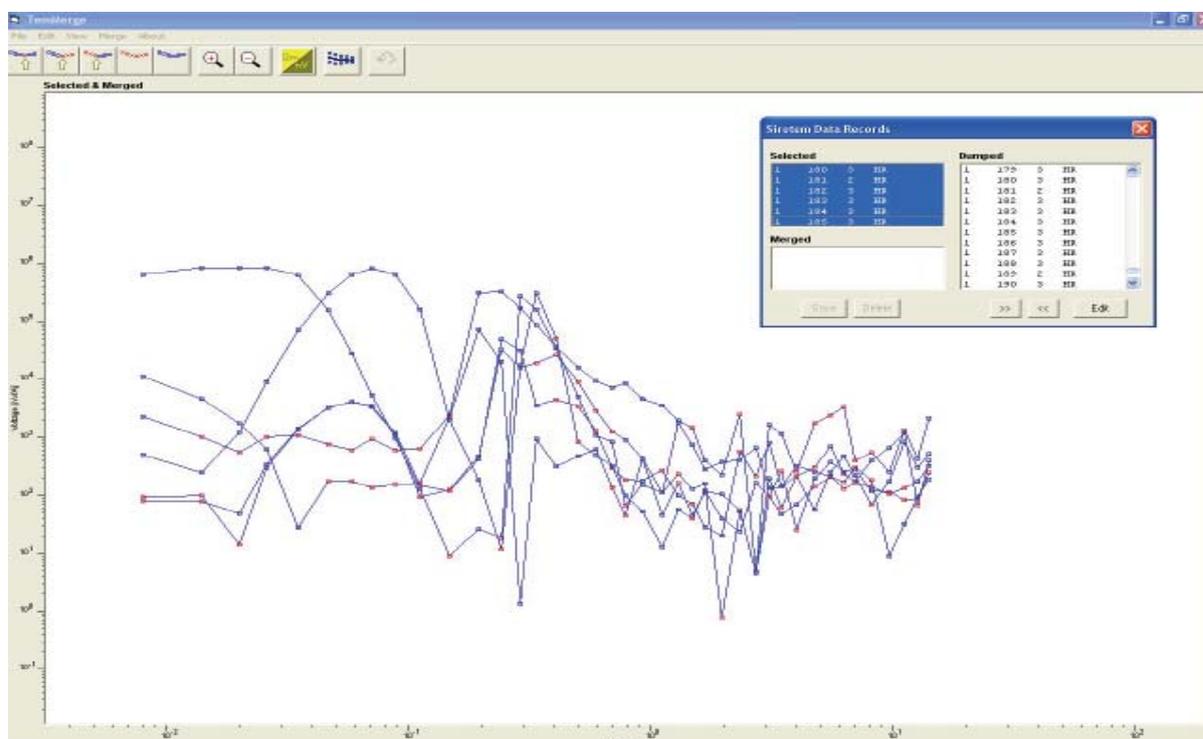


Figura 5.1. Curvas de atenuação da voltagem no receptor com o tempo para uma estação contaminada com excesso de ruído.

