



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

ESTUDO DAS ESTRUTURAS GEOELÉTRICAS NA PROVÍNCIA BORBOREMA PELO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

**RELATÓRIO FINAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA
(PIBIC/CNPq/INPE)**

Marco Antônio Poli da Conceição (IAG-USP/INPE, Bolsista PIBIC/CNPq)

E-mail: polimarcos1@gmail.com

Dr. Antonio Lopes Padilha (DGE/INPE, Orientador)

E-mail: padilha@dge.inpe.br

Dr. Mauricio de Souza Bologna (IAG-USP, Co-orientador)

E-mail: mauricio@iag.usp.br

COLABORADORES

Dr. Marcelo Banik de Pádua (DGE/INPE)

Dr. Icaro Vitorello (DGE/INPE)

Julho de 2009

**"Para uma tecnologia de sucesso, a realidade deve ter
prioridade sobre as relações públicas, pois a Natureza não pode
ser enganada."**

Richard Feynman

Agradecimentos

De todo o trabalho desenvolvido e de todos os anos que passei nesta Universidade, são nestes agradecimentos que me senti mais à vontade para escrever, pois carreguei a certeza de não escrever alguma besteira, de que não serei questionado e nem corrigido. Minha única dúvida é se agradeço o suficiente por tudo que fizeram por mim.

De maneira formal agradeço às instituições que abriram as oportunidades para eu chegar até aqui. Agradeço à Universidade de São Paulo, ao Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico e ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Agradeço a todos os professores que um dia se dispuseram a compartilhar seus conhecimentos comigo, em especial aos que ensinaram com carinho, como verdadeiros mestres.

Agradeço ao meu orientador, que me ensinou não apenas sobre o método MT, mas como me tornar mais forte para uma futura vida profissional que me aguarda. Agradeço por ser paciente comigo e dividir o seu tempo me ensinado.

Agradeço a minha família, que foi o berço de minha proteção nesse mundo e que foi meu principal incentivo para que eu chegasse ao fim.

Aos meus amigos João e Luís, que junto com sua adorável mãe, são como uma segunda família para mim.

A Leonardo Uieda (Léo), companheiro de quarto por praticamente toda jornada, pessoa que admiro e gosto muito.

A Vanderlei Coelho (Biroca), por nossas conversas noturnas sobre coisas que apenas “nós” acreditamos.

A Fernando Lessa (Lessinha), por ter me ensinado que as pessoas sempre podem mudar para melhor.

A Cassiano Bortolozo (Pira), por ter me ensinado a ouvir as pessoas.

A Felipe Marques (Roy), por ter me ensinado como estar sempre de bem com o mundo todo e em paz comigo mesmo.

A Higo Nunes (Moço), por ter me ensinado seu jeito mineiro de ser.

A Lucas Balancin (Cateitou), pelo seu carinho com a minha pessoa.

A todos meus amigos de São Paulo, Henrique, Guiga, Clubber, André, Zé, Victor, Juliano, Nalbert, Emerson, Edgard, Garrafa, Will, Limeira, Buriti, Tião, Davi, Luiz, Josimar, Carlão, Fábio, Érica, Bixo, Daiane, Marcela e Cleiton.

Aos meus amigos de Botucatu, novos e velhos, Shú, Bia, Fossetinha, Piruquinha, Pork, Trecão, Lú, Boca, Torrone, Luquinha, Vanessa, Pirú, Angella, Janja, Jonas, Kpta, Testa, Luiza, Carmelita e muitos outros...

A Fabiana, pessoa a qual sinto muito carinho e que cruzou meu caminho recentemente.

E finalmente a Deus, que aos meus olhos foi a base de tudo que fui, de tudo que sou e de tudo que serei.

Sumário

Resumo.....	1
Capítulo 1 - Introdução.....	2
1.1 Região Estudada	3
Capítulo 2 - O Método Magnetotelúrico (MT)	5
2.1 Fonte do Sinal	5
2.2 Princípios do Método MT	5
2.3 Solução da Equação de Difusão e o Tensor de Impedância	7
2.4 Aquisição de Dados MT	9
2.5 Processamento	11
Capítulo 3 – Resultados e Discussão	13
3.1 Curvas de Resistividade Aparente e Fase	13
3.2 Efeitos Estáticos e Respostas Invariantes.....	21
3.3 Pseudo-Seção de Fase.....	26
3.4 Resistividade em Função da Profundidade.....	29
Capítulo 4 – Considerações Finais	34
Referências Bibliográficas	35

Resumo

O presente trabalho consiste no processamento e análise preliminar de sondagens magnetotélúricas (MT) previamente coletadas na região noroeste da Província Borborema, localizada no nordeste do Brasil. Trata-se de 15 estações dispostas ao longo de um perfil de aproximadamente 210 km, orientado na direção SE-NW ortogonal às principais feições geológicas da província. As impedâncias MT foram obtidas pelo código robusto de Gary Egbert, que representa o “estado de arte” do processamento de dados MT. A partir das impedâncias pôde-se obter as resistividades elétricas e fases associadas em função do período em cada estação. De modo a aumentar a confiabilidade das respostas calculadas, as curvas de resistividades foram checadas a partir das curvas de fase através do programa Rhoplus. Para ilustrar de forma concisa o comportamento da distribuição de resistividade no meio, foi gerada a pseudo-seção de fase. O *static shift*, ou deslocamento estático, foi amenizado tomando-se como base principalmente a comparação entre curvas de sítios adjacentes de resistividade aparente do modo XY. Respostas invariantes à rotação foram determinadas em cada estação pelo método do determinante. A transformada de Niblett-Bostick foi aplicada em cada estação e assim foram geradas as curvas de resistividade em função da profundidade. Finalmente, gerou-se um modelo 1-D para amostrar a distribuição da resistividade elétrica ao longo de todo o perfil. De uma maneira geral, é observada uma região bastante resistiva até profundidades em torno de 10-15 km sobrepostas a uma zona condutiva de caráter mais complexo que se estende a profundidades maiores que 40 km. Variações geoeletricas laterais estão em parte associadas às feições geológicas mapeadas em superfície, a saber um bloco arqueano dentro do Domínio Ceará Central e no cruzamento da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, que marca a transição do Domínio Ceará central para o Domínio Médio Coreaú. Na parte central do perfil MT há uma anisotropia que coincide espacialmente ao afloramento de rochas Neoproterozóicas alongadas na direção NE-SW que se estende até a linha de costa.

Capítulo 1

Introdução

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981) é uma entidade tectônica neoproterozóica composta por retalhos de terrenos de diferentes litologias, separados por importantes zonas de falhas e lineamentos. Apesar do amplo conhecimento sobre a sua geologia, geoquímica e geocronologia, ainda existe uma marcante divergência sobre sua evolução tectônica durante o neoproterozóico. Esta pode ser explicada por modelos que envolvem acreção de terrenos tectonostratigraficos como o mecanismo principal de crescimento crustal (Brito Neves *et al.*, 1995 e 2000) ou, alternativamente, através de modelos que propõem uma orogenia intracontinental (Neves *et al.*, 2000; Neves e Mariano, 2001). A distinção entre os modelos vigentes depende do conhecimento das estruturas profundas na litosfera, o que pode ser conseguido através de estudos geofísicos.

Atualmente, as informações geofísicas regionais na Província Borborema são provenientes, sobretudo, de estudos gravimétricos regionais (Nogueira *et al.*, 2004; Castro *et al.*, 1998; Castro *et al.*, 1999) que relacionam os diferentes comprimentos de ondas das anomalias gravimétricas com espessura crustal e heterogeneidades na crosta em domínios estruturais e bacias sedimentares costeiras e interiores. Entretanto, além da distribuição esparsa das estações, a ausência de informações profundas torna os modelos gravimétricos relativamente ambíguos.

Estudos eletromagnéticos profundos são capazes de contribuir significativamente para o entendimento da formação e evolução da litosfera (Jones *et al.*, 2003) pois são geralmente sensíveis à condução de correntes elétricas em componentes minoritários das rochas, porém tectonicamente importantes como sulfetos, grafita, fluídos salinos, *etc.* O presente trabalho consiste do processamento e análise preliminar de 15 sondagens magnetotelúricas de banda larga, previamente coletadas pelo Grupo de Geomagnetismo do INPE, distribuídas equiespaçadamente ao longo de um perfil SE-NW de aproximadamente 210 km. O perfil situa-se na porção setentrional da província, mais precisamente sobre o Domínio Ceará Central e pequena parte do Domínio Médio Coreau (figura 1.1).

1.1 Região Estudada

A Província Borborema está localizada a nordeste do território brasileiro e cobre uma área superior a 450.000 Km². Ela pode ser dividida em três segmentos tectônicos fundamentais, limitados por importantes zonas de cisalhamento brasilianas, sendo elas: Subprovíncia Setentrional, Subprovíncia da Zona Transversal ou Central e Subprovíncia Externa ou Meridional. Esses segmentos também podem ser subdivididos em domínios, terrenos ou faixas com base em características litoestratigráficas, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas. O embasamento da província tem sua história relacionada à evolução do supercontinente Atlântica e inclui pequenos núcleos arqueanos e faixas paleoproterozóicas. As rochas mais antigas são ortognaisses tonalíticos com 3,4 Ga, derivados de uma antiga crosta sialica ou de um manto enriquecido em > 3,5 Ga (Bizzi *et al.* 2003).

