



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

DIVISÃO DE GEOFÍSICA ESPACIAL

Relatório Final

Projeto de Pesquisa:

“ESTUDOS GEOFÍSICOS E TECTONICOS NA PROVINCIA BORBOREMA”

MCT/CNPq – N.º 42.0222

Sub título:

“Imageamento das estruturas geoeletricas da litosfera na Província Borborema pelo método magnetotelúrico”

PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA

BOLSISTA: Higo Oliveira Nunes

LINHA DE PESQUISA: Geofísica / Método Magnetotelúrico.

VIGÊNCIA: 01/08/06 a 31/07/07

ORIENTADOR: Profº. Drº. Antônio Lopes Padilha

JULHO / 2007

SUMÁRIO

Resumo

Capítulo 1 – Introdução	1
1.1 Área de Estudo.....	1
Capítulo 2 – O Método Magnetotelúrico	5
2.1 Sinais	5
2.2 Fundamentos	7
2.3 Representação Tensorial	12
Capítulo 3 – Aquisição e Processamento de Dados	14
3.1 Instrumentação	14
3.2 Processamento	16
3.3 Programas computacionais utilizados neste trabalho	17
Capítulo 4 – Análise dos Dados e Resultados Parciais	19
4.1 Avaliação das respostas MT	19
4.2 Pseudo-seções	24
4.3 Análise das respostas em função da profundidade....	26
4.4 Comentários finais	27
Referências Bibliográficas	28

Resumo

Este trabalho tem como objetivo principal obter um modelo da distribuição de condutividade elétrica da crosta e do manto superior na porção centro-norte da Província Borborema, a qual engloba as regiões sudoeste do estado do Rio Grande do Norte e centro-sudeste do estado do Ceará. Para isso, utilizou-se o método magnetotelúrico (MT) que se baseia nas leis básicas do eletromagnetismo descrevendo a propagação de um campo magnético variável no tempo em um meio condutor. A fonte de sinal deste método é oriunda das flutuações naturais do campo geomagnético observadas na superfície e que penetram no interior da Terra em profundidades que dependem do período de oscilação do sinal bem como da condutividade do meio. São aqui apresentados resultados preliminares da análise de um perfil MT contendo 10 estações ao longo da direção SE-NW, com extensão média de 135 km na região referida acima.

Os dados foram processados utilizando técnicas robustas, gerando-se respostas das funções de transferência dos sinais MT (no caso resistividade aparente e fase) em função do período em cada estação. Para análise qualitativa dessas respostas foram construídas pseudo-seções obtidas a partir da interpolação das fases nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX). Também calculou-se a fase efetiva obtida pela média aritmética dos componentes principais do tensor de impedâncias, a qual é independente da direção das medidas. Em cada estação, essas respostas foram transformadas em variações de resistividade em função da profundidade através da Transformada de Niblett-Bostick. As análises dessas respostas indicam, até agora, a presença de uma camada altamente resistiva (~10000 ohm-m) no interior da crosta, com profundidades de até 20 km nas porções SE do Ceará e extremo SW do Rio Grande do Norte e de até 10 km na porção central do Ceará. Este aparente afinamento a NW do perfil é acompanhado pela presença de um forte condutor subjacente, o que sugere uma transição geolétrica nessa região. Sua origem, características e relação com as feições geotectônicas do local serão melhor investigadas nas etapas posteriores deste trabalho.

Capítulo 1

Introdução

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981) é uma entidade tectônica neoproterozóica (Brasiliana – Pan-Africana), que é parcialmente encoberta por sedimentos fanerozóicos de bacias interiores e marginais do nordeste brasileiro. Esta província tem sido amplamente estudada, principalmente do ponto de vista geológico e de levantamentos gravimétricos e aerogeofísicos mais recentes (*e.g.* Nogueira *et al.*, 2003), sendo atualmente seu arcabouço geológico e estrutural relativamente bem conhecido. Com base sobretudo em dados geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd, coletados principalmente a partir da década de 90), a evolução da província tem sido proposta em termos de colagens de terrenos lito-estratigráficos distintos e amalgamados durante a formação do *Gondwana* ocidental (Brito Neves *et al.*, 2000). Por outro lado, a partir de dados geoquímicos e da ausência de alguns parâmetros indicativos de margem continental, como ofiolitos, por exemplo, modelos alternativos têm sido propostos, os quais associam a evolução da Província Borborema a uma orogenia intracontinental (Valderez *et al.*, 2004).

A escassez de informações geofísicas sobre as estruturas profundas dessa província torna mais difícil o entendimento de sua evolução. Para suprir parte dessas deficiências, o presente trabalho utiliza o método magnetotelúrico (MT) para obter informações regionais da distribuição da condutividade elétrica da litosfera no trecho setentrional da Província Borborema, abrangendo os territórios sudoeste do estado do Rio Grande do Norte e centro-sudeste do estado do Ceará.

O método MT permite estimar a distribuição de condutividade elétrica em diferentes profundidades, a partir de medidas das variações temporais naturais do campo eletromagnético observadas na superfície da Terra. A razão entre as componentes horizontais ortogonais desses campos, chamada de impedância, é dependente primariamente da distribuição de condutividade elétrica em sub-superfície. Essa, por sua vez, é dependente sobretudo de componentes minoritários (porém, tectonicamente importantes) interconectados das rochas, tais como fluidos salinos intersticiais, minerais altamente condutores (especialmente grafita e sulfetos), fusões parciais e voláteis.

O objetivo principal deste trabalho é a obtenção de parâmetros geoelétricos da crosta e, possivelmente, do manto litosférico, tais como anisotropias, variações da condutividade com a profundidade, bem como as direções geoelétricas, correlacionando-os com as variações geológicas e estruturais mapeadas em superfície. Espera-se, com isto, contribuir para uma maior compreensão a cerca da evolução dessa província.

1.1 Área de Estudo

A região de estudo engloba o trecho setentrional da Província Borborema, delimitado, ao sul, pelo lineamento de Patos e, a oeste, pelo lineamento Senador Pompeu (figura 1.1). O perfil das sondagens MT foi realizado na direção NW-SE sobre os terrenos gnáissicos-migmatíticos e granitóides do embasamento Precambriano, cortando transversalmente feições estruturais importantes como as falhas de Orós e Jaguaribe.

Ao todo foram feitas 10 sondagens MT com espaçamento médio de 15 km umas das outras, cobrindo uma área de aproximadamente 1 x 1 grau (figura 1.2), nas proximidades das cidades de Coronel João Pessoa, no sudoeste do Rio Grande do Norte, e das cidades Nenelândia e Banabuiu, no SE do Ceará.

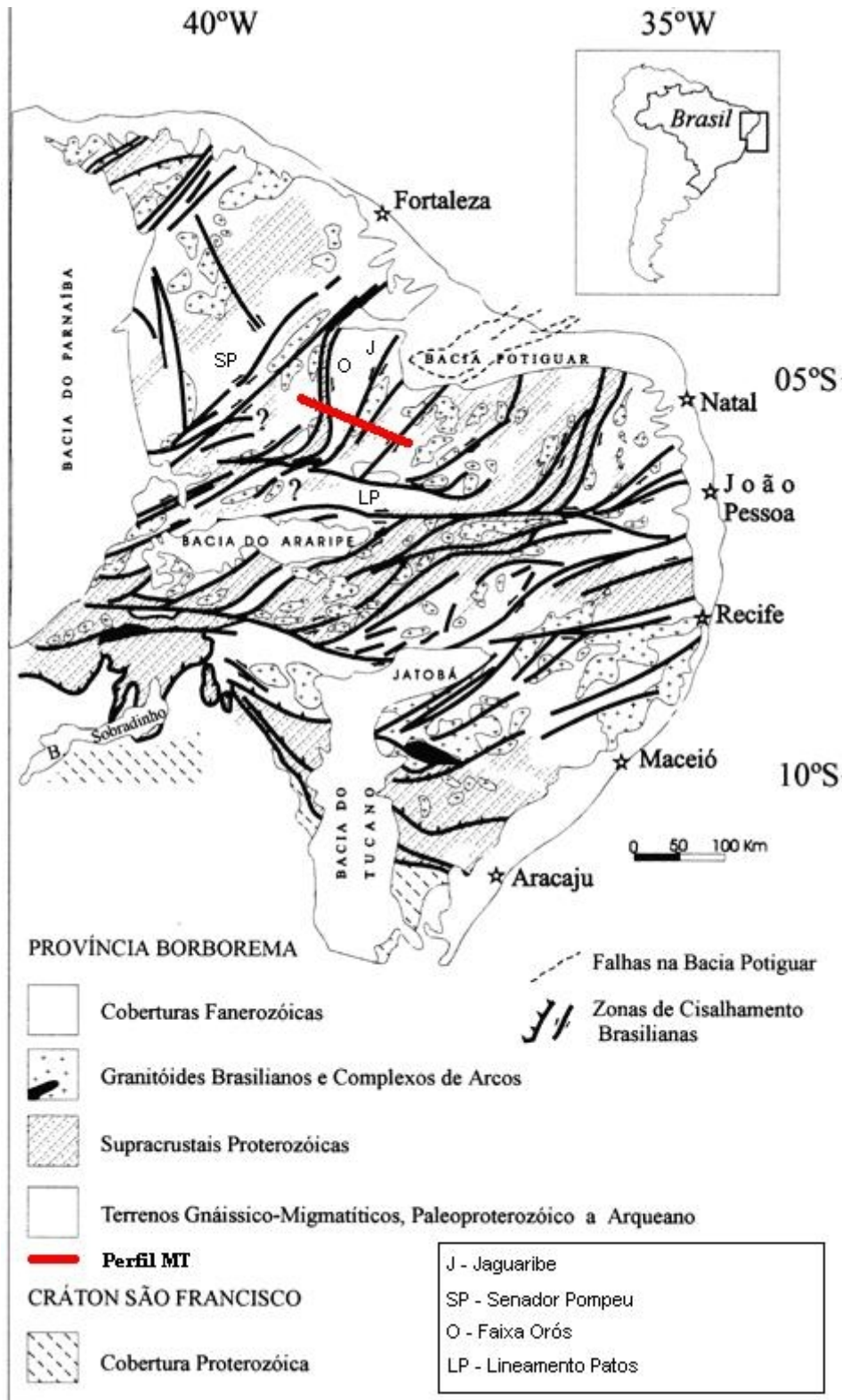


Figura 1.1 - Esboço geológico da Província Borborema (região Nordeste do Brasil) com a localização do perfil MT.
 FONTE: Adaptada de Jardim de Sá (1994).