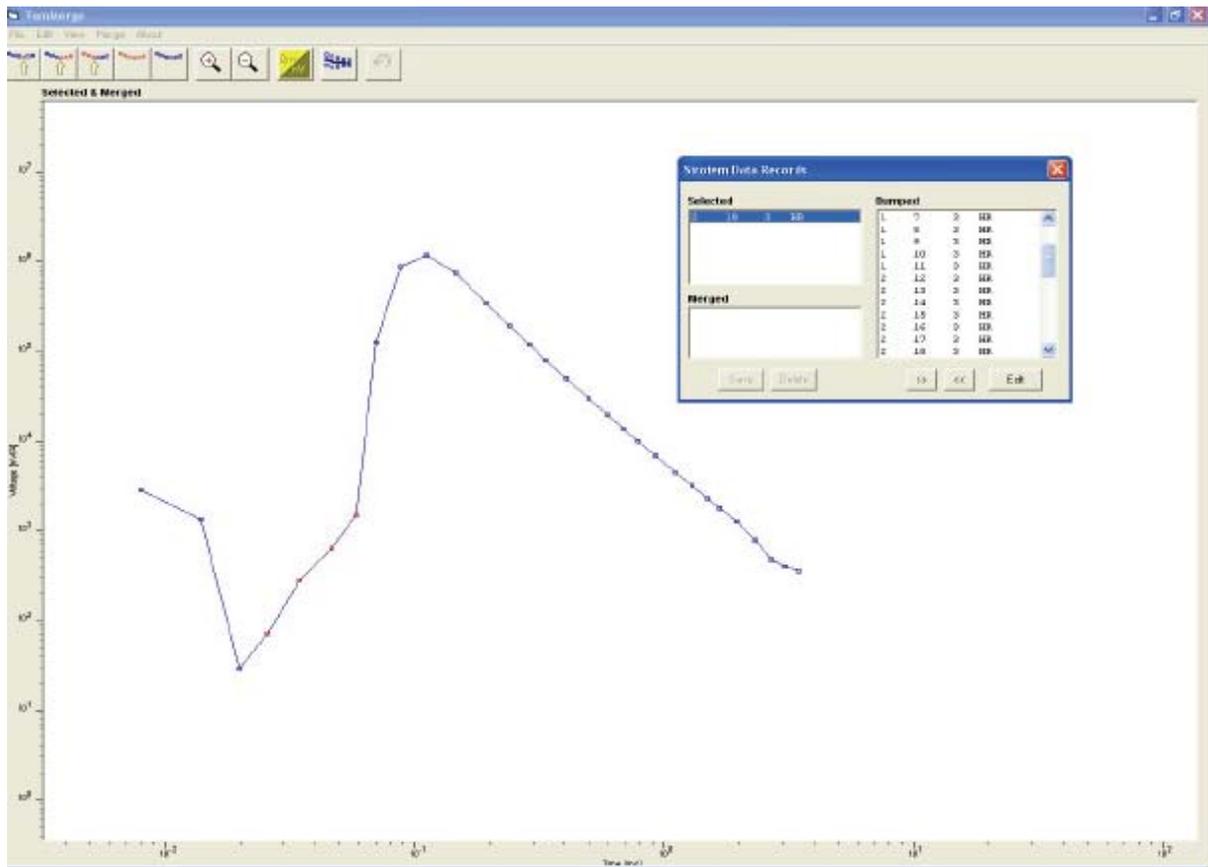


Figura 5.3. Curva de atenuação da voltagem induzida para uma sondagem considerada utilizável.

Em seguida, procede-se a uma edição da atenuação eliminando geralmente os instantes iniciais da curva (Figuras 5.4.a e 5.4.b).

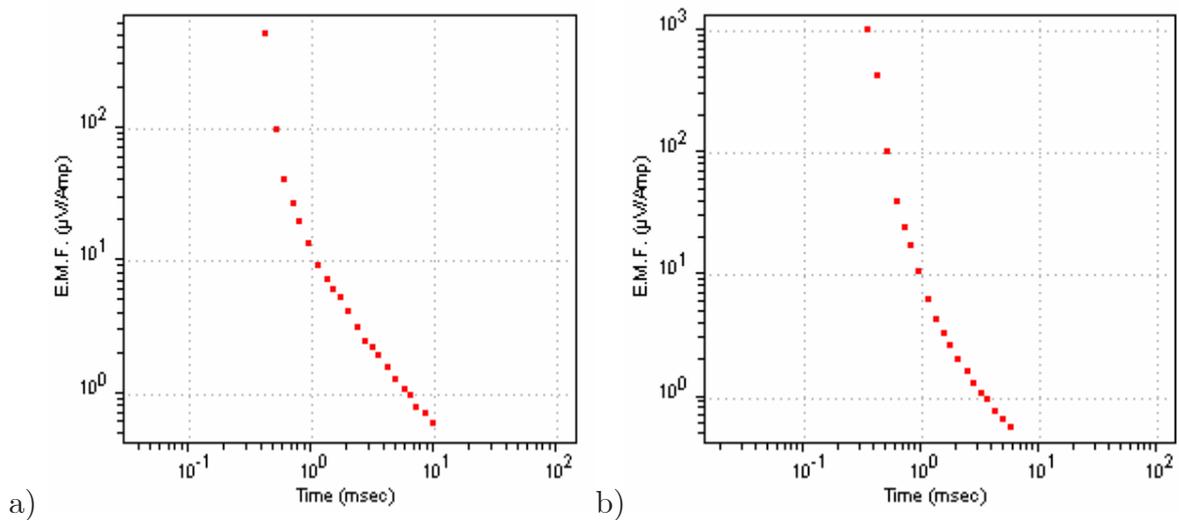


Figura 5.4. Curvas de atenuação da voltagem induzida com o tempo editadas para as estações: a)TEM 88 e b)TEM 92.

Uma maneira alternativa é representar a resistividade aparente em função do tempo de atenuação: (Figuras 5.5.a e 5.5.b)

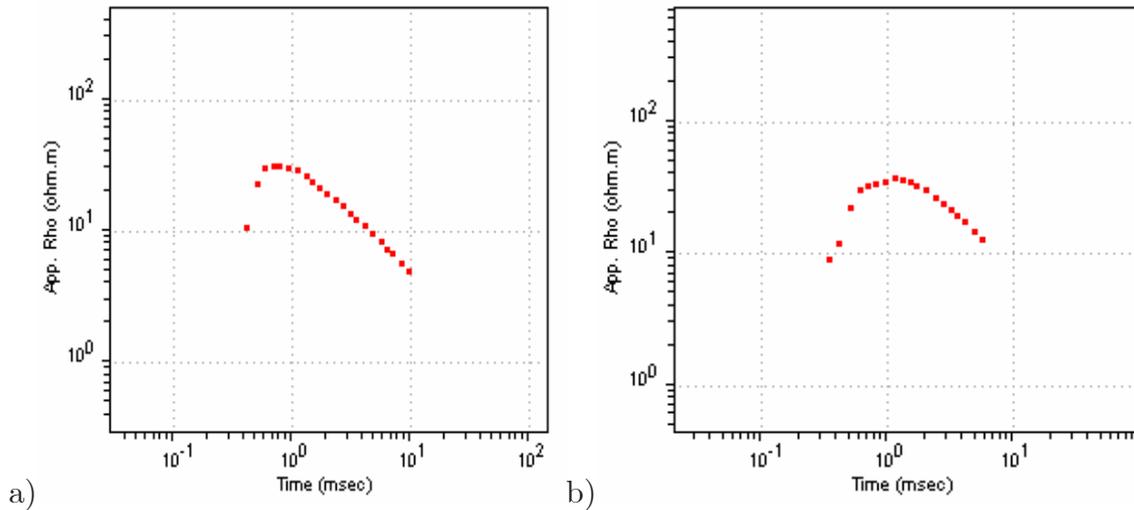


Figura 5.5. Curvas de resistividade aparente em função do tempo para estações : a) TEM88 e b)TEM92.

O resultado das inversões 1-D para cada estação é um modelo de camadas com resistividades e espessuras específicas. Com as curvas editadas é possível realizar a inversão com um modelo de até 8 camadas. Nesse trabalho, adotou-se para todas as estações um modelo de 6 camadas, como se observa nas Figuras 5.6.a a 5.6.b.