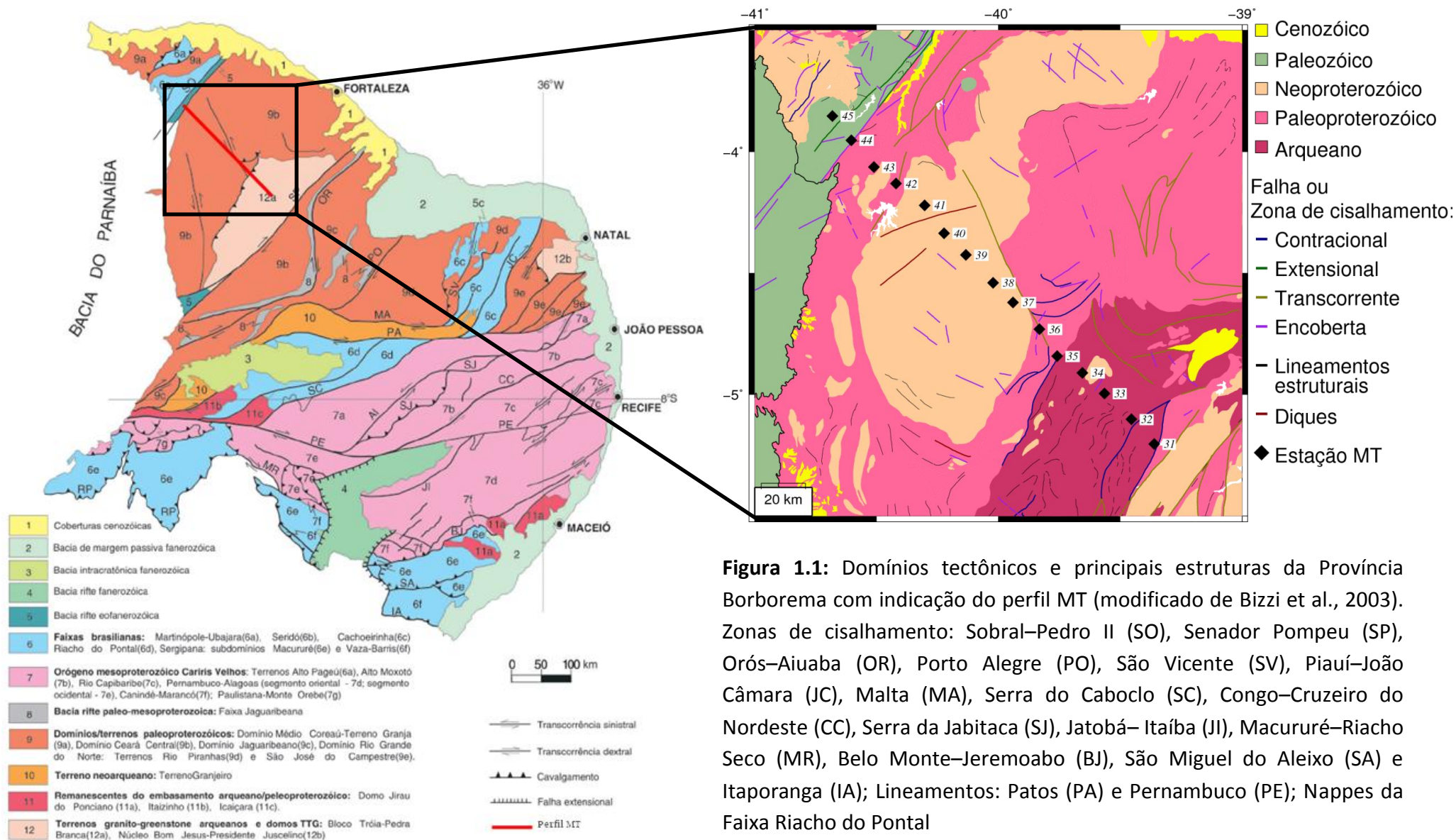


Figura 1.1: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema com indicação do perfil MT (modificado de Bizzi et al., 2003). Zonas de cisalhamento: Sobral–Pedro II (SO), Senador Pompeu (SP), Orós–Aiuaba (OR), Porto Alegre (PO), São Vicente (SV), Piauí–João Câmara (JC), Malta (MA), Serra do Caboclo (SC), Congo–Cruzeiro do Nordeste (CC), Serra da Jabitaca (SJ), Jatobá–Itaíba (JI), Macururé–Riacho Seco (MR), Belo Monte–Jeremoabo (BJ), São Miguel do Aleixo (SA) e Itaporanga (IA); Lineamentos: Patos (PA) e Pernambuco (PE); Nappes da Faixa Riacho do Pontal

Capítulo 2

O Método Magnetotelúrico (MT)

No método magnetotelúrico (MT), proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), campos eletromagnéticos naturais são usados para investigar estruturas geoeletricas da Terra. Considera-se que esses campos incidem na superfície terrestre como ondas planas e difundam no interior da Terra. A partir da medida na superfície de componentes ortogonais dos campos elétrico e magnético pode-se obter um diagnóstico da distribuição de resistividade elétrica em subsuperfície, desde dezenas de metros até algumas centenas de quilômetros. Maiores detalhes sobre o método MT podem ser encontrados em Vozoff (1991) e Simpson e Bahr (2005).

2.1 Fonte do Sinal

Campos eletromagnéticos naturais são a fonte do sinal do método MT. Esses campos variáveis no tempo são gerados tanto de tempestades elétricas que ocorrem na baixa atmosfera bem como por correntes elétricas geradas na magnetosfera e ionosfera em respostas as interações do vento solar com o campo geomagnético principal. Os sinais MT abrangem variações temporais do campo geomagnético numa faixa de período que varia entre 10^{-4} a 10^4 s. Flutuações com períodos menores que 1 s têm suas origens em atividades meteorológicas globais. Descargas elétricas provenientes de relâmpagos geram ondas eletromagnéticas conhecidas como esféricas, as quais se propagam ao redor da Terra, dentro da cavidade Terra-ionosfera. Sinais com períodos maiores que 1 s estão associados à interação entre ventos solares e o campo geomagnético principal. Tal processo gera flutuações denominadas pulsações geomagnéticas. Em torno de 1 – 10 s os campos MT possuem um mínimo local no espectro de energia implicando em baixas relações sinal/ruído. Essa faixa é conhecida como banda morta.

2.2 Princípios do Método MT

A compreensão da base e da interpretação de métodos eletromagnéticos requer o conhecimento da teoria do eletromagnetismo clássico, regido pelas equações de Maxwell. No domínio do tempo são escritas como:

$$\nabla \times \mathbf{e} + \frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} - \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t} = \mathbf{j} \quad (2.2)$$

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

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

onde:

\mathbf{e} é o campo elétrico (V/m);

\mathbf{h} é o campo magnético (A/m);

\mathbf{b} é a indução magnética (Wb/m² ou Tesla);

\mathbf{d} é a corrente de deslocamento (C/m²);

\mathbf{j} é a densidade de corrente (A/m²);

ρ é a densidade de carga (C/m³).

Supondo um meio linear, isotrópico, homogêneo e que possui propriedades elétricas independentes do tempo, temperatura e pressão, é possível obter as seguintes relações constitutivas:

$$\mathbf{d} = \epsilon \mathbf{e} \quad (2.5)$$

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h} \quad (2.6)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e} \quad (2.7)$$

onde ϵ é a permissividade dielétrica, μ é a permeabilidade magnética e σ é a condutividade elétrica, todas essas propriedades dependem do material no qual os campos eletromagnéticos se propagam. Para o caso MT, assume-se μ como sendo a mesma que a do vácuo, logo $\mu = \mu_0$.

Para obter a equação de propagação da onda, primeiramente substituem-se as relações constitutivas (2.5), (2.6) e (2.7) nas equações (2.1) e (2.2) e em seguida aplica-se o operador rotacional. Assim, pode-se escrever:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e}) + \nabla \times \left(\frac{\partial \mu \mathbf{h}}{\partial t} \right) = 0 \quad (2.8)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{h}) - \nabla \times \left(\frac{\partial \epsilon \mathbf{e}}{\partial t} \right) - \nabla \times \mathbf{j} = 0 \quad (2.9)$$

As equações (2.1) e (2.2) são substituídas em (2.8) e (2.9), respectivamente e através da identidade vetorial $\nabla \times \nabla \times \mathbf{a} \equiv \nabla(\nabla \cdot \mathbf{a}) - \nabla^2 \mathbf{a}$, obtém-se a equação da onda no domínio do tempo:

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

$$\nabla^2 \mathbf{h} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} = 0 \quad (2.11)$$

Assumindo variações temporais do tipo $e^{-i\omega t}$ (sendo ω a frequência angular) nas equações (2.10) e (2.11), chega-se na equação da propagação da onda no domínio da frequência, conhecidas como as equações de Helmholtz, escritas como:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\mathbf{E} = 0 \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega)\mathbf{H} = 0 \quad (2.13)$$

Considerando as faixas de condutividade do meio geológico e das frequências de interesse em MT (menores que 10^5 Hz), têm-se $\mu\epsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega$, isto é, as correntes de deslocamento são desprezadas em relação às correntes de condução, assim as equações (2.12) e (2.13) transformam-se nas equações de difusão, dadas por:

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

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\mu\sigma\omega\mathbf{H} = 0 \quad (2.15)$$

Nessas circunstâncias, o número de onda é dado por:

$$k = (-i\mu\sigma\omega)^{1/2} \quad (2.16)$$

2.3 Solução da Equação de Difusão e o Tensor de Impedância

Considerando que o campo penetra verticalmente no interior da Terra encontra-se como solução geral das equações (2.14) e (2.15) as seguintes relações:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + \mathbf{E}_0^- e^{i(kz + \omega t)} \quad (2.17)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_0^+ e^{-i(kz - \omega t)} + \mathbf{H}_0^- e^{i(kz + \omega t)} \quad (2.18)$$

Visto que k é complexo, pode ser escrito como:

$$k = \alpha - i\beta \quad (2.19)$$

na qual α e β são reais.

Consideraram-se apenas as soluções do campo que se propaga (atenua) para o interior da Terra, convencionando os valores de z positivo ($z > 0$) para tal fim. Também, supõe a Terra um semi-espaco finito e uniforme. Dessa forma, igualando (2.19) a (2.16), encontram-se os valores de α e β e posteriormente substituí-os em (2.17) e (2.18), obtendo:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0^+ e^{-z/\delta} e^{-i(z/\delta - \omega t)} \quad (2.20)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_0^+ e^{-z/\delta} e^{-i(z/\delta - \omega t)} \quad (2.21)$$

onde δ é o *skin depth* ou profundidade pelicular, definido por:

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu \sigma} \right)^{1/2} = \left(\frac{2\rho}{\omega \mu} \right)^{1/2} \quad (2.22)$$

onde ρ é a resistividade elétrica e pode ser escrito como o inverso da condutividade.

O campo eletromagnético no meio material decai exponencialmente, tendo sua amplitude reduzida em 1/e a cada profundidade pelicular, sendo esta apenas uma função do período e da condutividade do meio.

Para extrair informações sobre a resistividade elétrica através do campo elétrico e magnético é necessário levar em consideração as relações na superfície entre os vetores \mathbf{E} e \mathbf{H} e a resistividade. Isto requer assumir que os campos são ondas planas. Para um semi-espaço infinito e homogêneo a impedância (Z) do meio é definida pela razão das componentes E_x e H_y na superfície:

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega \mu}{k} = (1+i) \left(\frac{\omega \mu \rho}{2} \right)^{1/2} = Z_{xy} \quad (2.23)$$

Com a resistividade elétrica dada por:

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy} Z_{xy}^*}{\mu \omega} = \frac{1}{\mu \omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.24)$$

onde Z_{xy}^* é o complexo conjugado de Z_{xy} .

A fase ϕ de Z é a diferença entre as fases de \mathbf{E} e \mathbf{H} , sendo escrita como:

$$\phi = \arctan \left(\frac{\Im(Z)}{\Re(Z)} \right) \quad (2.25)$$

Para um caso geral, no qual a relação tensorial entre as componentes do campo eletromagnético é linear, a impedância pode ser escrita, para cada frequência, como:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xy} H_y + Z_{xx} H_x \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (2.26)$$

Na forma matricial:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.27)$$

2.4 Aquisição de Dados MT

Uma sondagem MT consiste na medição das variações das componentes ortogonais do campo elétrico (E_x e E_y) e do campo magnético (H_x , H_y e H_z) na superfície da Terra. O campo elétrico é medido a partir de pares de eletrodos porosos não polarizáveis separados tipicamente por 100-150 m. Estes consistem basicamente de potes com base cerâmica comumente preenchidos com solução de cloreto de potássio (KCl), cloreto de Cádmio ($CdCl_2$) ou cloreto de chumbo ($PbCl_2$). Por sua vez, o campo magnético é medido através de bobinas de indução ou, no caso de dados de longo período, magnetômetros do tipo *fluxgate*. A figura 2.1 ilustra esquematicamente um arranjo MT.