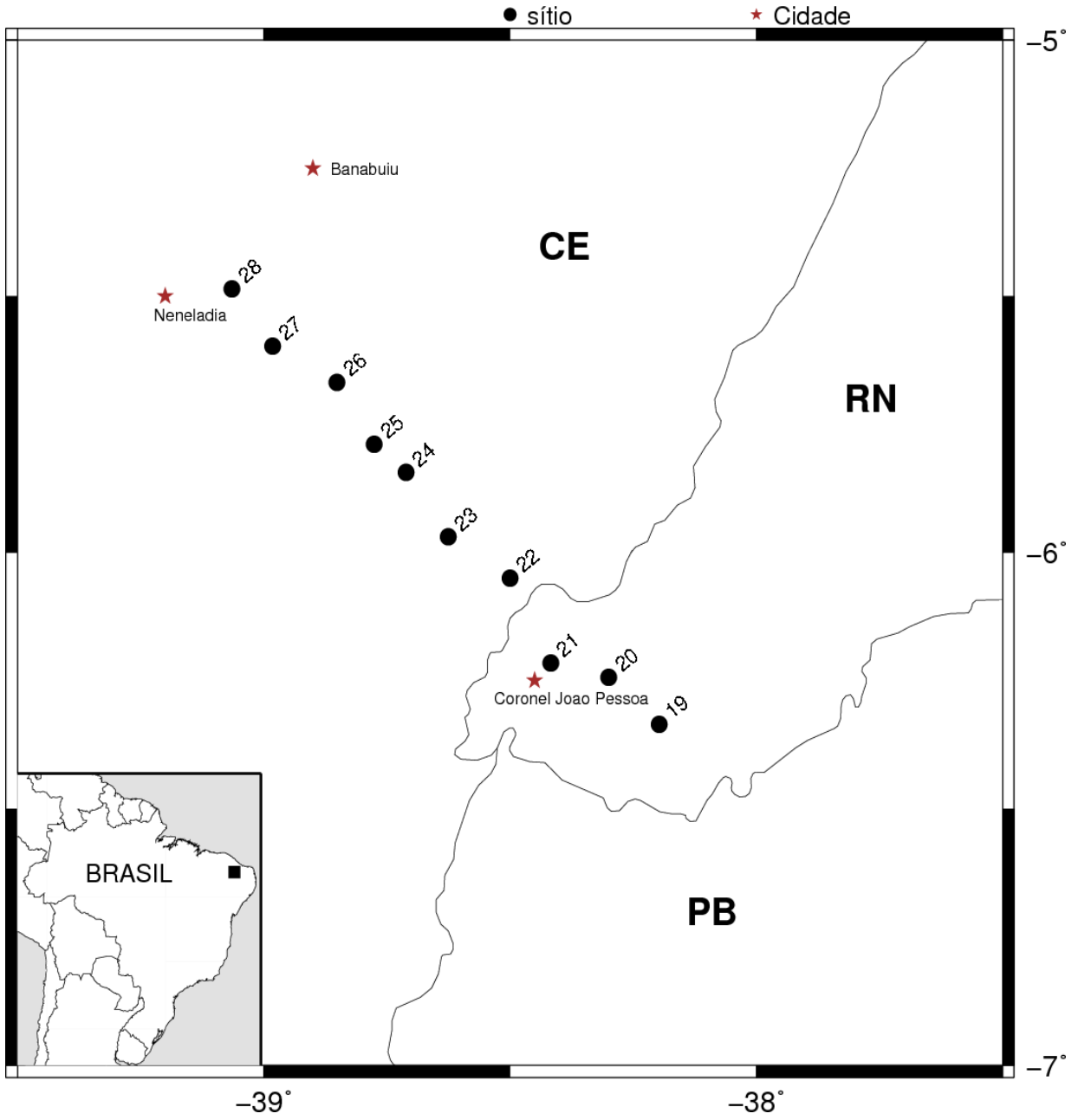


Figura 1.2 – Localização das sondagens do perfil MT ao longo da região de estudo

Capítulo 2

O Método Magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT), proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), é uma técnica eletromagnética passiva utilizada para a determinação da distribuição de condutividade elétrica do interior da Terra.

A fonte primária de sinais MT é o campo geomagnético externo cujas variações temporais induzem correntes elétricas em subsuperfície (conhecidas como correntes telúricas). Medidas simultâneas das variações temporais do campo eletromagnético total ($\mathbf{E}(t)$ e $\mathbf{B}(t)$), efetuadas na superfície terrestre, constituem a base do método MT.

A condutividade elétrica é determinada a partir da relação entre as componentes ortogonais do campo eletromagnético (E_x , E_y , B_x , B_y e B_z). A penetração do sinal no interior terrestre depende do seu período de oscilação e da condutividade do meio. O uso de sinais naturais permite uma ampla faixa de investigação, desde dezenas de metros até dezenas de quilômetros de profundidade. Maiores detalhes sobre a metodologia MT podem ser encontrados em Vozoff (1991) e Simpson e Bahr (2005).

2.1 Sinais Primários

As variações geomagnéticas de interesse ao método MT são, de uma forma geral, aquelas com períodos entre 10^{-5} s e 10^5 s. O espectro total normalmente é dividido em duas partes, conforme indicado na Figura 2.1.

Sinais medidos com períodos inferiores a 1 s são provenientes, predominantemente, de atividades elétricas globais na baixa atmosfera. Descargas elétricas de relâmpagos produzem sinais eletromagnéticos, conhecidos como esféricos, os quais podem viajar por milhares de quilômetros através da “cavidade” Terra-ionosfera.

Acima de 1 s, os sinais MT medidos são originados da interação entre o vento solar e a magnetosfera terrestre. O vento solar consiste de íons altamente energéticos ejetados pelo Sol que interagem com o campo magnético da Terra, modificando suas intensidade e geometria.

Entre aproximadamente 0,1 s e 10 s, o espectro de energia do sinal apresenta um mínimo local, concomitante a um máximo dos ruídos (natural e cultural). Este intervalo é conhecido como banda morta e, geralmente, produz medidas MT caracterizadas por baixas razões sinal/ruído, podendo vir a prejudicar a interpretação em algumas etapas do processamento.

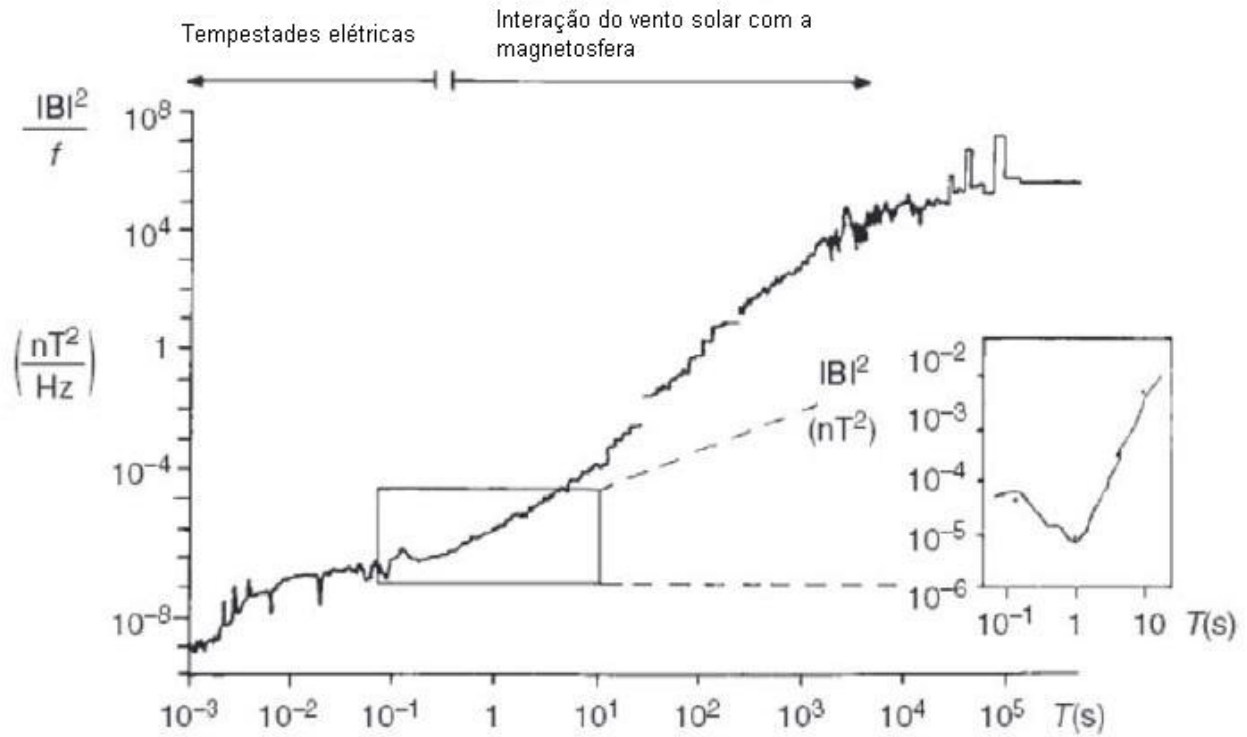


Figura 2.1 – Espectro de potência das flutuações do campo geomagnético. O detalhe no lado direito da figura mostra a região da banda morta, onde ocorre um mínimo local na amplitude do sinal, acarretando em baixas razões sinal/ruído nas medidas MT.