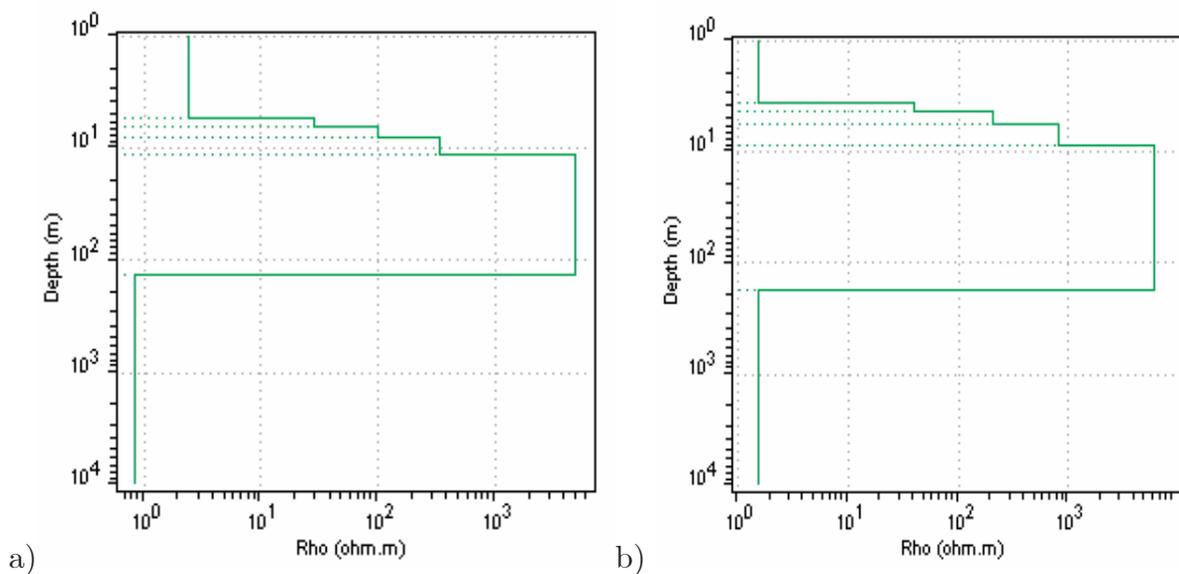


Figura 5.6. Modelos de 6 camadas da resistividade com a profundidade. a)TEM 88 e b)TEM 92.

Os dados gravimétricos existentes na Bacia de Resende serviram de apoio para uma melhor definição da estrutura geológica em estações onde não foi possível obter dados TEM confiáveis. Foram utilizados para esse fim os dados gravimétricos adquiridos em pontos coincidentes ou próximos às estações TEM.

Os levantamentos gravimétricos foram realizados em torno de 200 pontos espaçados de modo aproximadamente regular, visando cobrir toda a área da bacia. A Figura 5.7 apresenta o mapa da distribuição final dos pontos observados e a Figura 5.8 mostra o mapa residual da anomalia gravimétrica de Bouguer obtido que foi usado para fins de correções.