Os dados utilizados nesse trabalho foram coletados com equipamentos MT banda larga GMS06 (Metronix GmbH) pertencentes ao INPE. Tal tipo de equipamento adquire dados numa faixa espectral entre 0,0008 – 1024 s. A duração típica de cada sondagem foi de 24h. Foram utilizados eletrodos com solução de cloreto de chumbo, separados por uma distância de aproximadamente 150 m. O alinhamento horizontal dos sensores se deu nas direções norte-sul, leste-oeste do sistema de coordenadas geomagnéticas. As medidas de campo magnético foram performadas com três bobinas de indução.

Para a instalação dos equipamentos é necessário tomar alguns cuidados, como escolher lugares planos e afastados de redes elétricas e torres de alta tensão, enterrar e cobrir os fios e bobinas e eletrodos (protegendo-os da variação de temperatura e do contato com animais), além de garantir que os pares de eletrodos e sensores magnéticos estejam bem alinhados e nivelados.

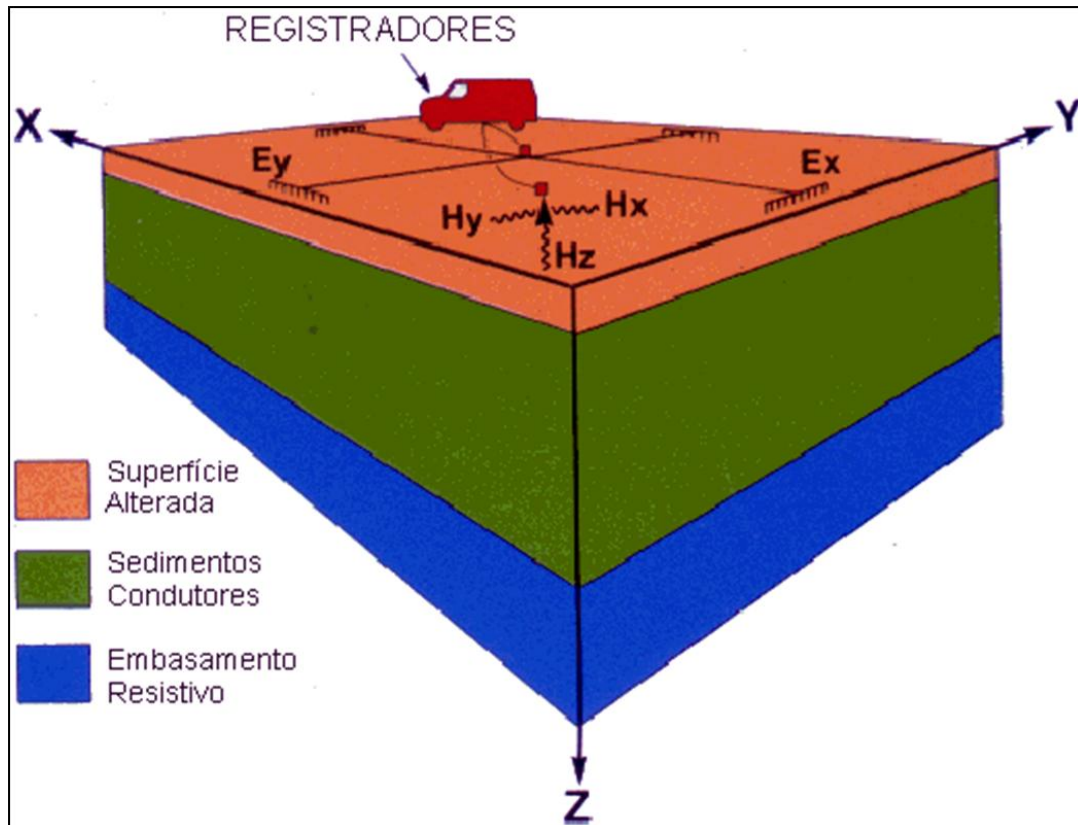


Figura 2.1: Arranjo esquemático de uma aquisição de dados MT. Pares de eletrodos medem indiretamente as componentes do campo elétrico (E_x , E_y), enquanto as bobinas de indução medem as componentes do campo magnético (H_x , H_y , H_z), que são transmitidas aos equipamentos de sondagem MT (registradores).

2.5 Processamento

O processamento dos dados MT consiste basicamente em extrair o tensor de impedância das séries temporais das componentes dos campos elétricos e magnéticos obtidos no campo.

Inicialmente, dividem-se as séries temporais em subgrupos cujo tamanho depende do intervalo de amostragem e do número de graus de liberdade que se deseja trabalhar. Depois, extraem-se a média e a tendência linear de cada segmento e aplica-se uma janela nos dados para suavizar seus extremos, atenuando as distorções geradas por manipular séries temporais finitas.

Para passar os dados para o domínio da frequência, aplica-se a Transformada de Fourier, e finalmente, a impedância é estimada pela técnica dos mínimos quadrados ou, preferencialmente, por técnicas robustas.

O Método dos Mínimos Quadrados é uma técnica de otimização matemática que procura encontrar o melhor ajuste para uma função a partir de um conjunto de dados. Para um ξ definido por:

$$\xi = \sum_{i=1}^n (E_{xi} - Z_{xx}H_{xi} - Z_{xy}H_{yi})(E_{xi}^* - Z_{xx}^*H_{xi}^* - Z_{xy}^*H_{yi}^*) \quad (2.28)$$

onde o asterísco(*) indica o complexo conjugado do número complexo e n o número de observações em uma dada frequência.

Deve-se derivar ξ em relação a Z_{xy} e igualar a zero, fazendo o mesmo para Z_{xx} . Assim obtém-se o valor mínimo da função ξ :

$$\sum_{i=1}^n E_{xi}H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^n H_{xi}H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^n H_{yi}H_{xi}^* \quad (2.29)$$

$$\sum_{i=1}^n E_{xi}H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^n H_{xi}H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^n H_{yi}H_{yi}^* \quad (2.30)$$

Note que as somatórias representam os autoespectros e espectros cruzados do campo eletromagnético. Resolvendo as equações acima tem-se o valor da impedância Z_{xy} :

$$Z_{xy} = \frac{(H_xH_x^*)(E_xH_y^*) - (H_xH_y^*)(E_xH_x^*)}{(H_xH_x^*)(H_yH_y^*) - (H_xH_y^*)(H_yH_x^*)} \quad (2.31)$$

De modo análogo estima-se o valor da impedância Z_{xx} .

Porém, um dos requisitos implícito no método dos mínimos quadrados é que os erros tenham distribuição Gaussiana, o que nem sempre ocorre no caso MT. Técnicas robustas, por outro lado, são relativamente insensíveis à presença moderada de dados muito ruidosos ou à inadequação a distribuição Gaussiana. Tal método introduz um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados. Os pesos são estimados a partir da análise dos resíduos e faz-se repetidas iterações até a convergência da função:

$$\xi = \sum_{i=1}^n W_i (E_{xi} - Z_{xx}H_{xi} - Z_{xy}H_{yi})(E_{xi}^* - Z_{xx}^*H_{xi}^* - Z_{xy}^*H_{yi}^*) \quad 2.32$$

$$W_i = \begin{cases} 1 & se |r_i| \leq 1,5 \\ 1,5/|r_i| & se |r_i| \geq 1,5 \end{cases} \quad 2.33$$

onde W_i é uma matriz diagonal cujos elementos são os pesos atribuídos a cada subgrupo e r_i o resíduo.

Capítulo 3

Resultados e Discussão

Toda parte gráfica que expõe os resultados obtidos durante o trabalho foram gerados utilizando-se o programa GMT e com a ajuda da linguagem AWK. GMT é a sigla para *Generic Mapping Tools*, programa desenvolvido por Paul Wessel e Walter H. F. Smith e que recebe a contribuição de vários usuários do mundo todo, sendo mantida pela *National Science Foundation*. O AWK é uma linguagem de programação criada por Alfred V. Aho, Peter J. Weinberger e Brian W. Kernighan para o processamento de dados baseados em texto. O AWK, junto com os “Shell Scripts” do Linux, facilitou a manipulação de dados e do uso do programa GMT. Todo o trabalho foi realizado no sistema operacional Linux, salvo a inversão 1-D, que foi feita no Windows.

3.1 Curvas de Resistividade Aparente e Fase

As curvas de resistividade aparente e fase são obtidas a partir das impedâncias após o processamento das séries temporais dos dados MT, conforme descrito no capítulo anterior. O processamento das séries temporais foi realizado empregando-se o código robusto de Gary Egbert (Egbert, 1998). O código utiliza-se de duas sub-rotinas para obter os valores de resistividade e fase para determinado período, sendo elas: a sub-rotina DNFF e a sub-rotina TRANMT. A DNFF é utilizada para a análise espectral na qual se obtém os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas. Na prática, as respostas MT são calculadas em bandas de frequência independentes e posteriormente agrupadas. Também as séries temporais podem ser segmentadas em janelas de tamanhos distintos. Diferentes janelas são aplicadas para uma mesma banda de frequência, pois a qualidade do processamento pode variar de janela para janela. Cada banda possui uma ou duas janelas que são típicas para ela mas, eventualmente, dependendo das condições de ruído, outras janelas podem ser aplicadas na tentativa de se obter melhores resultados. Por exemplo, a janela 0064 é sempre aplicada na banda D e eventualmente para a banda C. Todas as combinações utilizadas nesse trabalho estão ilustradas na tabela 3.1. A sub-rotina TRANMT é empregada para estimar os elementos do tensor de impedância a partir dos coeficientes de Fourier gerados anteriormente.

TABELA 3.1: Janelas utilizadas para cada uma das bandas específicas de frequência. As taxas de amostragem para as bandas são: 40.960 Hz para a banda A, 4.096 Hz para a banda B, 64 Hz para a banda C e 2 Hz para a banda D.

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	-

Ao final do processamento, as respostas individuais de cada banda eram analisadas visualmente para verificar a consistência das respostas e assim escolher os melhores parâmetros de processamento. Os critérios utilizados para esta escolha foram a suavidade das curvas, barras de erro e continuidade entre as bandas. A última etapa foi mesclar as quatro bandas, perfazendo inteiramente as curvas de resistividade e fase, conforme mostrado na figura 3.1.