2.2 Fundamentos

As equações de Maxwell são o ponto de partida para se compreender como os campos eletromagnéticos (EM) naturais, observados na superfície da Terra, podem ser utilizados para estudar as propriedades de um meio condutor. Um campo EM pode ser definido a partir de quatro vetores: \mathbf{E} , \mathbf{B} , \mathbf{D} e \mathbf{H} , sendo:

\mathbf{E} (V/m) – campo elétrico;

\mathbf{B} (T) – indução magnética;

\mathbf{D} (C/m²) – deslocamento elétrico;

\mathbf{H} (A/m) – campo magnético.

A fonte de um campo EM é uma distribuição de carga elétrica e corrente, especificada como uma função do tempo e do espaço pela densidade de carga ρ e pelo vetor densidade de corrente \mathbf{J} . Os vetores \mathbf{E} , \mathbf{B} , \mathbf{D} e \mathbf{H} satisfazem às equações de Maxwell, que no domínio do tempo são descritas na forma diferencial como

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (2.4)$$

Nas relações 2.1-2.4, assumindo-se o princípio da conservação da carga, há apenas duas relações independentes, as equações (2.1) e (2.2). Dessa forma, é necessário impor condições de contorno para que o sistema de equações possa ser resolvido. Estas condições são determinadas pelas relações constitutivas, definidas a seguir:

Em um meio isotrópico, \mathbf{D} é paralelo a \mathbf{E} , e \mathbf{H} é paralelo a \mathbf{B} . Assumindo uma relação linear entre os vetores temos que

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad , \quad \mathbf{H} = \frac{1}{\mu} \mathbf{B} \quad (2.5)$$

sendo ε e μ a permissividade dielétrica e a permeabilidade magnética do meio, respectivamente.

Admitindo que em qualquer ponto dentro de material condutor a densidade de corrente seja relacionada linearmente com o campo elétrico, temos que

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.6)$$

sendo σ a condutividade elétrica do meio. A relação (2.6) é simplesmente a lei de Ohm. As relações (2.5) e (2.6) formam as relações constitutivas das equações de Maxwell. Tais relações fornecem um vínculo entre o comportamento do campo EM e as propriedades do meio.

Um primeiro passo para se obter as equações de onda pode ser dado aplicando o operador

rotacional nas equações (2.1) e (2.2). Depois, substitui-se as relações constitutivas, assumindo ϵ , μ e σ constantes. Assim obtém-se

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \nabla \times \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.7)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = -\epsilon \nabla \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \sigma \nabla \times \mathbf{E} \quad (2.8)$$

As quantidades $\nabla \times \mathbf{E}$ e $\nabla \times \mathbf{H}$ são dadas pelas equações (2.1) e (2.2), respectivamente, de modo que (2.7) e (2.8) podem ser escritas como

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = \mathbf{0} \quad (2.9)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} + \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = \mathbf{0} \quad (2.10)$$

O primeiro termo de cada uma destas últimas equações pode ser expandido usando a identidade vetorial

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{A} \equiv \nabla \nabla \cdot \mathbf{A} - \nabla^2 \mathbf{A} \quad (2.11)$$

Como a densidade de carga total = 0, significa que o $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$, além disso, $\nabla \cdot \mathbf{H} = 0$, e então (2.9) e (2.10) tornam-se

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = \mathbf{0} \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = \mathbf{0} \quad (2.13)$$

Considerando-se uma variação temporal harmônica ($e^{i\omega t}$), então

$$\nabla^2 \mathbf{L} + \mu\epsilon\omega^2 \mathbf{L} - i\mu\sigma\omega \mathbf{L} = \mathbf{0} \quad (2.14)$$

$$\nabla^2 \mathbf{L} + k^2 \mathbf{L} = \mathbf{0} \quad (2.15)$$

sendo, \mathbf{L} uma representação genérica das componentes elétrica e magnética, e

$$k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega \quad (2.16)$$

onde k é uma quantidade complexa conhecida como o número de onda, sendo função das três propriedades físicas do meio e da frequência (período) do campo EM presente. Em frequências muito baixas, típicas de sondagens MT, e considerando-se a ordem de grandeza da condutividade elétrica dos minerais e rochas ocorre que $\mu\epsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega$ (aproximação quase-estática). Então, as correntes de deslocamento podem ser desprezadas em relação as correntes de condução e o número de onda pode ser aproximado por

$$k^2 = -i\mu\sigma\omega \quad (2.17)$$

Dessa forma, a dependência do número de onda sobre a permissividade dielétrica desaparece (correntes de deslocamento podem ser desprezadas) e as equações se reduzem a equações de difusão, também encontradas em outros ramos da geofísica, como gravimetria e fluxo térmico, porém com a importante diferença de que as equações MT são vetoriais, e não escalares.

Levando-se em conta que a permeabilidade magnética varia pouco no interior terrestre em comparação com as variações de condutividade elétrica, esta pode ser considerada aproximadamente constante e igual ao seu valor no espaço livre (ou seja, $\mu = \mu_0$). Com isto, tem-se que a única propriedade física sensível às medidas MT é a condutividade elétrica.

As soluções das equações de Maxwell apresentam-se de forma relativamente simples quando a premissa de onda plana transmitida na direção vertical é utilizada (Cagniard, 1953). Nestas condições, e considerando a Terra como sendo um meio-espaço uniforme de condutividade elétrica (σ), a solução é do tipo

$$L_x = A e^{-z/\delta} \cdot e^{-i(z/\delta - \omega t)} \quad (2.18)$$

sendo δ a profundidade pelicular (“*skin depth*”), que é a profundidade no meio espaço onde a amplitude do campo é reduzida a $1/e$ do seu valor na superfície e pode ser dado como

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma} \right)^{1/2} \quad (2.19)$$

Pela equação 2.18 se conclui que a amplitude do campo no meio espaço é dada por $A e^{-z/\delta}$, o que indica que o campo decai exponencialmente com a profundidade z de penetração.

Como pode ser visto em (19), δ depende do período ($T = 2\pi/\omega$) da onda bem como da condutividade do meio. Quanto maior o período e/ou menor a condutividade do meio, maior será a profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos.

A razão entre as componentes E_x e H_y define a impedância Z do meio, conforme proposto por Cagniard (1953) para um meio homogêneo:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega \mu_0}{k} = (1+i) \frac{\sqrt{2}}{2} (\omega \mu_0 \rho)^{1/2} \quad (2.20)$$

onde $\rho = (1/\sigma)$ é a resistividade elétrica (em $\Omega.m$). Nota-se que este resultado independe do valor da profundidade z , sendo igualmente válido para campos medidos na superfície ($z = 0$). Resolvendo esta expressão para a resistividade (ρ), tem-se que

$$\rho = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z|^2 \quad (2.21)$$

sendo $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ (H/m).

A resistividade elétrica no interior terrestres varia amplamente (mais de sete ordens de grandeza) (Figura 2.2), sendo, depois da viscosidade, o parâmetro físico que mais varia (Jones, 1999). Isto torna as medidas MT bastante sensíveis a anomalias (Hjelt e Korja, 1993). Como os silicatos são mal condutores elétricos, a condução de correntes se dá preferencialmente em

componentes minoritários interconectados das rochas tais como fluidos salinos intersticiais, minerais altamente condutores (especialmente grafita e sulfetos), fusões parciais e voláteis (Jones, 1992).