Distribuição dos pontos gravimétricos

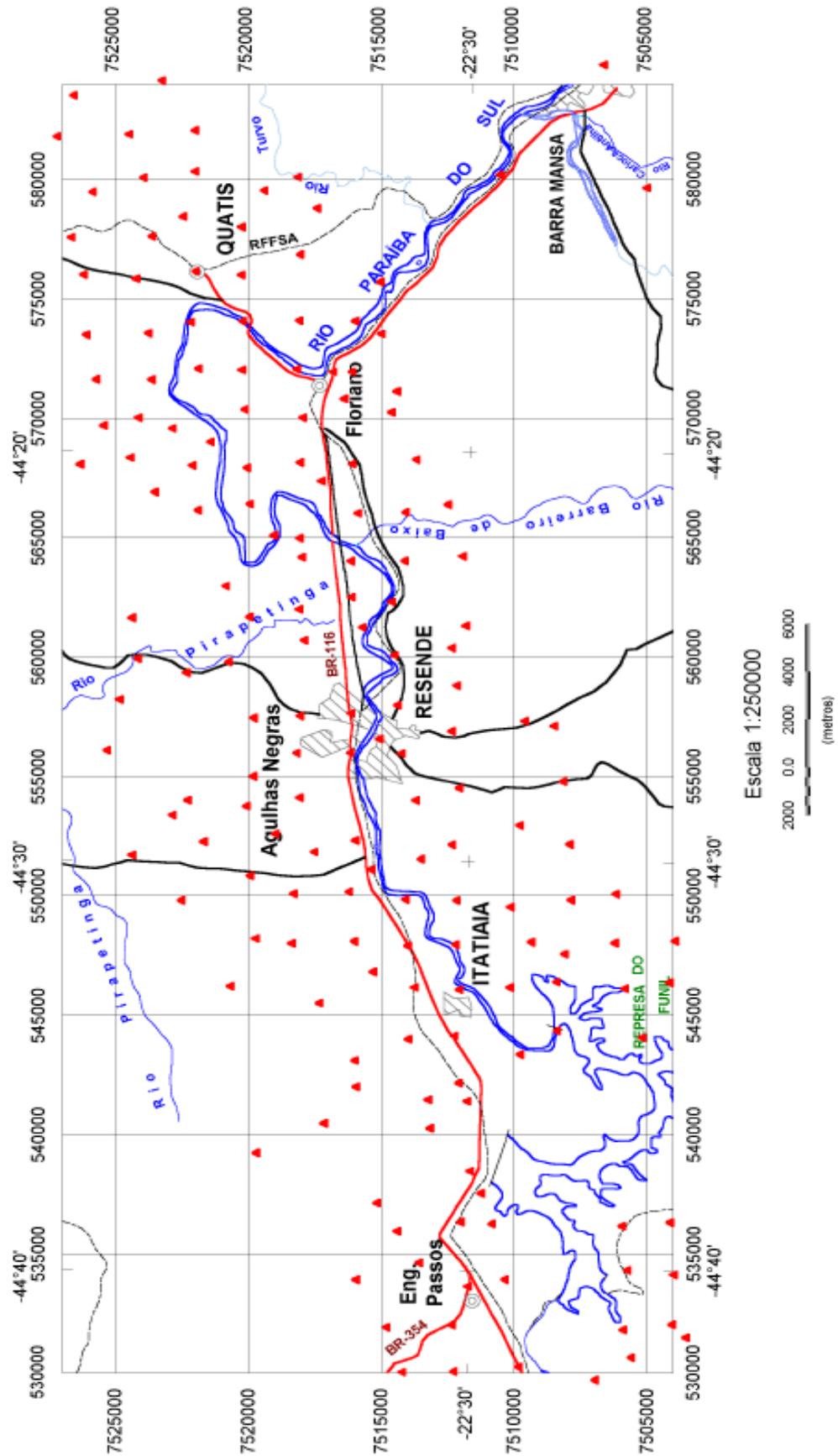


Figura 5.7. Distribuição dos pontos gravimétricos da Bacia de Resende (triângulos vermelhos).

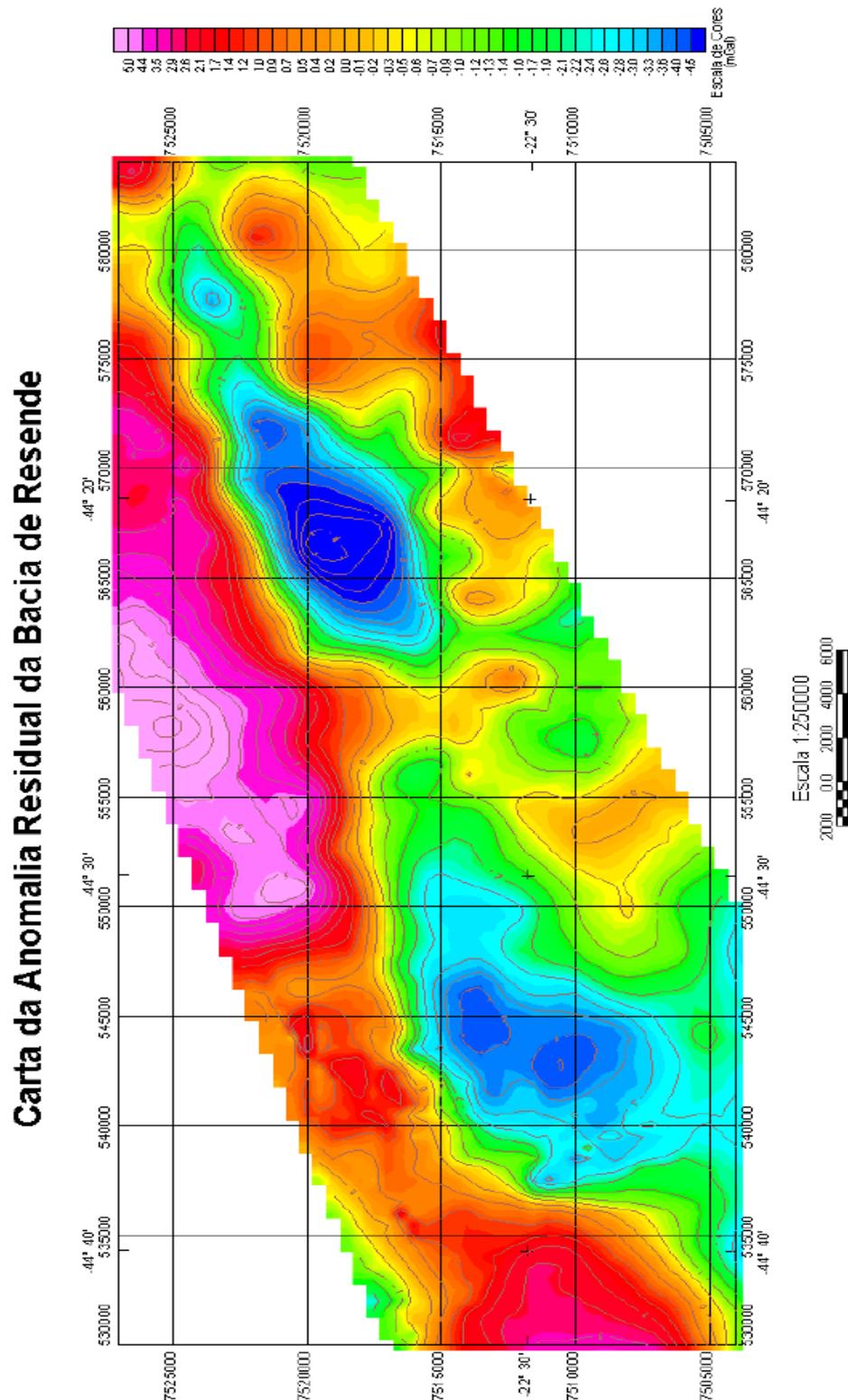


Figura 5.8. Mapa de anomalia Bouguer residual da região da Bacia de Resende.

Algumas estações TEM apresentaram resultados críticos (Figura 5.9), seja devido ao forte ruído eletromagnético existente na região e também pelo fato dos

terrenos da bacia serem altamente condutivos, o que limita o alcance do sinal TEM. Para construir a imagem geolétrica decidiu-se que os dados ausentes para estimar as profundidades poderiam ser estimados por interpolação utilizando a informação gravimétrica.