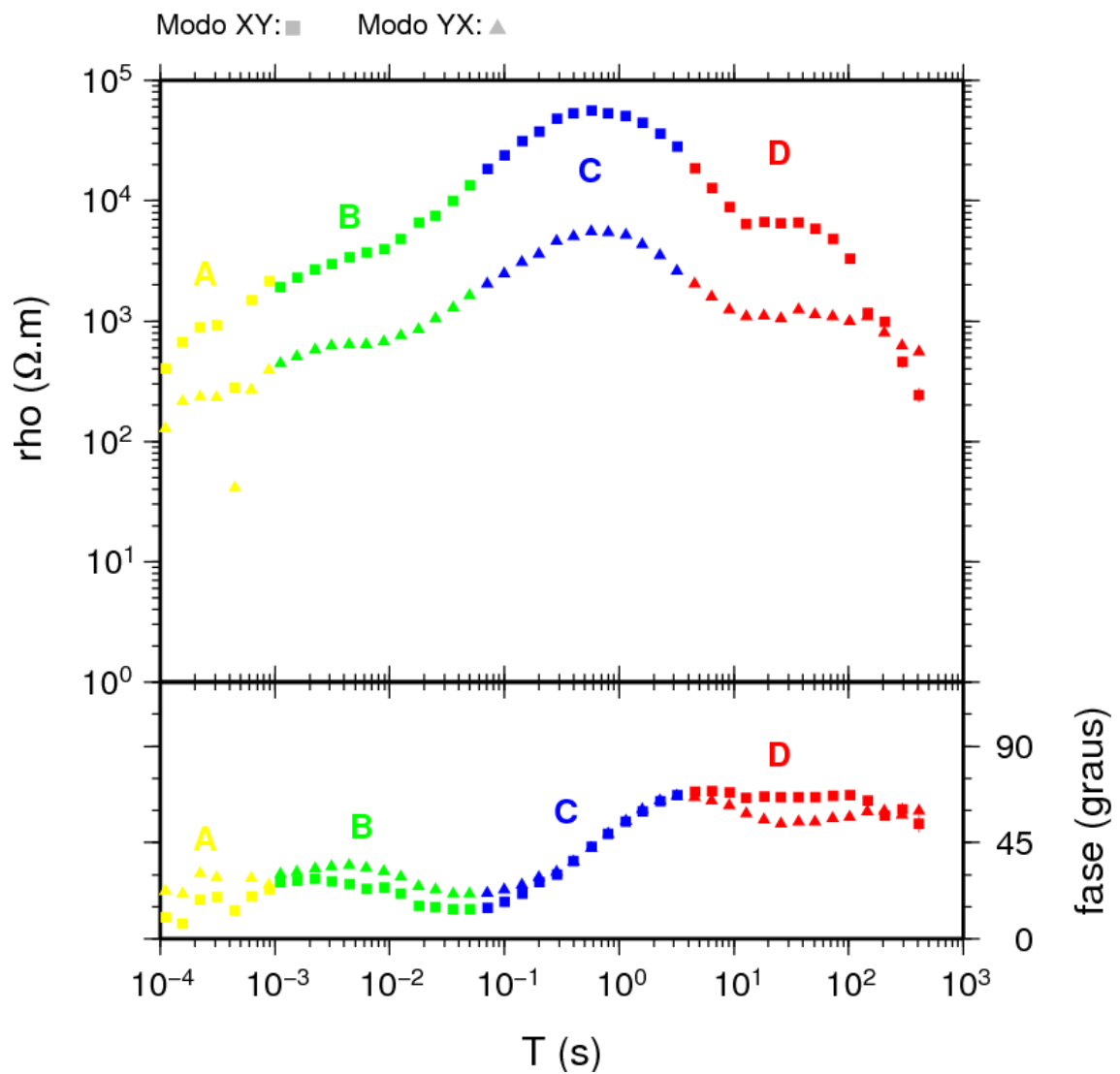
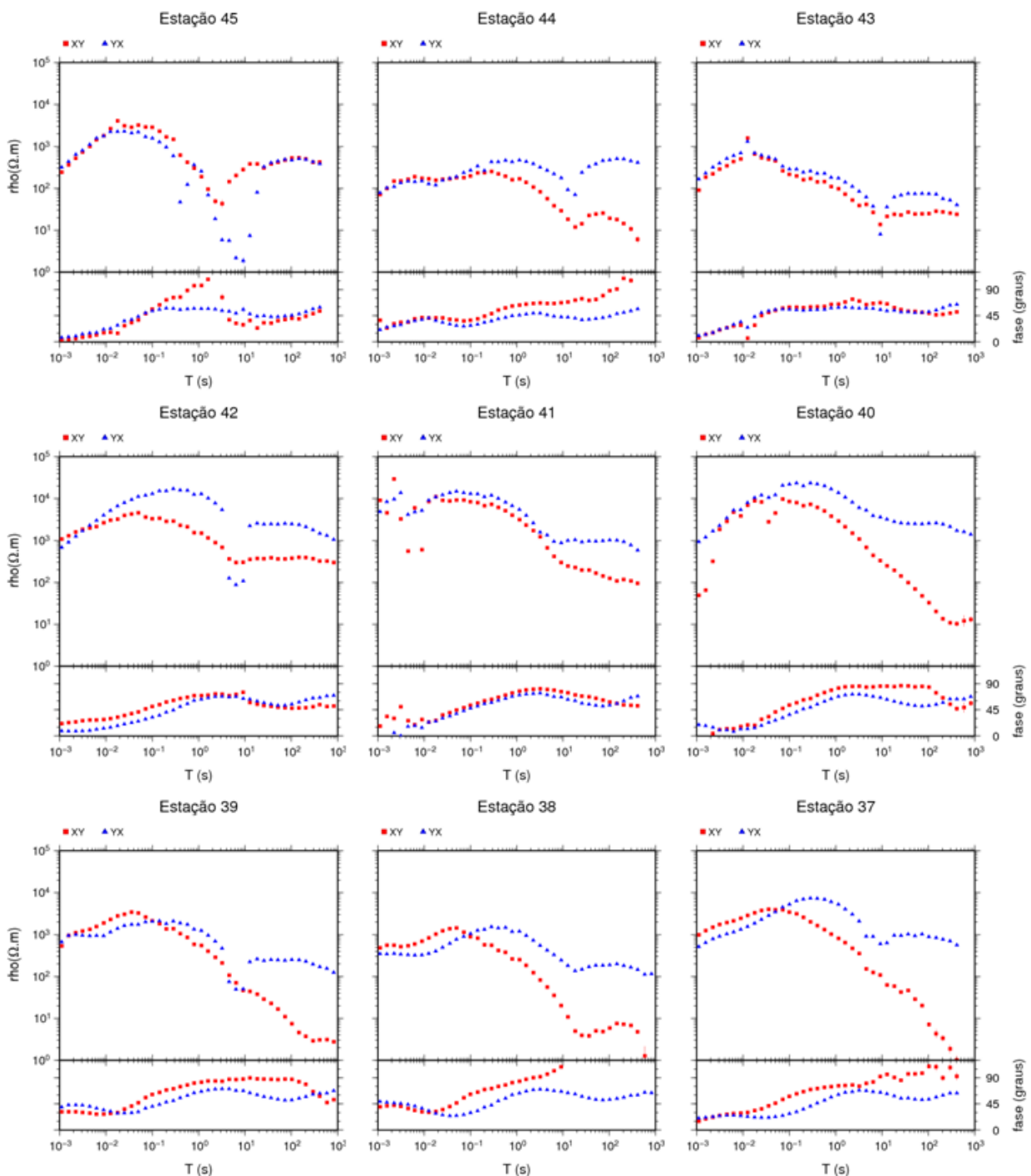


Figura 3.1: Exemplo de uma curva de resistividade e fase após o término de seu processamento, onde os melhores segmentos das quatro bandas já foram escolhidos e agrupados para ambos os modos (XY e YX).

A figura 3.2 mostra as curvas de resistividade e fase para todas as estações processadas (45-31). Porém, nelas não é amostrada a banda A, pois, para quase todas as estações, essa banda se mostrou muito ruidosa. Por isso, decidiu-se não utilizá-la nesse trabalho. De uma maneira geral, as curvas de resistividade e fase mostram um aumento de resistividade logo no início das curvas (0,001 s – 0,01 s), indicando a influência de meio resistivo em profundidades relativamente rasas. Porém, a partir de períodos maiores (0,1 s - 1 s) as curvas de resistividade sofrem declínio, indicando a presença de um substrato condutor e relativamente profundo que continua para os longos períodos.



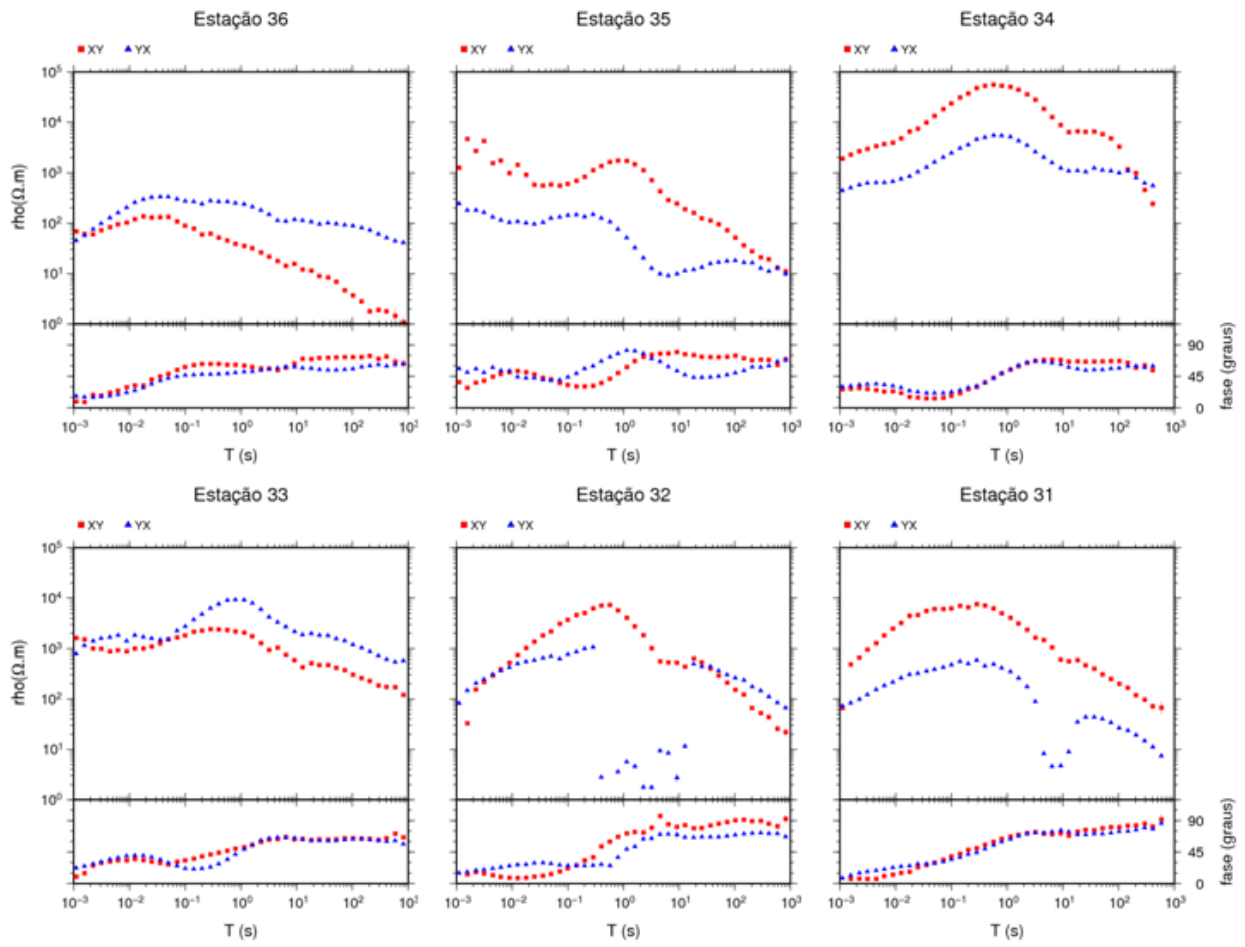


Figura 3.2: Curvas de resistividade elétrica e fase em função do período para as 15 estações processadas (45-31).