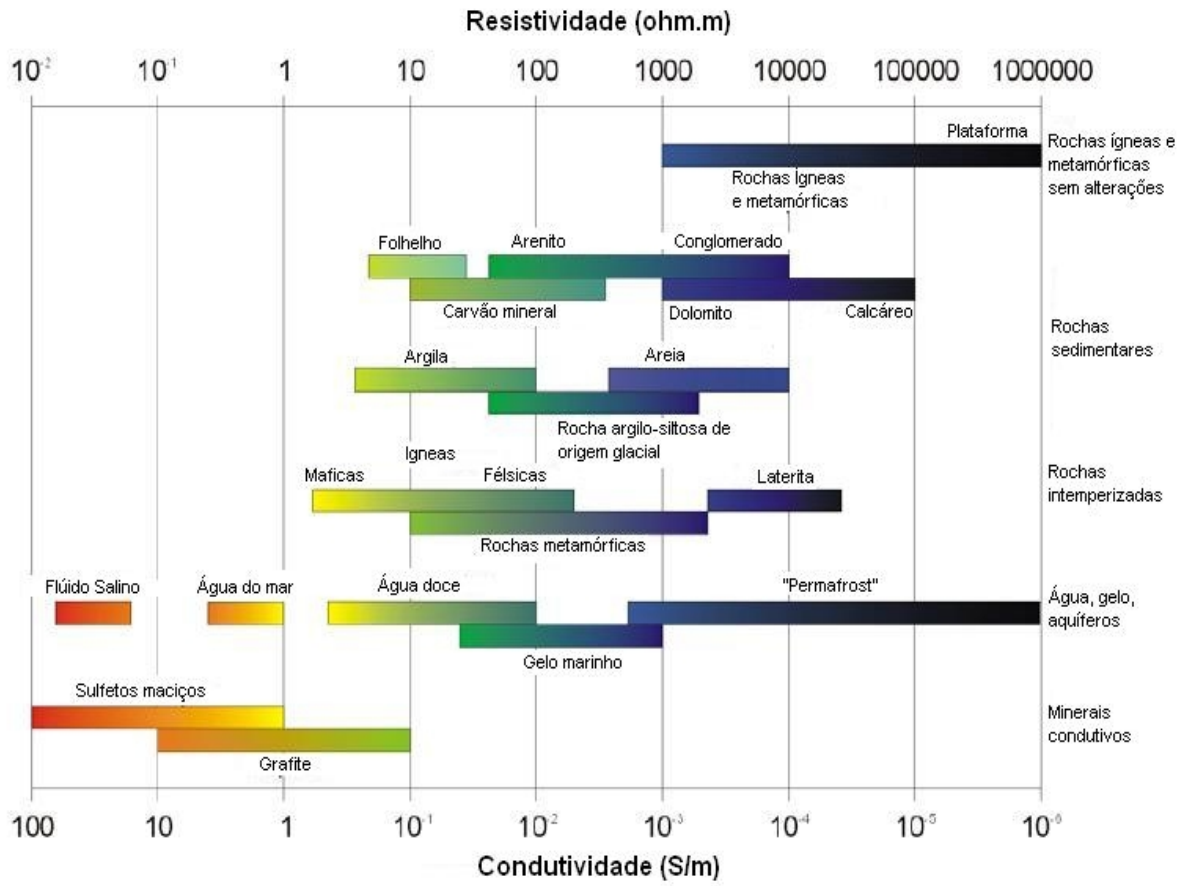


Figura 2.2 – Resistividade elétrica das rochas (adaptada de Palacky, 1987)

2.3 Representação Tensorial

Em meios com resistividade constante (semi-espço homogêneo) ou onde ela varia apenas na direção vertical (caso 1D), os campos eletromagnéticos são ortogonais e acoplados linearmente pela impedância escalar complexa Z , conforme visto anteriormente no ítem 2.2. No entanto, em estruturas mais complexas, a ortogonalidade entre os campos elétrico e magnético desaparece e suas relações são mais adequadamente descritas através de um par de equações lineares (Cantwell, 1960):

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \quad (2.22)$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \quad (2.23)$$

As equações (2.22) e (2.23) constituem uma relação tensorial entre as componentes dos campos elétrico e magnético, em uma certa frequência, medidas simultaneamente. Em notação matricial temos

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z} \mathbf{H} \quad (2.24)$$

As componentes de $\mathbf{Z}(\omega)$, Z_{ij} ($ij=xx, xy, yx, yy$), são os elementos do tensor de impedância, que são grandezas complexas, com unidades de Ohm (Ω) no S.I. A partir desses elementos, obtém-se as resistividades aparentes (ρ) e fases (ϕ) em função da frequência através das equações:

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (\Omega \cdot m) \quad (2.25)$$

e

$$\phi_{ij}(\omega) = \arctan \left(\frac{\Im(Z_{ij}(\omega))}{\Re(Z_{ij}(\omega))} \right) \quad (2.26)$$

Gráficos da variação da resistividade aparente e fase em função do período são os principais resultados de uma sondagem MT em um determinado local. Esses gráficos assemelham-se a uma perfilagem elétrica ("log") suavizada, porém com um eixo de frequência ao invés de profundidade. A Figura 2.3 é um exemplo de um gráfico típico de respostas MT.

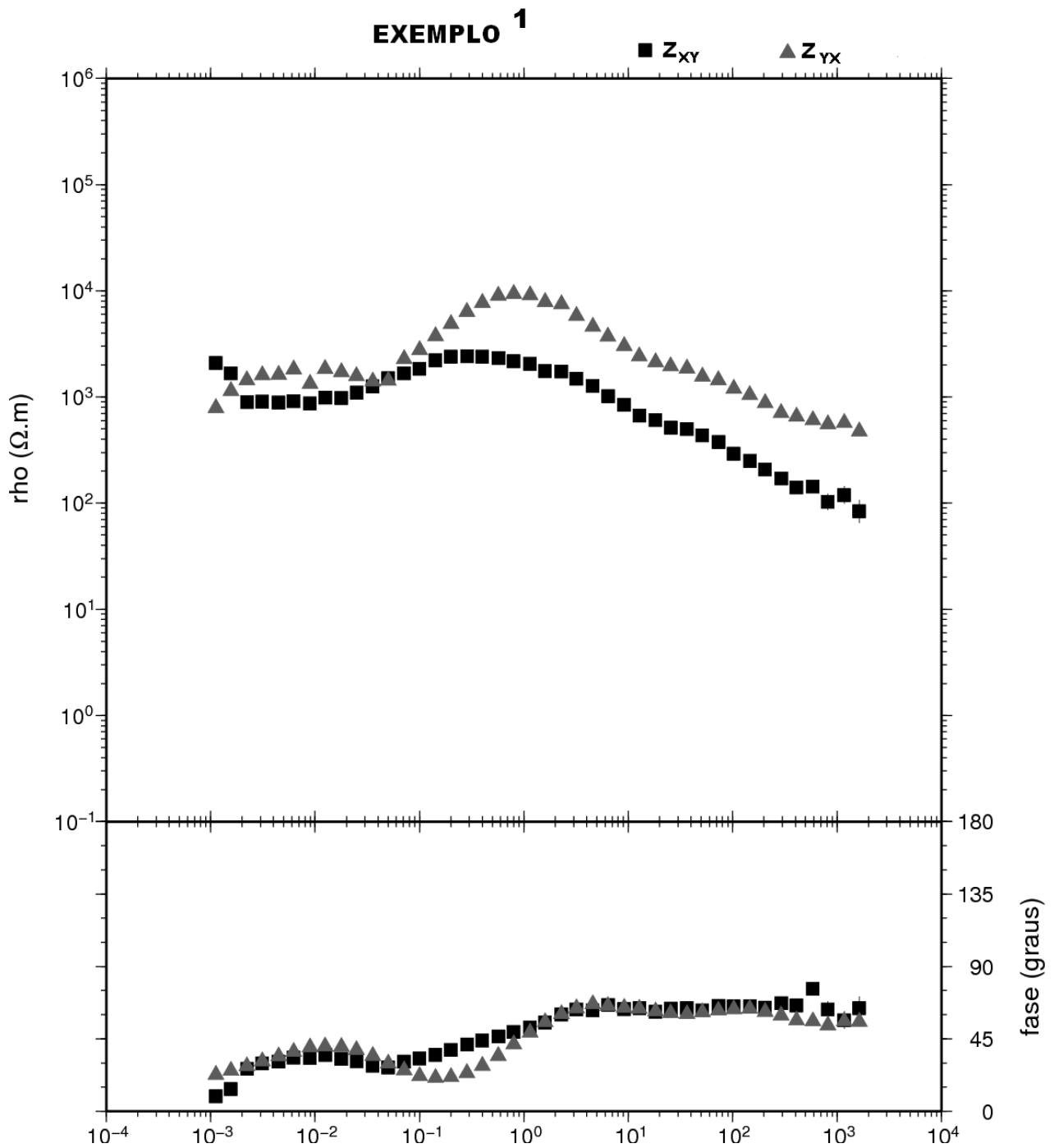


Figura 2.3 - Exemplo de um gráfico típico de respostas MT da variação da resistividade aparente e fase em função do período.

Capítulo 3

Aquisição e Processamento de Dados

3.1 Instrumentação

A Figura 3.1 mostra, de forma esquemática, o arranjo típico de campo para a aquisição de cinco componentes ortogonais do campo eletromagnético. Cada componente do campo elétrico (E_x e E_y) é calculada de forma indireta, medindo-se a diferença de potencial entre pares de sensores elétricos e dividindo-se pela separação entre eles. Separações típicas são entre 100 e 150 m. Tais sensores elétricos são eletrodos porosos não polarizáveis, consistindo de potes com base cerâmica e preenchidos com soluções, normalmente de KCL, $CdCl_2$ ou $PbCl_2$, e mantidos em contato direto com o solo. No caso dos registros das variações magnéticas (B_x , B_y e B_z), usam-se sensores do tipo bobinas de indução alinhadas nas direções desejadas ou um magnetômetro “fluxgate”, que registra as três componentes simultaneamente.

Neste trabalho utilizou-se uma separação de 150 m entre os eletrodos. O alinhamento, efetuado com o auxílio de bússolas, foi ao longo das direções norte-sul e leste-oeste do sistema de coordenadas geomagnéticas. Para o registro das componentes do campo magnético utilizaram-se bobinas de indução posicionadas ao longo das direções norte-sul, leste-oeste e vertical.

O equipamento utilizado foi o sistema MT de banda larga GMS06 (Metronix GmbH) pertencente ao Grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Tal sistema utiliza eletrodos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo e sensores magnéticos do tipo bobina de indução para as medidas das componentes eletromagnéticas. O instrumento adquire dados numa faixa espectral entre 0,0008 s – 1024 s. A duração típica de cada sondagem foi de 24 h.

A coleta de dados MT no campo é realizada independentemente em diferentes intervalos de frequência chamados de bandas A (40.960 Hz), B (4.096 Hz), C (64 Hz) e D (2 Hz). Para cada banda de frequência existe uma janela específica, conforme a Tabela 3.1.