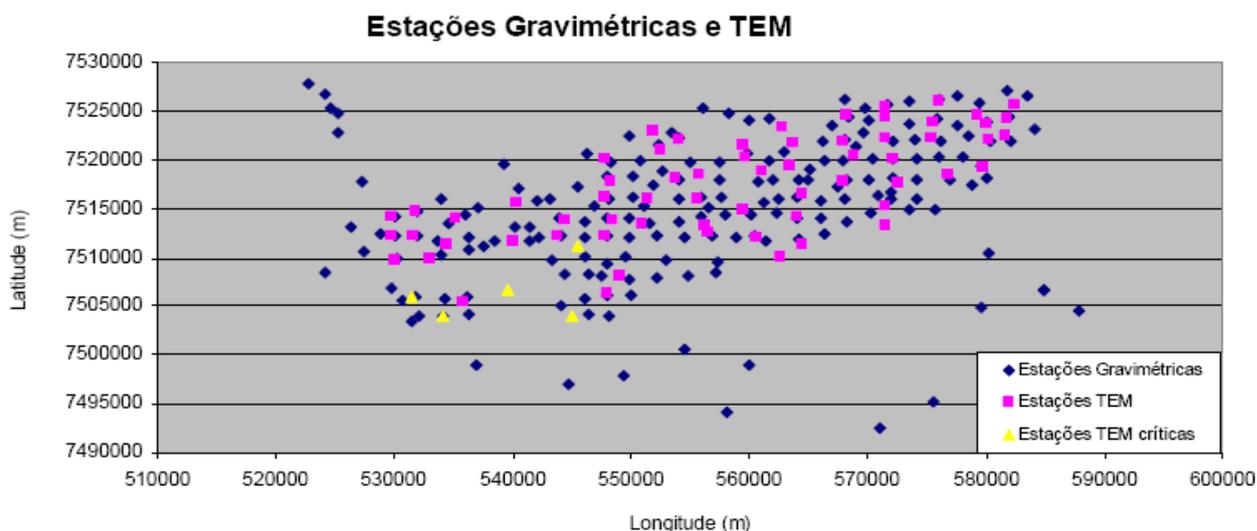


Figura 5.9. Distribuição dos pontos gravimétricos e TEM utilizados na Bacia de Resende (as estações TEM foram adquiridas em pontos coincidentes ou próximos).

Evidentemente, não há relação física direta entre a densidade e a resistividade do terreno, em subsuperfície. Entretanto, pode-se assumir uma semelhança entre as geometrias da bacia deduzidas através dos dois métodos. Nesse contexto, foi utilizado o imageamento gravimétrico produzido pela anomalia residual de Bouguer. Assim, os “vazios” da modelagem geolétrica puderam ser estimados assumindo uma relação linear com a geometria “gravimétrica”. Convencionou-se então que o maior valor encontrado para a profundidade do embasamento pelo método TEM (555,12 m) corresponde ao mínimo valor da anomalia residual Bouguer encontrado no mapa (- 4,5 mGal). Assim foi gerada a seguinte tabela de correções:

Estação	Latitude (m)	Longitude (m)	Bouguer Residual (mGal)	Profundidade Estimada
RES 69	7511240	545550	-3,0	450,54
RES 79	7504056	545005	-1,5	366,06
RES 83	7506722	539625	-2,4	416,75
RES 91	7503972	534083	-0,5	309,74
RES 96	7505953	531533	2,8	123,88

Tabela 5.1. Correções das estações críticas.

A profundidade do que se convencionou denominar “embasamento geológico” é estimada assumindo um valor de 200 Ω .m para a zona de transição. Esse valor foi orientado pela análise das figuras 4.2 e 4.3, por valores da tabela 4.1 e também calibrado através dos resultados provenientes dos estudos gravimétricos. A profundidade de investigação para todo o conjunto de dados variou entre espessuras da ordem do metro, na “borda do embasamento geológico” e a espessura máxima de 550 m.

Em posse dos dados obtidos pelas inversões de cada estação, podemos estimar a estrutura geológica da bacia e delimitar a geometria do embasamento, conforme mostrado através do mapa de isovalores de profundidades do embasamento (Figura 5.10).