Na região de em torno de 10 s (banda morta) há uma queda na qualidade dos dados, principalmente para a resistividade aparente. Verifica-se esse fenômeno em algumas estações, como, por exemplo, nas estações 45, 42, 39, 32 e 31, sendo o modo YX o mais afetado. Entretanto, não está claro no momento o motivo pelo qual esse fato ocorreu com maior intensidade para o modo YX. A figura 3.3 mostra o comportamento de duas curvas de resistividade e fase com baixa relação sinal/ruído na banda morta.

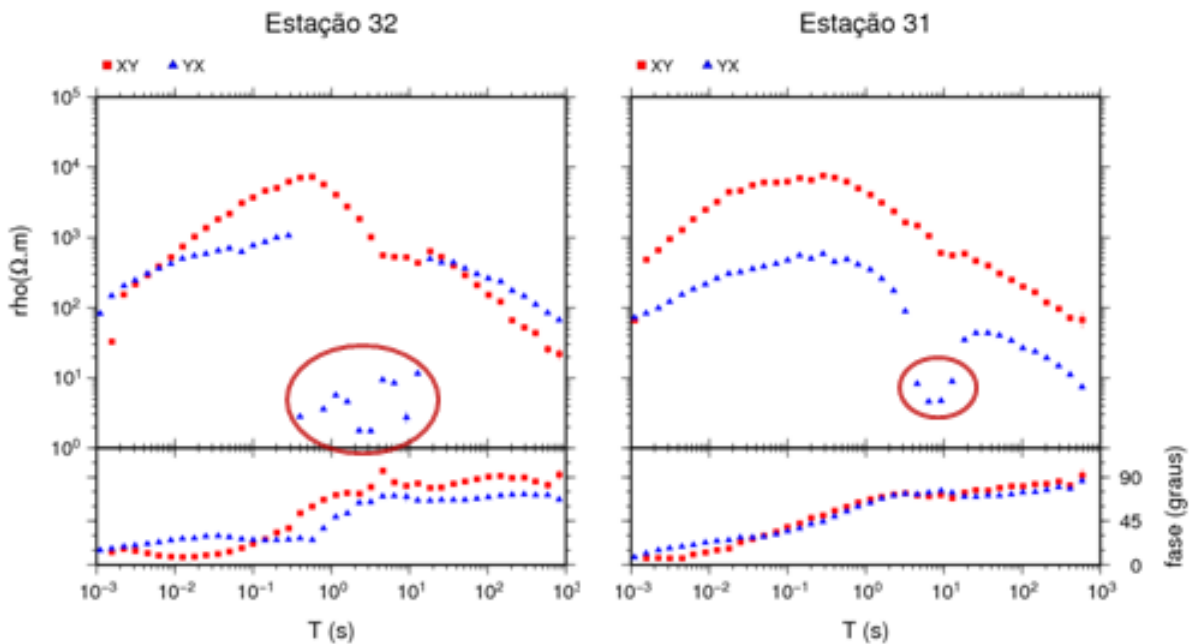
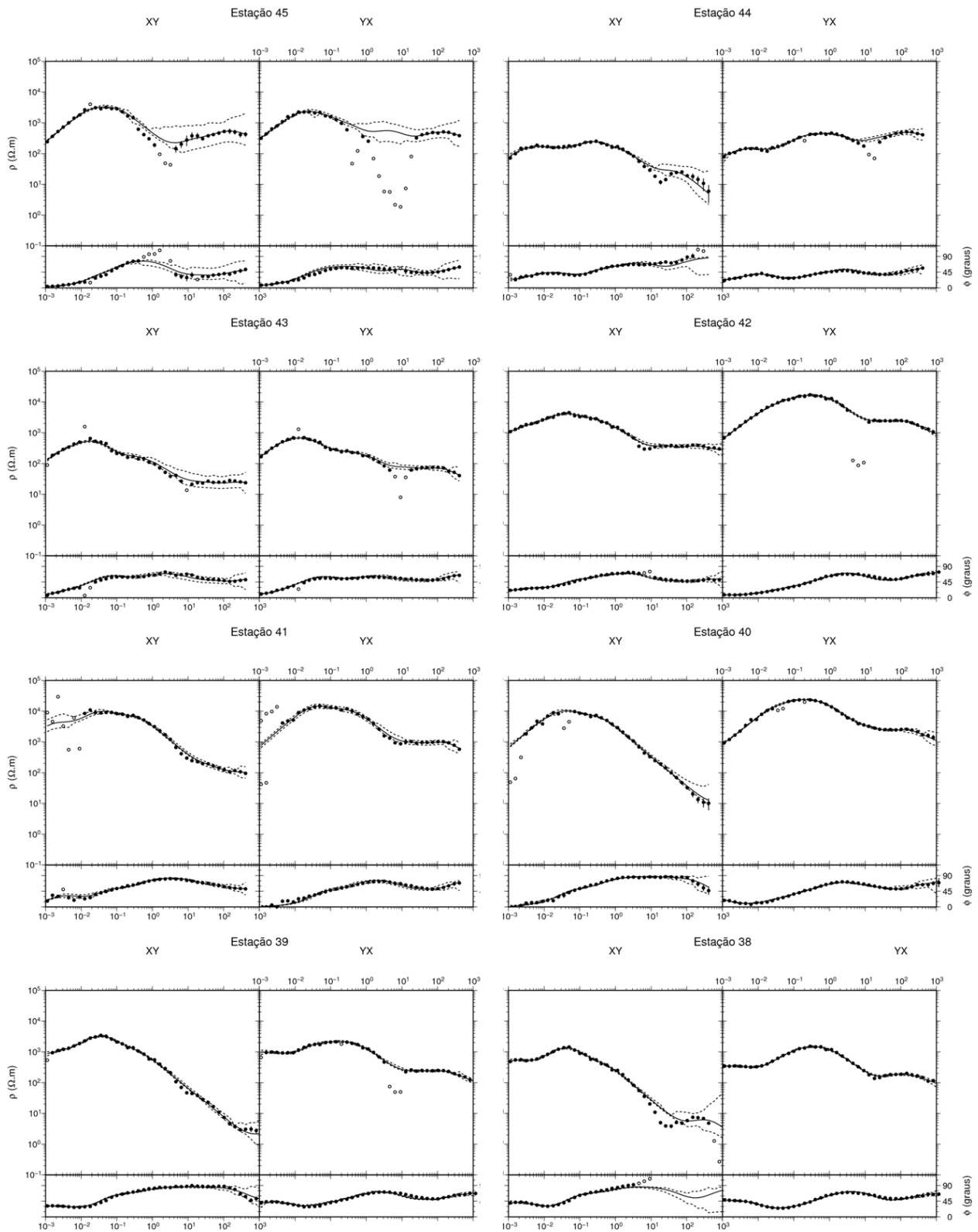


Figura 3.3: Respostas MT de dois sítios desse trabalho com baixa razão sinal/ruído na região da banda morta (1 – 10 s).

Para aumentar a confiabilidade das respostas calculadas, as curvas de resistividades foram checadas a partir das curvas de fases através do programa Rhoplus (Parker e Booker,1996). Além de checar a consistência das respostas, o código também pode ser útil para recuperar, em grande parte das estações, a resistividade aparente na faixa da banda morta uma vez que as fases são geralmente menos afetadas. O Rhoplus foi aplicado para todas as estações como mostrado na figura 3.4.



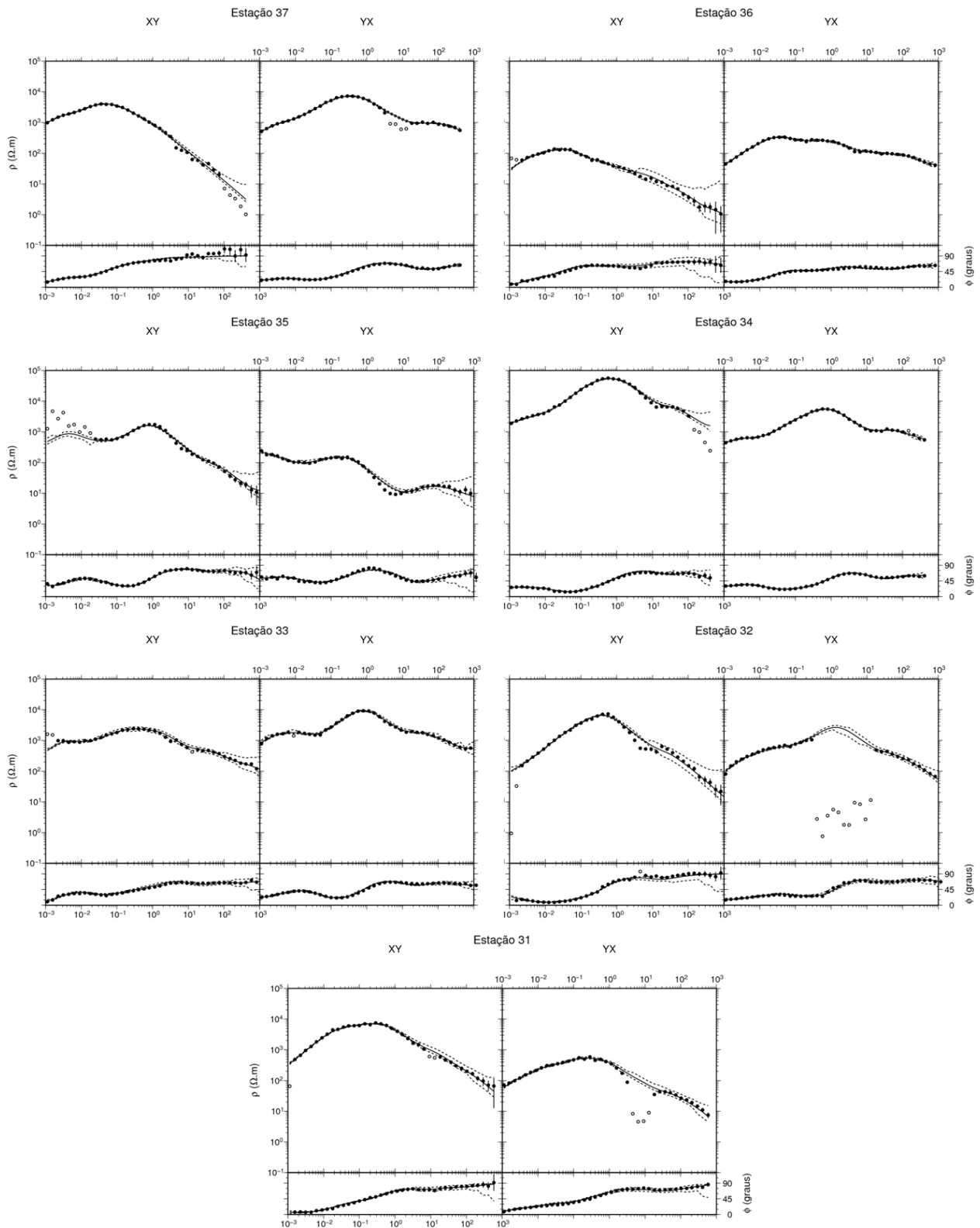


Figura 3.4: Curvas dos modos XY e YX de resistividade e fase interpoladas com a utilização do código Rhoplus.