Tamanho da Janela	Bandas: padrão	Bandas: eventual
0064	D	C
0128	C, D	-
0256	C	B, D
1024	B, C	A
4096	A, B	C
8192	A, B	-

Tabela 3.1 - Tamanho das janelas para cada uma das banda de frequência, sendo as bandas A de 40.960 Hz, B de 4.096 Hz, C de 64 Hz e D de 2 Hz

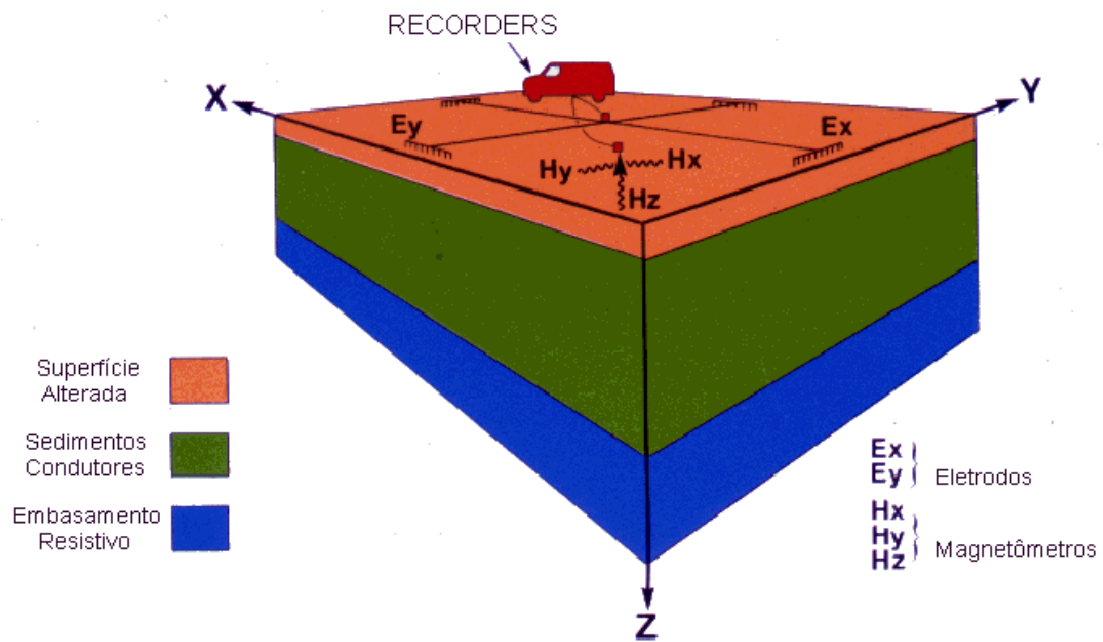


Figura 3.1 – Arranjo de campo para aquisição de dados MT.

3.2 Processamento

O objetivo do processamento de dados é extrair de sinais, geralmente ruidosos, um conjunto de funções repetíveis e suaves representando a resposta da Terra (Vozoff, 1991). No caso MT, essa resposta é a impedância, da qual se derivam as resistividades aparentes e fases. Embora existam diferentes técnicas de processamento todos seguem, em linhas gerais, as seguintes etapas:

a) Pré-processamento

Inicialmente, cada componente medida (série temporal) é subdividida em segmentos, cujo tamanho depende do período máximo pretendido e do número de graus de liberdade a ser trabalhado. Em seguida remove-se a média e a tendência linear de cada segmento, e aplica-se uma janela para suavizar seus extremos. Isso é necessário para atenuar as distorções causadas pelo fato de se trabalhar com séries temporais finitas.

b) Análise espectral

Normalmente, o processamento MT é realizado no domínio da frequência. A conversão do domínio do tempo para o domínio da frequência é realizada através da Transformada de Fourier Discreta (Brigham, 1974) ou, alternativamente, pela técnica “cascade decimation” (Wight e Bostick, 1980). Posteriormente, o espectro final é suavizado através de médias em torno de frequências alvos. Para cada segmento, obtém-se uma matriz espectral cujos elementos são uma combinação dos espectros cruzados e auto-espectros. Estes consistem do produto de componentes do campo eletromagnético com seus complexos conjugados e são empregados na estimativa da impedância, como será visto na etapa posterior. Além disso, a matriz espectral pode ser utilizada no cálculo da coerência entre os sinais, um parâmetro relacionado a qualidade dos dados.

c) Estimativa da impedância

A forma convencional de se estimar os elementos de impedância é empregando-se a técnica de mínimos quadrados, conforme Sims *et al.* (1971). Tal técnica consiste em minimizar uma função erro (Ψ) definida por:

$$\Psi = \sum_{i=1}^N \left(E_{xi} - Z_{xx} H_{xi} - Z_{xy} H_{yi} \right) \cdot \left(E_{xi}^* - Z_{xx}^* H_{xi}^* - Z_{xy}^* H_{yi}^* \right), \quad (3.1)$$

sendo N o número de observações em uma dada frequência. O asterisco indica um valor complexo conjugado (por exemplo, E_{xi}^* é o complexo conjugado de E_{xi}). A minimização é feita calculando-se as derivadas de Ψ em relação a Z_{xx} e Z_{xy} e, depois, igualando os resultados a zero. Com

isso, obtém-se:

$$\sum_{i=1}^N E_{xi} H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{xi}^* \quad (3.2)$$

$$\sum_{i=1}^N E_{xi} H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{yi}^* \quad (3.3)$$

Observe-se que nestas relações estão contidos (somatórios) elementos de auto espectro e de espectro cruzados do campo eletromagnético. Para obter as estimativas Z_{xx} e Z_{xy} resolve-se, simultaneamente, as equações (3.2) e (3.3). Para Z_{xy} , por exemplo, tem-se:

$$\hat{Z}_{xy} = \frac{\langle H_x H_x^* \rangle \langle E_x H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle E_x H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle} \quad (3.4)$$

onde \hat{Z}_{xy} corresponde ao valor estimado de Z_{xy} .

Estimativas por mínimos quadrados dependem da intensidade do sinal, tornando-se altamente suscetível a influências de dados espúrios (“outliers”), além de pressuporem uma distribuição gaussiana dos erros, o que é frequentemente violado no caso MT (Vozoff, 1991). Um avanço em relação ao processamento por mínimos quadrados foi a introdução dos chamados métodos robustos (Huber, 1981), que se baseiam na minimização de funções erro ponderadas. Na presença de dados espúrios ou inadequações ao modelo estatístico, tais técnicas reagem mais gradualmente a essas perturbações. Isto é conseguido atribuindo-se pesos que variam dentro de um processo iterativo. Na primeira iteração, os parâmetros são estimados por mínimos quadrados, depois calculam-se os resíduos, os quais são usados para o cálculo dos pesos, e a seguir obtém-se uma nova estimativa das impedâncias, repetindo-se esse processo, sucessivamente, até se obter a convergência. Dados com resíduos abaixo de um certo patamar são tratados de forma convencional (mínimos quadrados), enquanto que para resíduos maiores, os dados são reduzidos por um fator de escala.

3.3 Programas computacionais utilizados neste trabalho

Os dados MT deste trabalho foram processados usando o código robusto de Gary Egbert (Egbert, 1997). Duas subrotinas do código de Egbert são a DNFF e o TRANMT. A DNFF é utilizada para a análise espectral, obtendo-se os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas. Em seguida, aplica-se a subrotina TRANMT para estimar os elementos do tensor de impedância a partir dos coeficientes de Fourier gerados anteriormente.

Para a visualização dos resultados utilizou-se a “linguagem” de programação AWK e o pacote gráfico GMT (“The Generic Mapping Tools”), utilizado nas diferentes fases de impressão dos resultados do processamento. O sistema operacional utilizado é o Linux e os códigos MT e pacotes gráficos são disponibilizados livremente.

Capítulo 4

Análise dos Dados e Resultados Parciais

4.1 Avaliação das respostas MT

Os dados das estações do perfil MT foram processados usando o código robusto de Egbert (1997). Em cada estação foram geradas respostas de resistividade aparente e fase em função do período. Isto foi feito da seguinte forma:

Usaram-se as duas subrotinas do código de Egbert, descritas do capítulo 3.3 desta monografia. Processou-se cada banda separadamente, conforme tabela 3.1, sendo que a banda A, de maior frequência, amostra os períodos mais baixos das curvas de resistividade e fase. As bandas B e C amostram períodos intermediários e por fim a banda D, de menor frequência, corresponde aos períodos mais longos destes gráficos. Para uma mesma banda, utilizaram-se tamanhos de janelas diferentes (tabela 3.1). A visualização destas curvas foi feita com o auxílio do pacote gráfico GMT, onde se sobrepunham as curvas processadas com diferentes tamanhos de janelas. O critério para escolha da curva a ser considerada foi a suavização na transição de um ponto do gráfico para outro, uma vez que se espera que as variações de resistividade aparente com a profundidade sejam suaves. Em nenhuma das estações se conseguiu aproveitar as informações correspondentes à banda A devido à baixa relação sinal-ruído. Isso fez com que se perdessem as informações em profundidades mais rasas (de até aproximadamente um quilômetro).

Uma vez escolhidas as curvas de melhor relação sinal-ruído, o passo seguinte foi unir as informações das quatro bandas em um só gráfico e tomá-la como a curva de referência (figura 4.1) que servirá para seqüência nas outras etapas do processamento. Em alguns casos, tornou-se também necessário o não aproveitamento dos dados da banda D, que devido ao grande tempo de exposição na coleta de dados, fica também sujeito a maiores ruídos.

No total, 10 curvas de resistividade e fase em função do período foram geradas (uma para cada estação) e o que se percebeu foi uma mudança gradativa na forma da curva. Para efeito didático, dividiu-as em 3 grupos de padrões distintos, sendo o padrão 1 a porção SE, o padrão 2 a porção central e o padrão 3 a porção NE do perfil MT. As curvas de resistividade aparente e fase representativas destas porções (sítios 21, 24 e 28) são mostradas nas figuras 4.2-4.4.