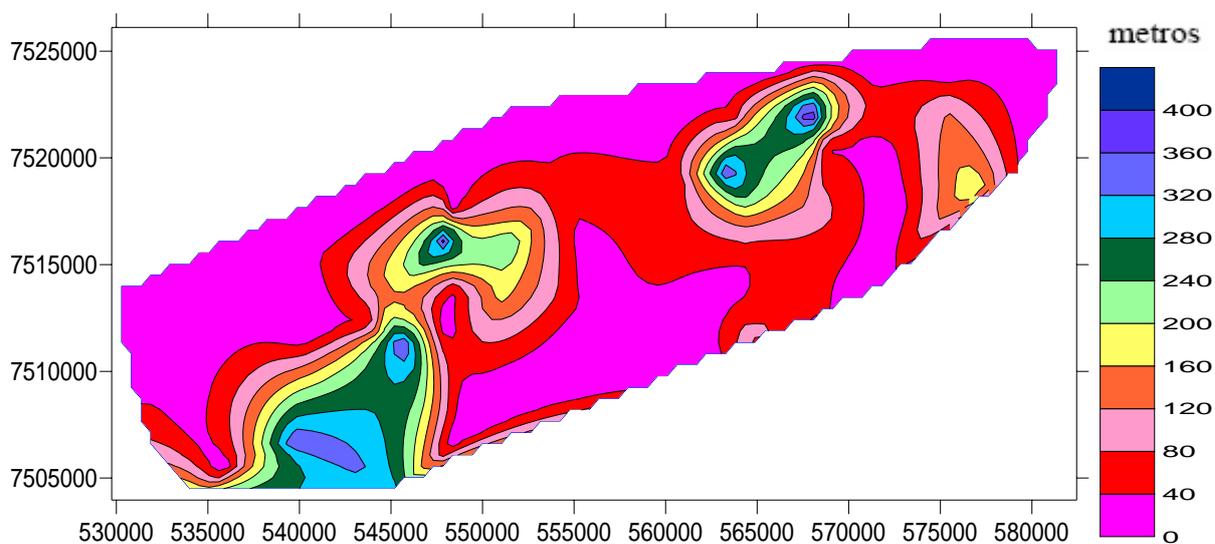


Figura 5.10. Mapa de isovalores de profundidades do embasamento.

E também através dos mapas pseudo 3-D (Figura 5.11) gerados por várias inversões 1-D e pelas coordenadas das estações. Nestes mapas, a superfície corresponde ao limite do embasamento e a escala é tomada em metros com relação ao nível do mar.

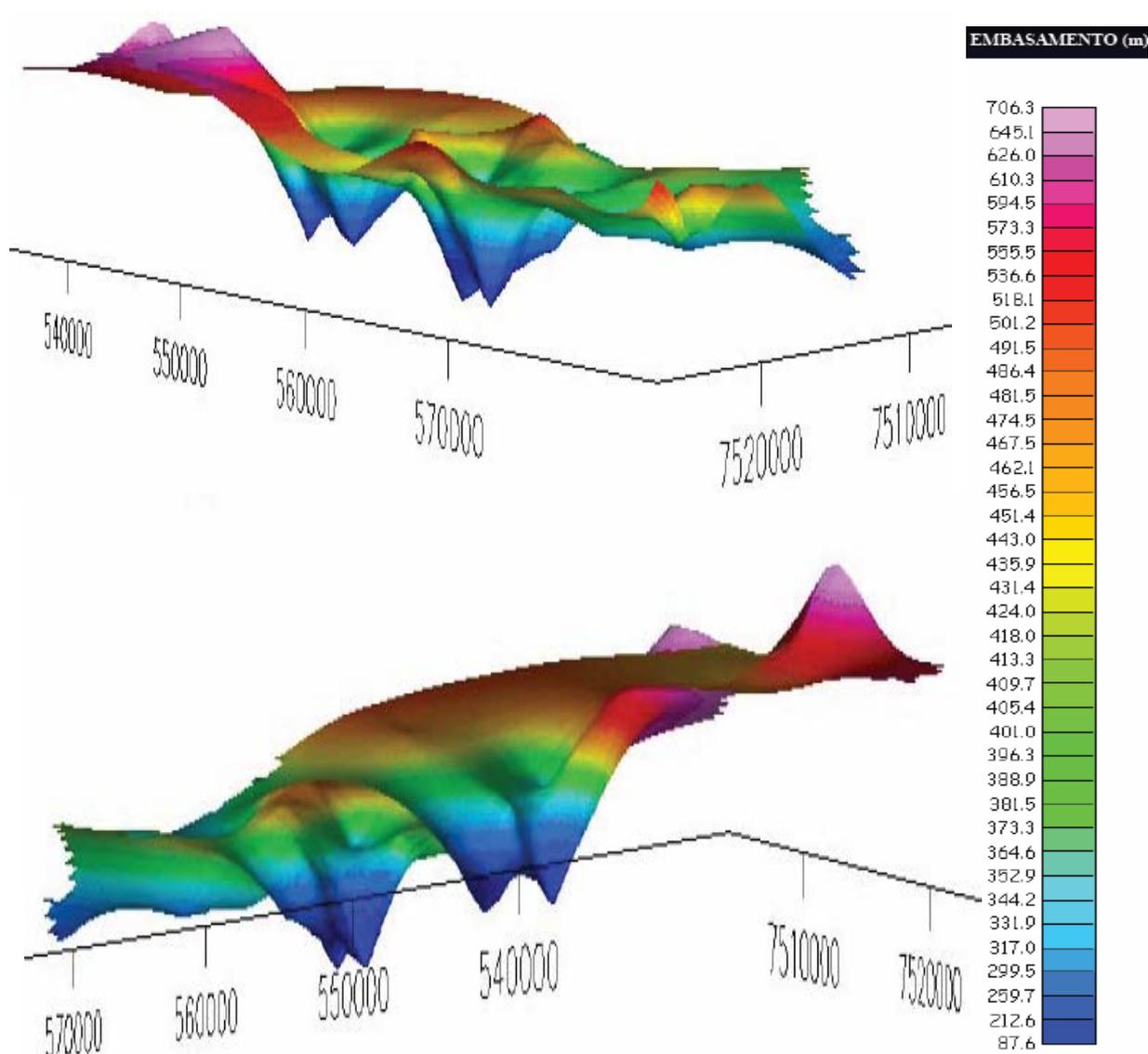


Figura 5.11. Mapas pseudo 3-D do embasamento.