- Pontos considerados
- Pontos desconsiderados

3.2 Efeitos Estáticos e Respostas Invariantes

Efeitos estáticos são definidos como deslocamentos verticais nas curvas de resistividade aparente, entre estações adjacentes ou entre duas curvas de uma mesma estação, sem outras diferenças na forma das curvas ou no nível das fases (Vozoff, 1991). Esses deslocamentos são causados pela polarização de cargas elétricas em estruturas geológicas rasas heterogêneas. Como mostrado na figura 3.5, as curvas de resistividade dos modos ortogonais XY e YX são muito semelhantes em suas formas enquanto que as curvas de fase XY e YX são aproximadamente coincidentes.

Isto é um forte indício de que uma das curvas (ou ambas) são afetadas por deslocamento estático. Entretanto, o nível correto das curvas é, a priori, desconhecido.

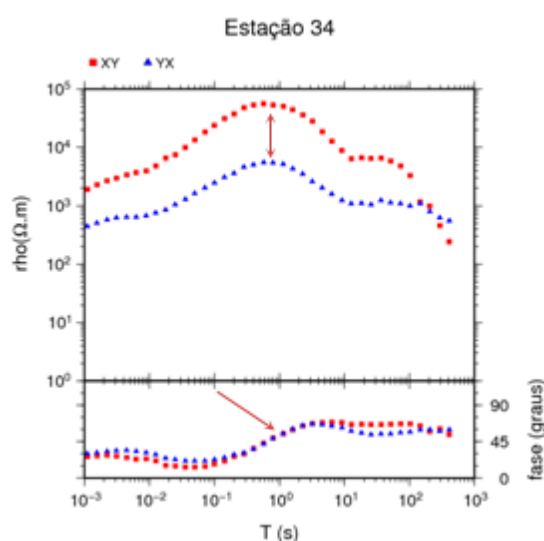


Figura 3.5: Exemplo de uma estação que sofreu o deslocamento estático ou *static shift*. As curvas de resistividades estão deslocadas uma em relação à outra (setas duplas) enquanto as fases são aproximadamente coincidentes (setas simples).

Depois de identificadas as estações obviamente afetadas por deslocamento estático, a próxima etapa foi amenizar o seu efeito. Para isso, analisou-se minuciosamente os modos XY e YX das curvas de resistividade e fase para cada estação (figura 3.2) bem como análise visual da pseudo-seção (figura 3.9). Uma vez que o modo XY mostrou-se menos afetado, a alternativa escolhida para amenizar o efeito do *static shift* foi utilizar a alta frequência da curva XY (vermelha) como referência. Assim deslocou-se a curva de resistividade do modo YX (azul) para junto do modo XY.

Para auxiliar na interpretação prévia dos dados MT, calculou-se a partir dos dados já corrigidos pelo efeito estático, o invariante pelo método do determinante Z_{det} (Ranganayaki, 1984). O invariante do determinante ou efetivo é calculado a partir dos quatro tensores de impedância Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , e Z_{yy} , como mostrado na equação 3.1:

$$Z_{det} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}) \quad (3.1)$$

O determinante é invariante à rotação e, portanto, não é influenciado pela orientação da direção de medida (Eggers, 1982).

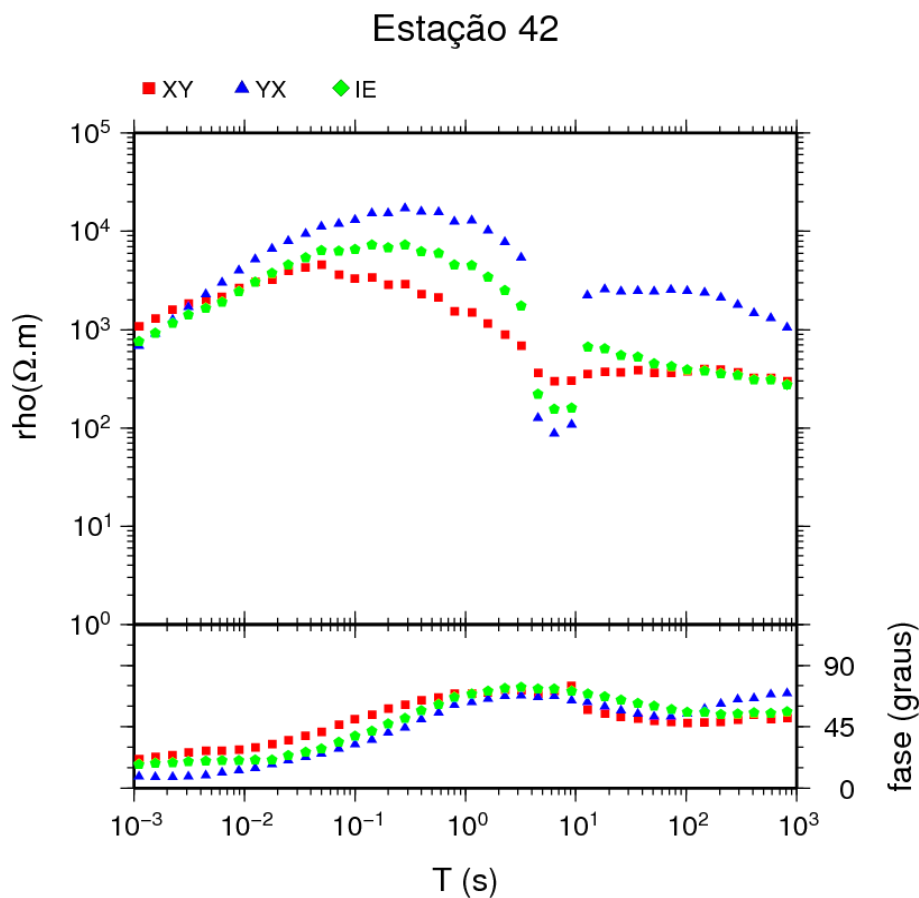
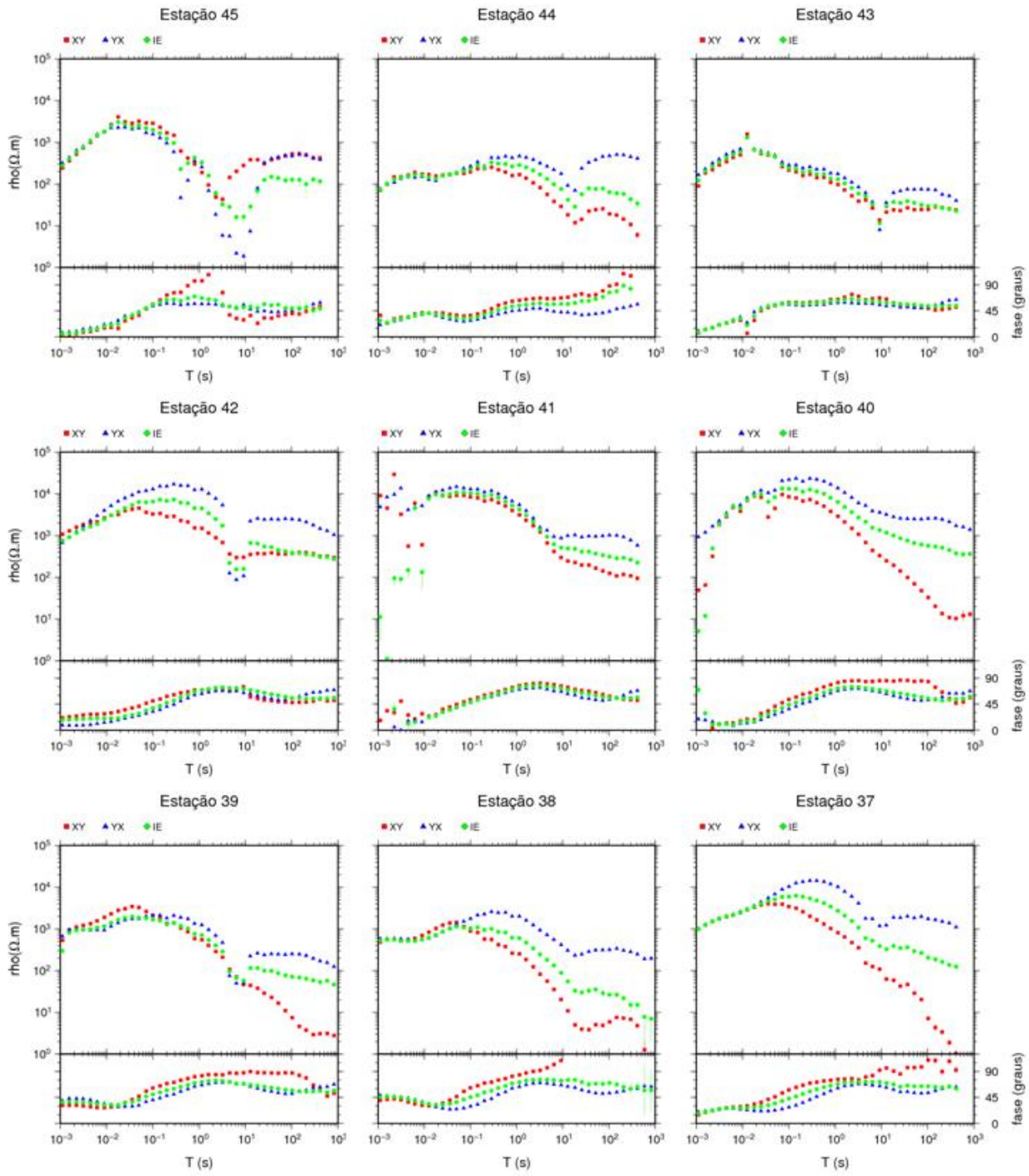


Figura 3.6: Exemplo do invariante do determinante ou efetivo (IE – curva verde).