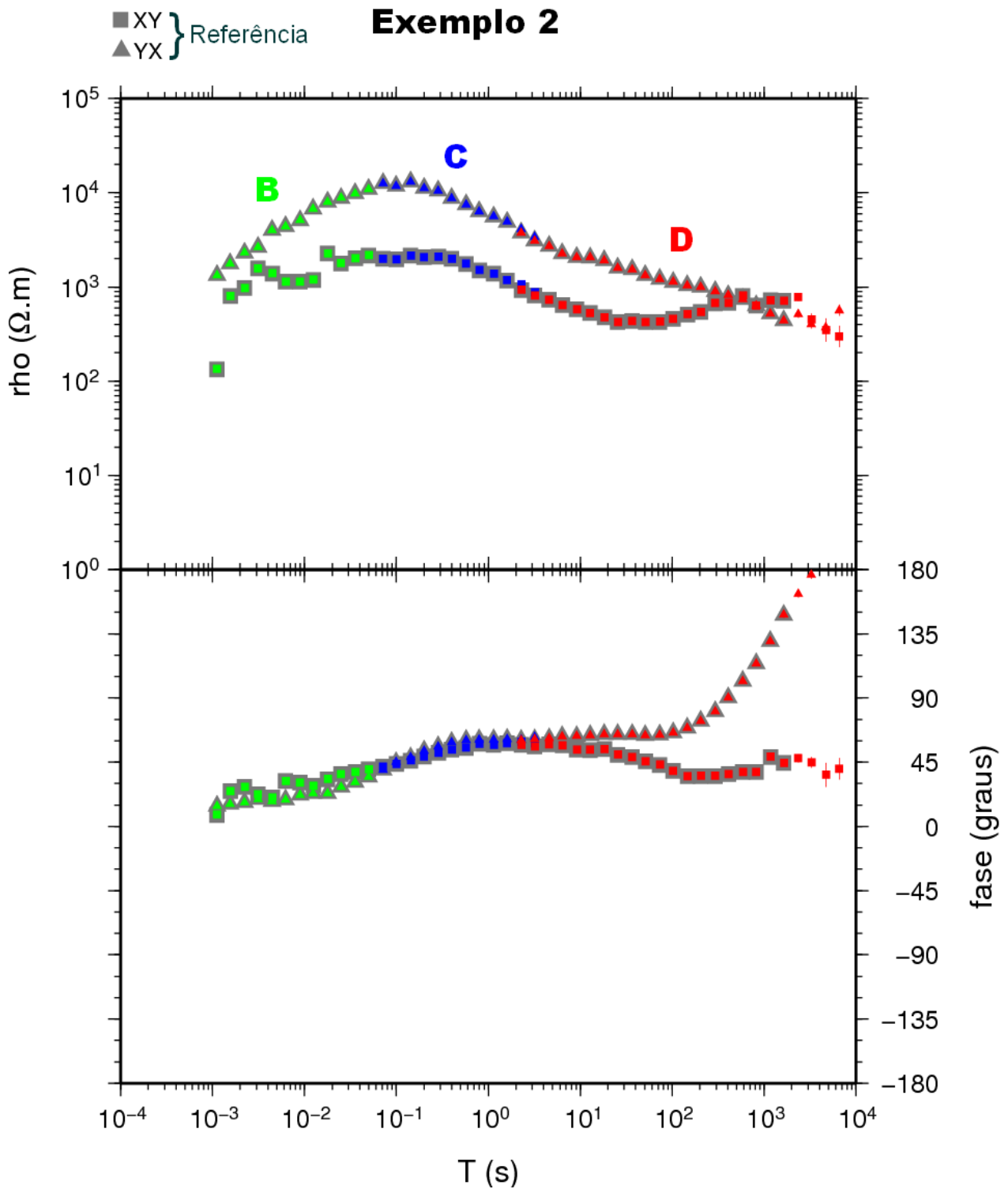


Figura 4.1 - Exemplo do agrupamento das curvas geradas no processamento com as bandas B, C e D. Em cinza, a curva tomada como referência para continuidade na seqüência do processamento.

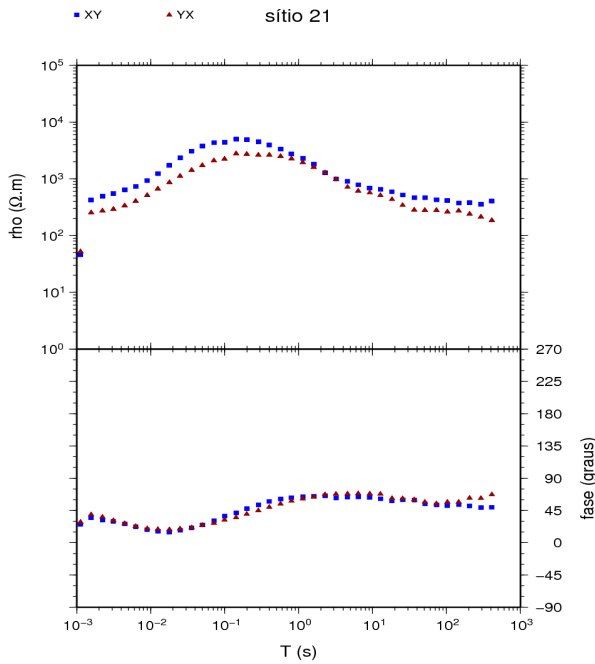


Figura 4.2 - Curvas de resistividade aparente e fase do sítio 21, representativas da região SE do perfil. Observa-se que as curvas têm boa continuidade ao longo de praticamente todo o espectro de frequências amostrado (entre 0,001 e mais de 1000s), indicando uma estação com boa qualidade nos dados. A boa sobreposição dos tensores XY e YX, tanto na resistividade quanto na fase, evidencia que a estrutura investigada pode ser tratada como 1-D, ou seja, a variação da resistividade elétrica varia somente com a profundidade. É importante lembrar também que períodos mais longos equivalem a profundidades de investigação maiores.

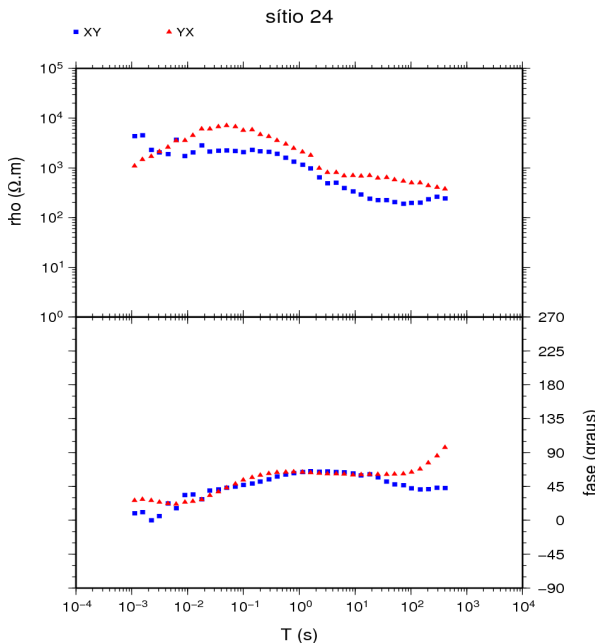


Figura 4.3 - Curvas de resistividade aparente e fase do sítio 24, representativas da região central do perfil. Observa-se que estas curvas também têm boa continuidade ao longo de praticamente todo o espectro de frequências. É importante notar que a forma das curvas muda em relação as da figura 4.2 e aqui os tensores já não mais se sobrepõem, indicando que a variação da resistividade está dependendo da direção das medidas. Isto pode ser evidenciado também pelos valores de fase em períodos maiores que 10^2 , onde a fase YX tende a ultrapassar os 90 graus. Essas dois fatores juntos indicam que deve haver, além de uma variação da resistividade aparente com a profundidade, também uma variação lateral. Sendo assim o tratamento dessas feições passa a ser 2-D ou 3-D.

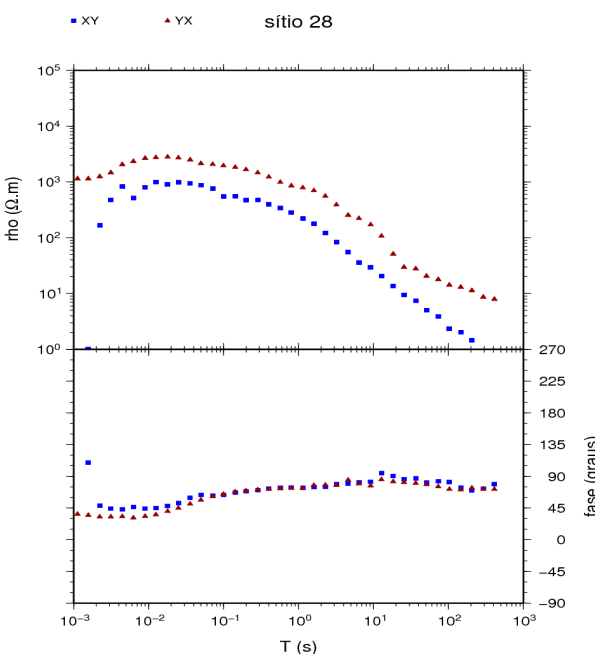


Figura 4.4 - Curvas de resistividade aparente e fase do sítio 28, representativas da região NW do perfil. Observa-se que estas curvas também têm boa continuidade ao longo de praticamente todo o espectro de frequências. Nota-se que a forma destas curvas mudam em relação as das figuras 4.3 e 4.4. Neste gráfico, a partir de períodos de 10^{-2} , as estações definitivamente “enxergaram” uma estrutura muito pouco resistiva, o que causou o estrito decréscimo da curva de resistividade aparente a partir de tal período.