Capítulo 6

Discussão e Conclusões

O imageamento geoeletrico (representação da geometria do fundo da bacia) do embasamento da Bacia de Resende obtido neste trabalho é o resultado de diversos procedimentos e hipóteses que devem ser discutidos aqui. O método TEM, como todo método geofísico eletromagnético, tem a capacidade de estimar a resistividade em sub-superfície. Entretanto o seu uso em regiões de alta condutividade superficial e de alto ruído eletromagnético está sujeito a limitações pois o sinal transiente é rapidamente atenuado e pode ser mascarado pelo ruído. De fato, em diversas sondagens não se obteve resultados aceitáveis para o trabalho. A proposta de um valor de 200 $\Omega.m$ para a “resistividade de transição” para o “embasamento geoeletrico” baseia-se inicialmente em dados estruturais, litológicos e estratigráficos da bacia obtidos no projeto MODESTHI conforme a Tabela 4.1 e as Figuras 4.2 e 4.3 (Bettini, 2004). Entretanto, ainda persistia uma ampla faixa de valores possíveis para a resistividade que pôde ser suficientemente estreitada através de uma calibração apoiada na inversão 3-D dos dados gravimétricos da bacia. Na região sudoeste da bacia, o método TEM não produziu resultados aceitáveis para um conjunto de 5 estações por se encontrar em região muito condutiva e com alto nível de ruído eletromagnético. Estas sondagens não puderam ser diretamente utilizadas. Como, por outro lado, estas estações representam uma porção diminuta e bem localizada na bacia e se optou em propor “profundidades geoeletricas” por interpolação utilizando informações gravimétricas. Esta foi a solução escolhida para não deixar a imagem geoeletrica com uma falha importante. De qualquer modo, qualquer outro tipo de

interpolação ou de estimativa indireta inferida conduziria a resultados da mesma ordem de grandeza. Assim a perspectiva de um erro importante para estas medidas não é muito grande e os procedimentos assumidos podem ser considerados aceitáveis.

Idealmente, o imageamento geoeletrico da Bacia de Resende deveria ter sido obtido a partir de procedimentos de inversão 3-D de dados TEM que ainda não estavam disponíveis. Assim sendo, o imageamento “pseudo-3D” aqui obtido e que nada mais é do que uma superfície construída a partir das inversões 1-D, pode ser considerado aceitável como primeira proposta para o embasamento geoeletrico. As semelhanças com a modelagem 3-D dos dados gravimétricos vêm corroborar a adequação do procedimento adotado.

Dessa forma, a aplicação dos métodos TEM na Bacia de Resende permitiu estimar os limites laterais da bacia e propor limites em profundidades para o que se decidiu denominar de “embasamento geoeletrico”. O imageamento geoeletrico da Bacia de Resende permitiu então distinguir três áreas, ou seja: um alto estrutural central ladeado por dois baixos estruturais (depocentros), um a leste e outro a oeste da bacia. A parte oeste, adjacente ao Maciço de Itatiaia, com profundidade estimada de até 360 metros (E=546000, N=7514000), é mais complexa e poderia ser melhor determinada com um levantamento geofísico mais detalhado. A parte leste, com espessura estimada de até 550 metros (E=567000, N=7519000), apresenta melhor definição do que a parte oeste. Resultados do projeto MODESTHI (Bettini, 2004, *op. cit.*) mostram que as regiões vizinhas a estes dois pontos mais profundos são as mais aconselháveis para a investigação de água subterrânea, em combinação com outros parâmetros da hidrogeologia da bacia. Além disto, as profundidades estimadas

para o embasamento geoeétrico mostram ser compatíveis com as informações sobre os poços existentes. Entretanto, os resultados devem ser analisados levando-se em conta a característica regional do levantamento, com uma malha de pontos cujo espaçamento médio foi da ordem de 4 km.

Para estudos futuros é interessante prever o uso do método audiomagneto-telúrico de fonte controlada de grande potência (CSAMT) que poderia ser utilizado para se tentar atingir maiores profundidades de sondagens e de um algoritmo de inversão 3-D dos dados TEM, o que deveria propiciar uma visão mais realística da estrutura complexa observada na Bacia de Resende.

Apêndice
Dados das Estações TEM Aproveitadas neste Estudo

ESTAÇÃO	LATITUDE (UTM)	LONGITUDE (UTM)	ALTITUDE (m)	ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DO EMBASAMENTO (m)
res01	7525784	582442	529	19,15
res02	7524289	581854	362	5,94
res03	7522508	581577	466	9,88
res04	7524694	579355	421	26,4
res05	7523795	580010	473	5,54
res06	7522062	580189	487	0,71
res07	7519225	579803	410	4,17
res08	7526115	576070	480	4,41
res09	7523988	575544	402	7,51
res10	7522313	575337	456	123,15
res12	7518435	576836	481	206,32
res13	7525578	571540	443	8,9
res14	7524464	571518	426	7,15
res15	7522346	571493	450	64,32
res16	7520117	572166	420	23,79
res17	7517586	572575	433	7,37
res18	7515375	571560	430	5,45
res19	7513245	571461	440	6,22
res20	7524554	568277	516	10,61
res21	7521993	567869	512	434,74
res22	7520574	568799	391	32
res23	7517718	567963	349	114,42
res26	7523380	562812	390	7,89
res27	7521810	563685	535	58,99
res28	7519407	563344	396	377,24
res30	7516560	564492	512	103,37
res31	7514231	563981	480	12,32
res32	7511379	564435	495	110,27
res33	7521653	559464	450	4,07
res34	7520320	559743	417	26,17
res35	7518805	561036	488	73,59
res36	7515019	559497	393	59,44
res38	7512081	560619	536	2,93
res39	7510115	562640	380	3,34
res40	7522035	554089	514	8,5
res41	7518452	555744	439	76,82