Outra forma bastante conhecida de se calcular respostas MT invariantes à rotação é a partir da média das impedâncias XY e YX. Tal método também foi aplicado aos dados desse trabalho (não amostrado) e comparado ao método do determinante, mostrando resultados similares, pelo menos visualmente. A escolha pelo invariante se deu principalmente pelo fato do mesmo envolver todos os elementos do tensor de impedância, sendo fisicamente mais plausível.



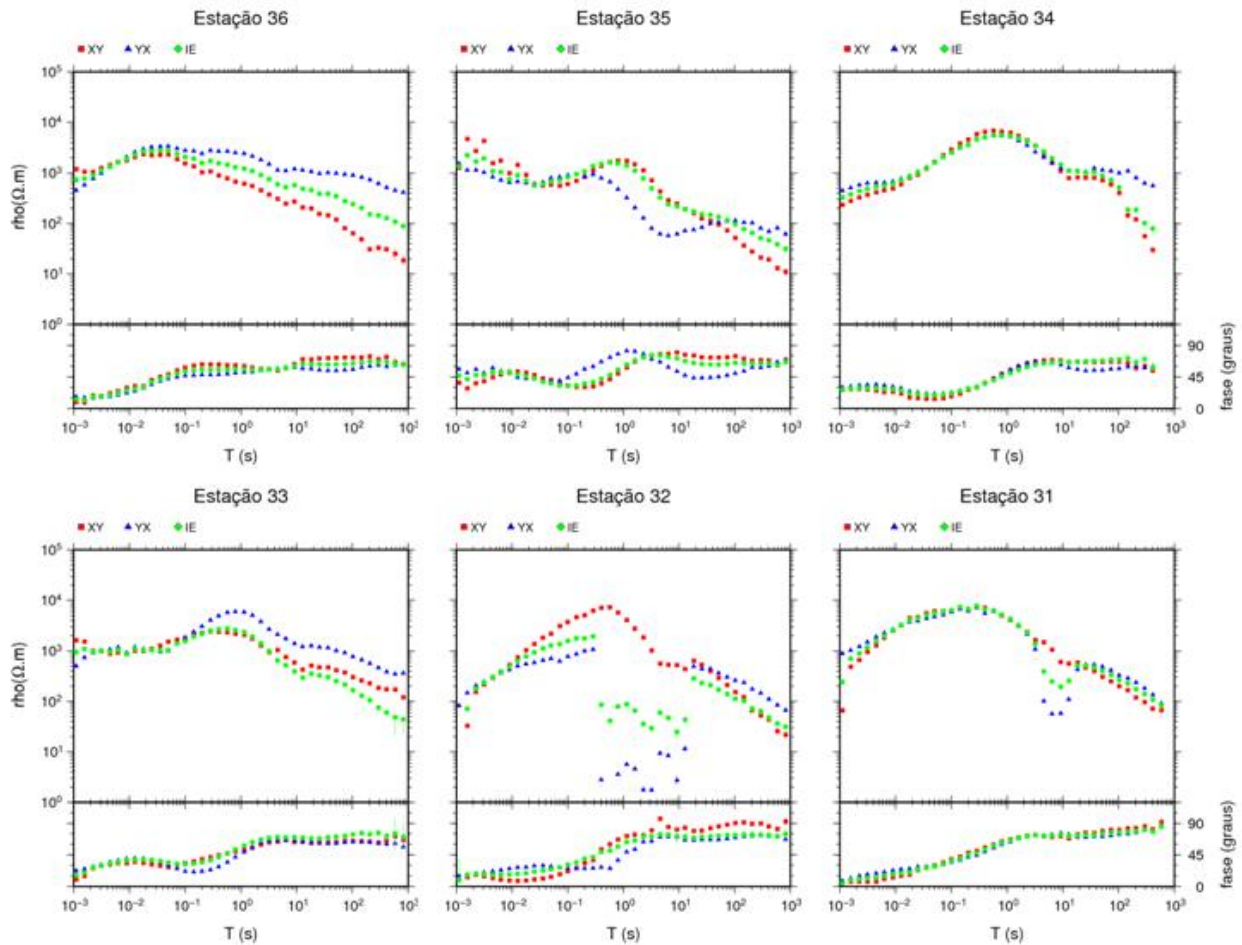


Figura 3.7: Curvas de resistividade elétrica aparente e fase após a amenização do *static shift* e cálculo do invariante efetivo.

Comparando as respostas de cada estação puderam-se identificar alguns padrões nas curvas de resistividade e fase. As mesmas foram empilhadas e agrupadas em três conjuntos de cinco estações (figura 3.8). O primeiro grupo são as estações localizadas a oeste do perfil. Essas estações estão localizadas na transição do Domínio Médio Coreaú (estação 45 - 44) para o Domínio Ceará Central (estações 43 - 41). Tal transição pode ser uma justificativa para elas apresentarem um comportamento complexo com variações em ambos os modos numa ampla faixa de espectro, um indício de uma transição geolétrica importante.

No segundo grupo as estações estão localizadas na região central do perfil. Nessa região foi verificada uma forte anisotropia em longos períodos dos dados MT (> 10 s). Existe uma significativa similaridade nas curvas de resistividade do modo XY (figura 3.8a2). Geologicamente, este grupo coincide com o afloramento de um conjunto alongado na direção NE de rochas Neoproterozóicas. Por fim, o terceiro grupo engloba as estações localizadas à leste do perfil. Essas estações estão sobre um bloco

arqueano, sendo possível visualizar um comportamento bastante claro entre cada estação, sobretudo nas curvas de fase do modo YX e do invariante (figura 3.8a3 e b3).

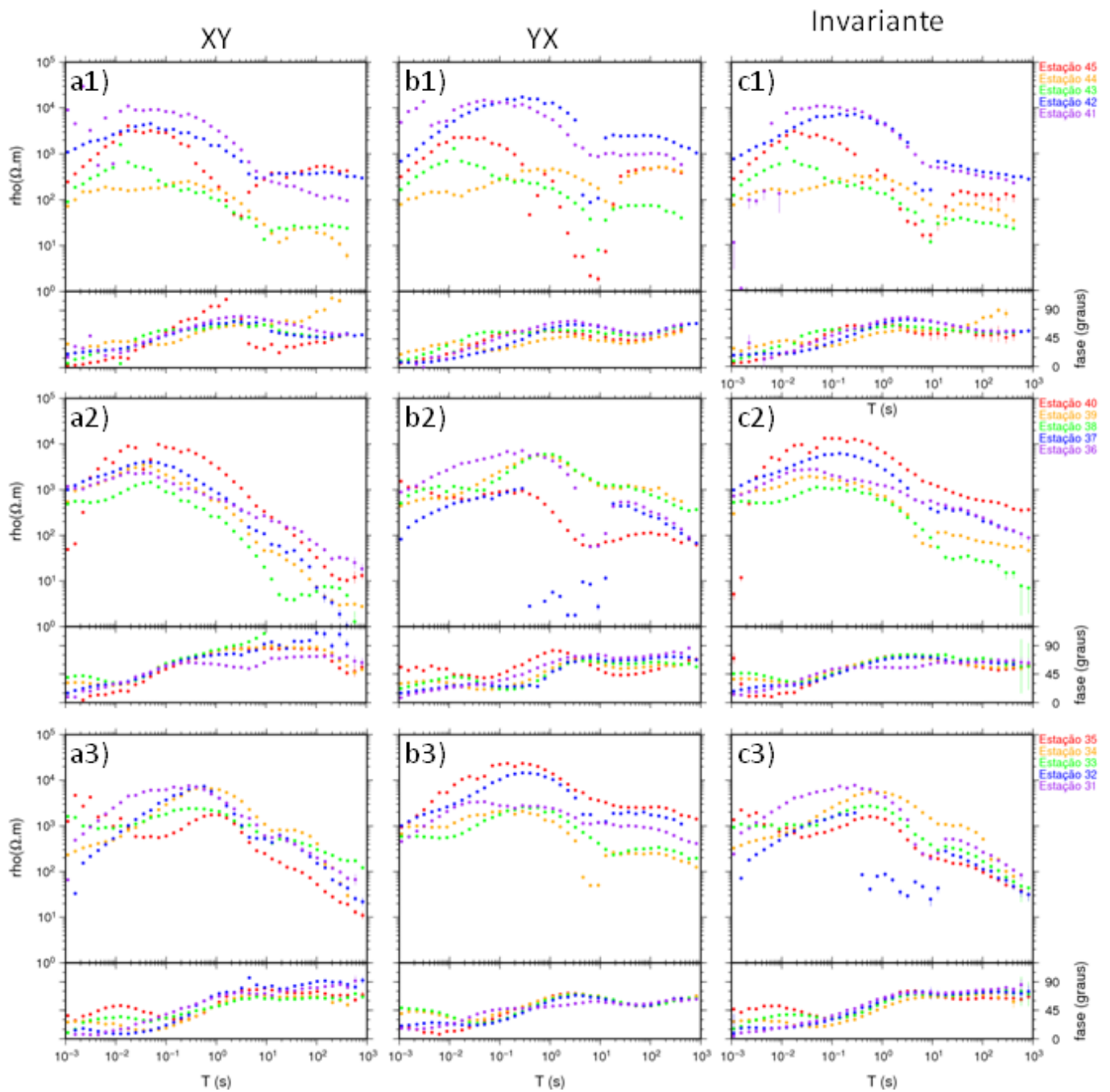


Figura 3.8: Curvas de resistividade e fase empilhadas em três conjuntos com cinco estações. a) modo XY; b) modo YX; c) invariante.

3.3 Pseudo Seção de Fase

Para expor de maneira mais compacta os resultados obtidos até o momento, construiu-se a pseudo-seção de fase (figura 3.9). A pseudo-seção é gerada pela interpolação matemática dos valores de resistividade, ou fase em função do período para cada estação ao longo de todo o perfil MT. A partir da análise das pseudo-seções é possível ter-se uma noção da distribuição do contraste de resistividade elétrica em subsuperfície. Porém, ressalta-se que tal distribuição não é exata, pois os dados não estão em função da profundidade, mas sim do período.

Apesar da fase não fornecer valores absolutos de resistividade elétrica, ela é comumente utilizada nas pseudo-seções, pois não sofre o efeito do *static shift*. Com o aumento da resistividade com a profundidade, a fase assume valores inferiores a 45° , enquanto para os casos em que a resistividade diminui com a profundidade, a fase assume valores superiores a 45° . Na ausência de contrastes a fase é constante e igual a 45° . Isso pode ocorrer num meio homogêneo ou, por exemplo, quando uma camada é muito maior do que a penetração do sinal.

A pseudo-seção de fase mostra resultados compatíveis com algumas transições geológicas conhecidas em superfície. De uma maneira geral, ambos os modos (XY e YX) e o invariante sofreram significativas variações, indicando que o meio é relativamente complexo em termos geoeletricos.