Dados MT estão sujeitos a distorções causadas por estruturas geológicas rasas heterogêneas conhecidas por deslocamento estático (“static shift”), o que provoca um deslocamento das curvas de resistividade aparente para cima ou para baixo por um fator desconhecido constante (em escala logarítmica). Nas estações 19 e 21, por exemplo, este efeito é bastante claro e está mostrado na figura 4.5.

Nota-se que, apesar das curvas de resistividade aparente terem a mesma forma, elas estão deslocadas uma em relação a outra enquanto as curvas de fase são aproximadamente coincidentes. Isto é um indício de que as curvas de resistividade aparente estão afetadas pelo efeito do deslocamento estático. Comparando ambas estações com as curvas vizinhas, as resistividades no sítio 19 são muito mais elevadas, enquanto na estação 21 os valores são similares às demais, sugerindo que a curva distorcida seja a do sítio 19.

Uma forma prévia para interpretação 1-D dos dados MT é fazer o cálculo dos termos invariantes do tensor de impedância, conforme Berdichevsky e Dimitriev (1976). Um dos termos propostos, e que foi utilizado neste trabalho, é a média aritmética das componentes principais do tensor de impedância (Z_B):

$$Z_B = \frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2} \quad (4.1)$$

Tal termo independe da direção de medida.

O cálculo dos termos invariantes foi feito para cada uma das estações escolhidas como representativas dos padrões geoeletricos do perfil MT (sítios 21, 24 e 28).

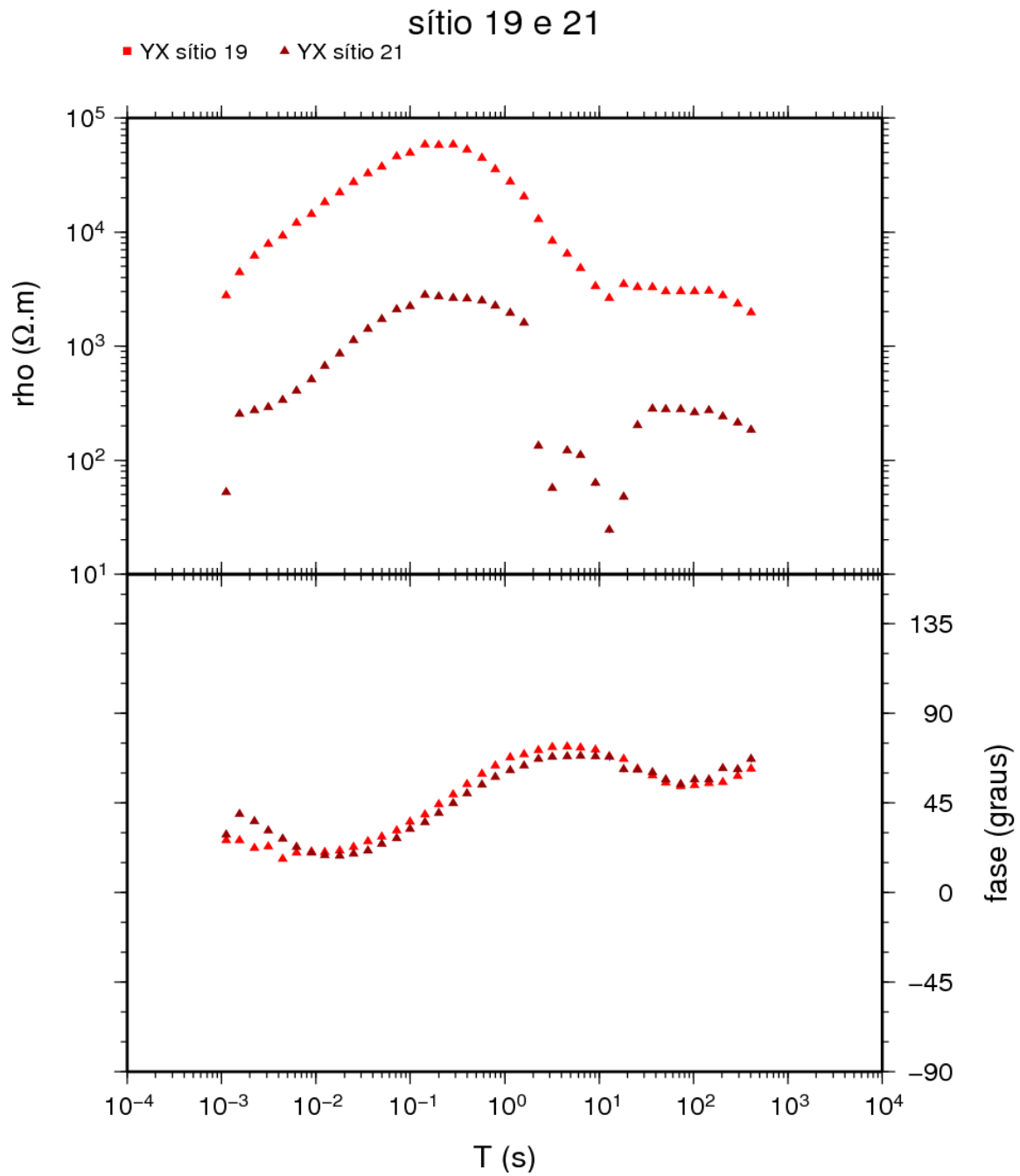


Figura 4.5 - Efeitos do deslocamento estático nos tensores YX das estações 19 de 21.

4.2 Pseudo-seções

Uma vez que as fases não são afetadas por deslocamento estático (“static shift”), é comum apresentar os dados de um perfil MT na forma de uma pseudo-seção das fases. Isso permite uma visão qualitativa inicial das principais estruturas geoeletricas, exceto em casos onde a estrutura de resistividade é muito complexa.

As figuras 4.6 a) e b) mostram as pseudo-seções obtidas interpolando as fases das duas direções ortogonais (xy e yx) ao longo da projeção das estações em um perfil médio. Teoricamente, em um semi-espaco, as fases seriam 45° para todos os períodos. Em uma situação real, porém, as fases variam entre 0° e 90° , e os modos xy e yx são diferentes entre si quando as estruturas se afastam de uma situação unidimensional. Na existência de um contraste positivo de resistividade (aumento da resistividade com a profundidade), as fases permanecem em valores inferiores a 45° . O inverso ocorre para um contraste negativo de resistividade, com fases acima de 45° .

Na figura 4.6 c) é mostrada também a pseudo-seção da fase efetiva, obtida pela média aritmética dos componentes principais do tensor de impedâncias (Berdichevsky e Dimitriev, 1976), a qual é independente da direção de medidas.

A análise conjunta das respostas corrobora os três padrões distintos identificado na análise individual das respostas MT, comentada no item anterior. O primeiro, verificado na porção SE do perfil (sítios 19, 20 e 21), consiste de respostas relativamente homogêneas, nas quais verifica-se a presença de uma camada resistiva (fases em torno de 10°) na superfície (períodos entre 0,001 e 0,1 s) sobreposta a uma camada condutora (fases em torno de 60° - 70°) em maiores profundidades (períodos maiores que 0,1 s). Na porção central do perfil as respostas são similares, exceto em períodos longos, onde se verifica uma separação das fases nos modos XY e YX. No extremo NW (sítios 27 e 28) as fases indicam que a transição da camada resistiva com a camada condutora deve ocorrer em profundidades menores (períodos mais curtos). Além do mais, o meio subjacente é mais condutor nessa região, visto que as fases passam de valores em torno de 60° - 70° nos trechos SE e central para valores em torno de 80° .