res42	7518173	553817	424	60,98
res43	7515934	555651	490	8,81
res44	7513256	556299	485	5,61
res45	7512680	556618	444	10,75
res48	7522989	551933	588	12,9
res49	7521039	552559	535	16,8
res51	7516037	551464	430	240,5
res52	7513500	550940	417	175,78
res57	7520089	547833	548	7,18
res58	7517719	548255	448	5,89
res59	7516210	547792	490	390,69
res60	7513778	548400	411	31,09
res61	7512165	547873	390	11,04
res63	7508060	549070	474	5,6
res64	7506370	548068	494	21,83
res67	7513816	544471	473	140,67
res68	7512228	543832	388	41,06
res73	7515665	540406	729	22,56
res75	7511745	540077	514	2,95
res80	7514050	535252	509	11,46
res84	7505384	535883	483	1,81
res87	7511348	534484	483	7,41
res88	7509874	532975	458	6,33
res92	7514691	531856	501	4,2
res93	7512200	531696	513	0,64
res97	7514146	529749	606	10,28
res98	7512276	529794	635	23,94
res99	7509702	530073	504	6,5
*res 69	7511240	545550	430	387,37
*res 79	7504056	545005	480	314,74
*res 83	7506722	539625	446	358,32
*res 91	7503972	534083	575	266,32
*res 96	7505953	531533	426	106,53

* Estações críticas corrigidas pelo mapa gravimétrico.

Referências Bibliográficas

Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. *An.. Acad. Bras. Ci.*, 48, (Supl.):15-26.

Bettini, C.,2004. Projeto MODESTHI. “Modelagem estratigráfica de reservatórios terrígenos: aplicação à avaliação do potencial hídrico da Bacia de Resende (RJ)” Relatório Final p:1-46.

Buselli, G., and O’Neill, B., 1977, SIROTEM: A new portable instrument for multichannel transient electromagnetic measurements: *Expl. Geophys.*, 88, 82-87.

Carrasquilla A. A.G. ,Ulugergerli E., 2006. Evaluation of the transient electromagnetic geophysical method for stratigraphic mapping and hydrogeological delineation in Campos basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica* (2006) 24(3): 333-341

Constable, S., Parker, R., Constable, C., 1987. Occam’s inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics* 52, 289–300.

Crone, B. L., 1977, Ground pulse EM-examples of survey results in the search for massive sulphides and new equipment development: *Expl. Geophys.*, 8, 38-42.

Dolan, W. M., 1970, Geophysical detection of deeply buried sulphide bodies in weathered regions: Geol. Soc. Can., Econ. Geol. Rep., 26, 336-344.

Escobar I.P., Dias F.S.S., Dias A. Da C., 1999. Mapa Bouguer Residual da Bacia de Resende. Comunicação pessoal.

Fitterman D. V., Stewart M. T., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. Geophysics vol. 51, no 4, p:995-1005.

Geoinstruments Pty, Sirotem 3 Operator Manual, versão de 22 de novembro, p:10-90, 1996.

Kaufmann, A.A. & Keller, G.V., 1983, Frequency and Transient soundings. Series in Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, **16**: 685p.

Loke M.H., 1997. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, Penang Malaysia, Cangkat Minden Lorong 6, Minden Heights, 5, p:3-4.

Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 431– 441.

McNeill, J.D., 1980. Applications of Transient Electromagnetic Techniques. Geonics Technical Note TN-7.

Meju M.A., 1992. An effective ridge regression procedure for resistivity data inversion. *Computers & Geo-sciences* Vol. 18. No 2/3, pp 99-118.

Morais E. R., Menezes P.T.L., 2005. Estratigrafia Geométrica da Seção Carbonática da Bacia de Sergipe-Alagoas, Região do Campo de Riachuelo, Sergipe. *Revista de Geologia*, Vol. 18, nº 2, p:175-185.

Nabighian. M. N.. and Macnae. J. C., 1989. Time-domain electromagnetic prospecting methods, in Nabighian. M. N.. Ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 2: Sot. Expl. Geophys.

Pellerin L., Hohmann G.W., 1990. "Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts". *Geophysics* vol. 55, pp:1242-1250.

Qingyi W., Tan Da, Zhilong Y., 1997. "Removal of static shift in MT data using TEM soundings". *The Leading Edge*,

Riccomini, C., 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, 256p, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP.

Santos E. S. M., Lima O. A. L., Sato H., 2005. Detalhamento elétrico da contaminação ácida no aquífero Caraíba usando um sistema eletromagnético SiroteM Mk3, 9^o Congresso internacional da SBGf, Salvador, Brasil, p: 1-3.

Santos F. M., 2006. Técnicas para Investigação de Estruturas Superficiais – O Método Transiente (TDEM), Prospecção Geofísica I. Capítulo 4, p:1-9.

Schmucker U. and Weidelt P. Electromagnetic Induction in the Earth. Lecture notes (not published), University of Aarhus, Germany, 1975.

Sørensen, K.I., Auken, E. and Thomsen, P., 2000, TDEM in groundwater mapping – a continuous approach: in Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Arlington, VA, pp: 485-492.

Spies, B.R., Eggers, D.E., 1986. The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. Geophysics, vol 51, pp: 1462-1471.

Spies B.R., Frischknecht F.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods in: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Ed. by Nabighian M.N., Macnae J.C., Volume 2, Application, Parts A and B., Society of Exploration Geophysicists. pp: 427-519.

Spies B.R., 1988. "Local noise prediction filtering for central induction transient electromagnetic sounding", *Geophysics*, vol 53, n. 8, p: 1068-1079.

Spies B.R., 1989. "Depth of investigation in electromagnetic sounding methods". *Geophysics*, vol 54, pp:872-888.

Velikin A. B., and Buggakov, Y. I., 1967, Transient method of electrical prospecting (one loop version): Presented at internat. sem. on 'Geophysical methods of prospecting for ore minerals', Moscow.

Weaver J. T., *Mathematical Methods for Geo-electromagnetic Induction*. Wiley, New York, 1994.

Weidelt P., Electromagnetic induction in three-dimensional structures. *Journal of Geophysics*, 41:85–109, 1975.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)