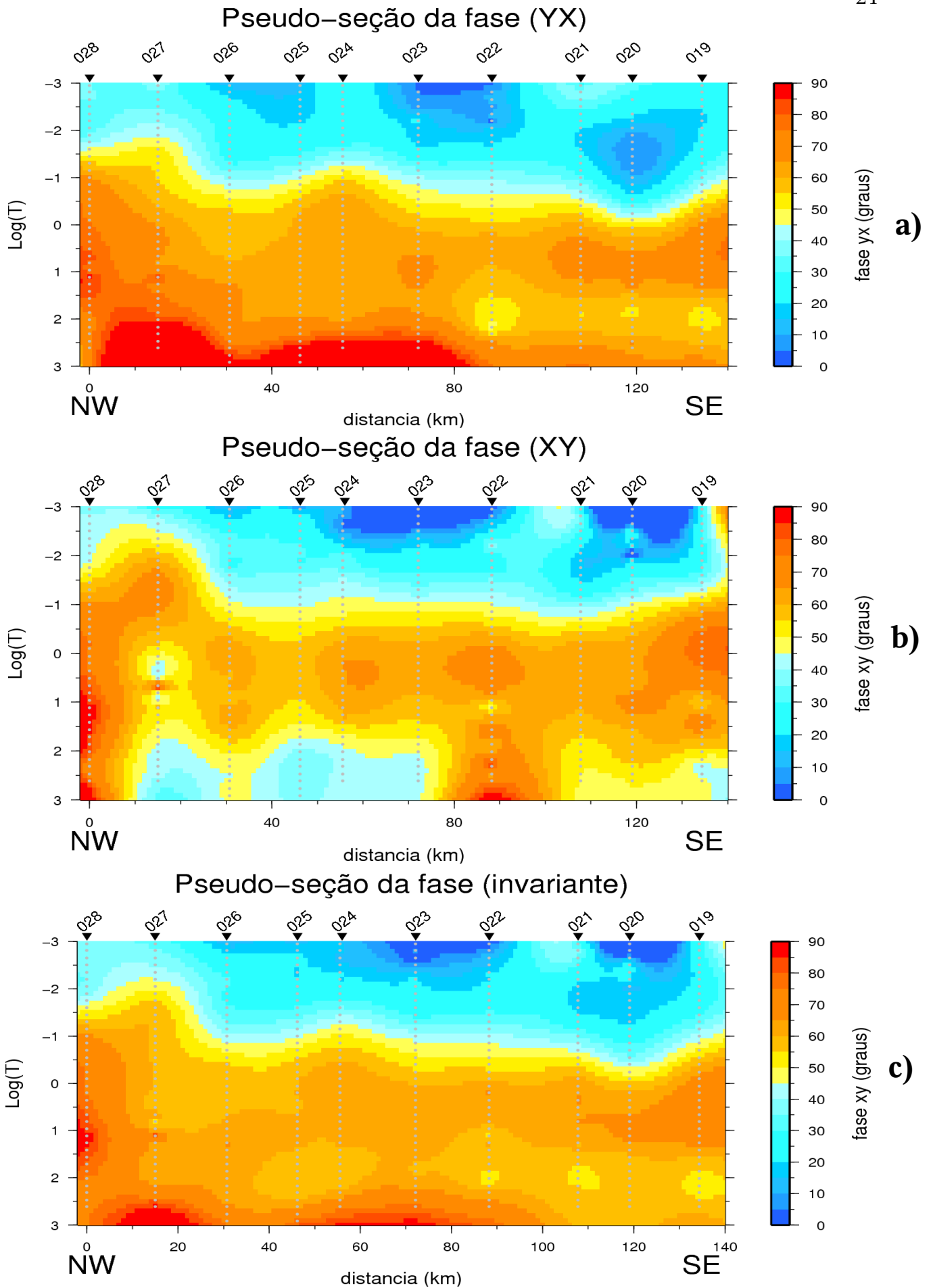


Figura 4.6 - Pseudo seções da fase do tensor de impedâncias: **a)** modo YX, **b)** modo XY e **c)** fase efetiva (invariante Z_B).

4.3 Análise das respostas em função da profundidade

Em cada estação, essas respostas foram transformadas em variações de resistividade em função da profundidade através da Transformada de Niblett-Bostick (Jones, 1983). Os resultados indicam que o horizonte resistivo verificado nas pseudo-seções de fase tem valores acima de 5000 ohm-m e atinge profundidades em torno de 10-20 km nos trechos SE e central do perfil. Na porção NW, a camada resistiva é menos espessa, com valores próximos a 10 km (ver figura 4.7). Nos trechos SE e central o meio subjacente é relativamente uniforme e apresenta resistividades moderadas (em torno de 200 ohm-m) possibilitando a penetração do sinal até profundidades em torno de 100 km. Por outro lado, no trecho NW ocorre um forte condutor, atenuando rapidamente os sinais MT, que penetram menos de 20 km no interior terrestre.

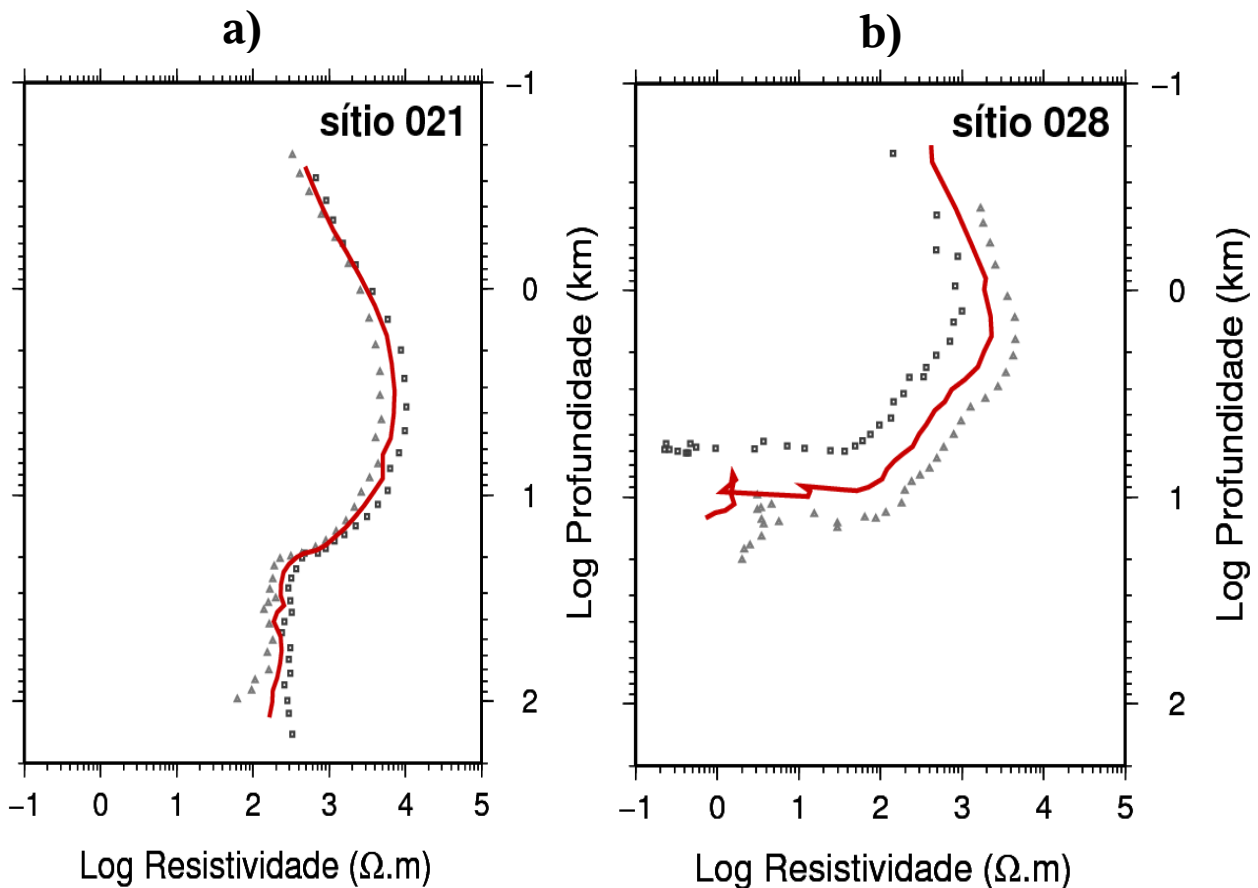


Figura 4.7 - Transformada de Niblett-Bostick. Modos XY, YX e a resposta invariante das regiões a) SE e b) NW do perfil MT.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B. B. de e Fuck, R. A., 1981**, Brazilian structural provinces: an introduction, *Earth Sci. Rev.*, 17, 1-19.
- Berdichevsky, M. N., and Dimitriev, V. I., 1976**, Distortion of magnetic and electric fields by near-surface lateral inhomogeneities, *Acta Geodaet., Geophys. et Montanist, Acad. Sci. Hung.*, 11, 447-483.
- Brigham, E. O., 1974**, *The Fast Fourier Transform*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 252 p.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000**, Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U. G, Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A. (Ed.), *Tectonic Evolution of South America*, p.151-182.
- Cagniard, L., 1953**, Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- Cantwell, T., 1960**, Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Massachusetts.. Ph.D. thesis, Department of Geology and Geophysics, Massachusetts Institute of Technology, 171p.
- Egbert, G.D., 1997**, Robust multiple station magnetotelluric data processing. *Geophys. J. Int.*, 130, 475-496.
- Hjelt, S. E., Korja, T., 1993**, Lithospheric and upper-mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, 137-177.
- Huber, P. J., 1981**, *Robust statistics*. John Wiley, New York, 320p.
- Jardim de Sá, E. F., 1994**, A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 803 p.
- Jones, A. G., 1983**, On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *J. Geophys.*, 53, 72-73.
- Jones, A. G., 1992**, Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain, D. M., Arculus, R. J., Kay, R. W. (ed.), *Continental lower crust*. Elsevier, Amsterdam, Série Developments in Geotectonics, 23, Chap. 3, 81-143.
- Jones, A.G., 1999**, Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, 48, 57-80.

- Nogueira, F.C.C., Oliveira, M.S. de e Castro, D.L. de, 2004**, Estudo magnético e gravimétrico do arcabouço estrutural da Bacia do Rio do Peixe. *Revista de Geologia*, 17, 74-87.
- Palacky, G.J., 1987**, Resistivity characteristics of geologic targets. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics – Vol.1. Theory*. Soc. Expl. Geophys., Tulsa, p.53-129.
- Simpson, F., and Bahr, K., 2005**, *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, 270p.
- Sims, W. E., Bostick Jr., F. X., Smith, H. W., 1971**. The estimation of the magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36, 938-942.
- Tikhonov, A. N., 1950**, On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 73, 295-297.
- Valderez, P. F, Sial, A.N., Pimentel, M .M., Moura, C. A. V., 2004**, Intermediate to acid magmatism and crustal evolution in the transversal zone, northeastern Brazil. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C .D. R., Brito Neves, B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p.189-201.
- Vozoff, D., 1991**, The magnetotelluric method, in M. N. Nabighian (ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 2, 641-711.
- Wight, D. E., Bostick, F. X., 1980**, Cascade decimation – a technique for real time estimation of power spectra. In: *IEEE International Conference on Acoustic Speech and Signal Processing*, Denver, 1980. **Proceedings**. Picataway: IEEE, p.626-629.