O modo XY (figura 3.9a) mostrou um substrato resistivo e uniforme para as altas frequências (0,001 – 0,1 s). Há apenas um contraste de resistividade abaixo da estação 35, que está localizada geograficamente acima da transição entre um bloco arqueano para uma região datada do paleoproterozóico. Subsequente a esse meio resistivo há uma região mais condutiva e heterogênea, entre os períodos 0,1 – 1000 s. Nesse substrato condutor verifica-se uma forte heterogeneidade a leste, entre as estações 45 – 43, para longos períodos (1 – 1000 s). Tal heterogeneidade ocorre entre a transição do Domínio Ceará Central para o Domínio Médio Coreaú, indicando uma importante variação lateral profunda. Para a região central desse meio condutivo, é verificada uma super condutividade, espacialmente localizada no afloramento de rochas do neoproterozóico. Na parte profunda (1 – 1000 s), abaixo do bloco arqueano, o meio condutivo mostrou-se mais homogêneo.

O modo YX (figura 3.9b) seguiu o padrão geral apresentado para o modo XY. Um substrato homogêneo resistivo acima de um heterogêneo condutivo. Duas continuidades verticais são verificadas nesse modo de forma mais clara. Sendo elas: a transição entre o Domínio Ceará Central e o Domínio Médio Coreaú, abaixo das estações 45 – 43, e a transição do bloco arqueano (estação 35). A região localizada ao centro do perfil, que engloba os períodos entre 1 e 1000 s, mostrou uma região condutiva, porém não com a mesma intensidade da qual foi verificada para o modo XY. Para o modo XY o trecho entre 10 e 100 s, mostrou-se super condutivo, enquanto que,

para o modo YX, o mesmo teve um comportamento mais suave. Essa divergência entre os modos XY e YX indica uma anisotropia nessa região. Como verificado para o modo XY, abaixo do bloco arqueano para períodos superiores a 1 s, a região condutiva também se mostrou homogênea.

O invariante (figura 3.9c) consegue englobar as principais feições inferidas nas seções XY e YX. Nele se verifica o padrão geral de um meio resistivo acima de um condutivo. Também ficam representadas as discontinuidades laterais entre a transição dos domínios geológicos e do bloco arqueano. Abaixo desse bloco, o substrato condutivo manteve-se homogêneo, como era de se esperar. Para a região anisotrópica o invariante ficou mais semelhante à pseudo-seção representada pelo modo YX.

Pseudo-seção da fase

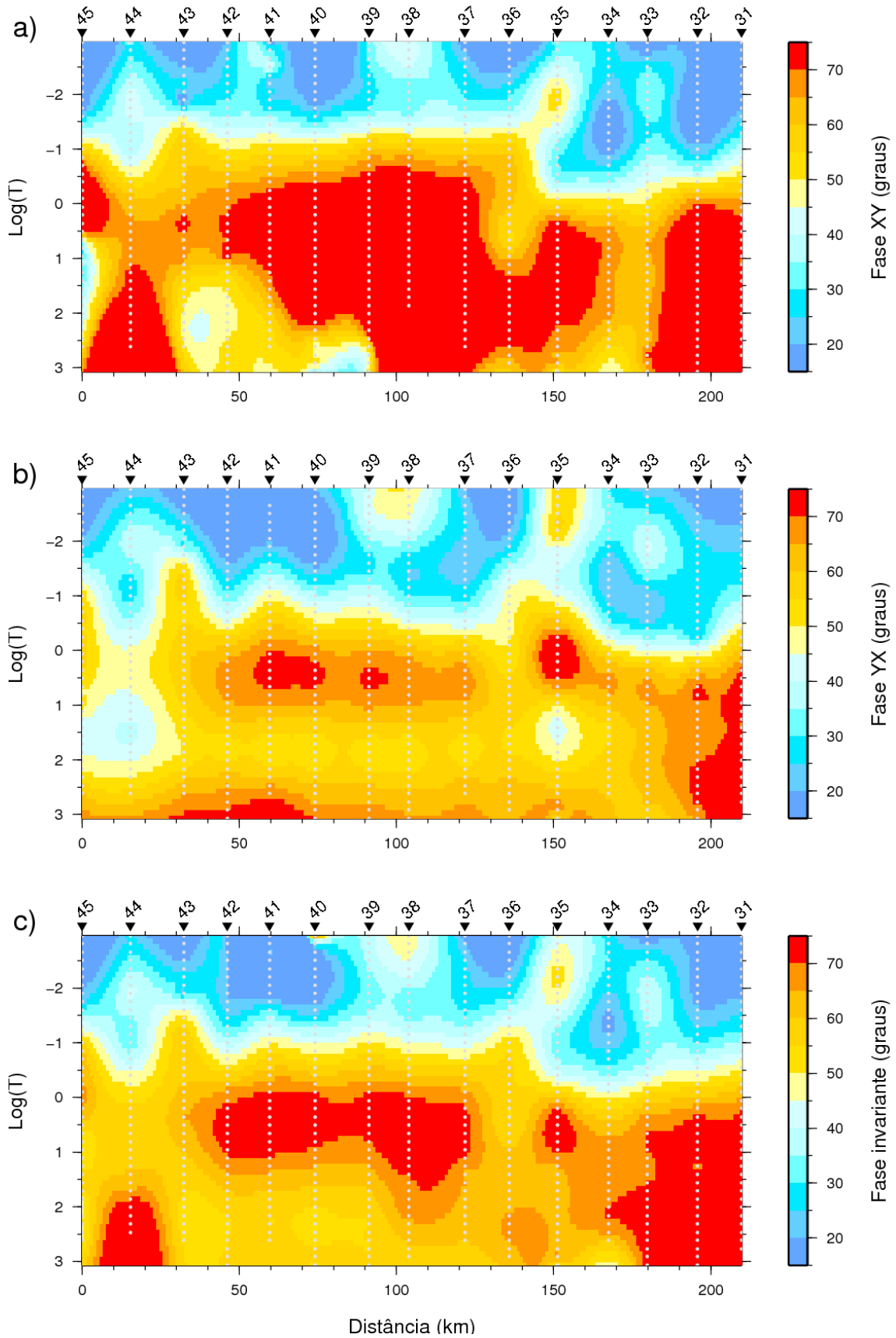


Figura 3.9: Pseudo seção da fase: a) modo XY; b) modo YX e c) invariante.

3.4 Resistividade em Função da Profundidade

Nesse tópico é explicado o uso de ferramentas que possibilitaram uma idéia da variação de resistividade elétrica aparente em função da profundidade.

A transformada de Niblett-Bostick (Jones, 1983) baseia-se no princípio do “skin depth” para transformar curvas de resistividade aparente em perfis de resistividade em função da profundidade. Com isto, pode-se ter, de forma relativamente simples uma noção a cerca da profundidade de investigação dos dados, bem como estimar aproximadamente a profundidade de certas discontinuidades geológicas. A transformada (ρ_{NB}) é calculada utilizando os valores da resistividade aparente em função do período ($\rho_a(T)$), que é multiplicada pelo gradiente da mesma ($m(T)$), isto em uma escala logarítmica.

$$\rho_{NB}(h) = \rho_a(T) \frac{1+m(T)}{1-m(T)} \quad (3.2)$$

onde $m(T)$ é dado por:

$$m(T) = \frac{d \log(\rho_a(T))}{d \log(T)} = \frac{T}{\rho_a(T)} \frac{d\rho_a(T)}{dT} \quad (3.3)$$

e h por:

$$h = \sqrt{\frac{\rho_a(T)T}{2\pi\mu_o}} \quad (3.4)$$

onde μ_o é a permeabilidade magnética do vácuo.

A figura 3.10 mostra as curvas de resistividade aparente em função da profundidade que foram geradas a partir da Transformada de Niblett-Bostick para o modo XY, YX e para o invariante. De forma a facilitar a visualização das transformadas, as estações foram separadas em três conjuntos com cinco estações em cada um deles. As curvas obtidas estão condizentes com o padrão geral observado na pseudo-seção da fase (figura 3.9). Um horizonte resistivo com médias de resistividade que variam entre 1000 - 10000 ohm.m acima de substrato condutivo, com valores médios em torno de 10 - 100 ohm.m. Essas mudanças na resistividade ocorreram entre 10 - 30 km de profundidade, de acordo com as localizações dos conjuntos de estações.

Para o conjunto 1, que engloba as estações 45 – 41, o modo XY (figura 3.10a1) mostrou um grande intervalo na variação da resistividade elétrica, com valores que variaram de 100 – 10000 ohm.m para o primeiro substrato. A profundidade do horizonte condutivo também está entre um grande intervalo de profundidade, por exemplo, a uma forte queda no valor de resistividade da estação 43 nos primeiros quilômetros (1 – 2 km) enquanto que para a estação 41 essa mudança ocorre de forma mais tênue entre 10 – 20 km. Esse conjunto de estações (45 – 43) está localizado sobre importante transição

geológica. É de se esperar que não exista um padrão no comportamento das variações de resistividade elétrica e da profundidade, uma vez que a pseudo-seção da fase mostrou a complexa variação vertical para essa região. O modo YX desse grupo (figura 3.10b1) tem forte semelhança com a do modo XY. A profundidade da variação do meio resistivo para o meio condutivo mostrou-se a mesma, porém seus intervalos nos valores iniciais das curvas de resistividade ficaram pouco menores (200 – 1000 ohm.m). O invariante (figura 3.10c1) deteve-se aos mesmos detalhes observados para o modo XY.

O conjunto 2 é referente às estações localizadas sobre região neoproterozóica, onde foi constatada a anisotropia nas curvas de fase (figuras 3.7 e 3.9). No modo XY foi verificado grande intervalo nos valores iniciais da resistividade (1000 – 10000 ohm.m) que posteriormente variam para um condutor perto dos 6 km de profundidade. Para o modo YX, os valores de resistividade mantiveram-se a cerca de 1000 – 2000 ohm.m. Essas curvas de resistividade aumentam lentamente, assumindo valores próximos a 10000 ohm.m, que depois caminham de forma mais rápida para um meio condutor, localizado perto dos 10 km de profundidade. Uma diferença encontrada observada nos modos XY e YX, dizem respeito a um aumento de resistividade nas curvas do modo YX que depois caem de modo mais suave. Isso é observado nas curvas de resistividade em função do período (figura 3.8a2-b2). Nessa figura o modo XY não chega a elevar seus valores de resistividade elétrica e já decai, indicando um condutor. Já o modo YX, sofre um aumento nos valores de resistividade que depois diminuem de forma suave. Sabendo-se que essa é uma região anisotrópica, pode-se relacionar essa divergência nas curvas de resistividade como a profundidade que a anisotropia se verifica (15- 20 km). Posterior a ela o sinal é atenuado. O invariante (figura 3.10c2), novamente manteve a sua descrição próximo ao observado para o modo XY.

O conjunto 3 (figura 3.10 3) manteve um padrão mais conciso entre os modos XY, YX e invariante, os quais sofreram divergências menos acentuadas. Para o primeiro quilômetro, as resistividades ficaram num intervalo entre 1000 – 10000 ohm.m. O horizonte condutivo foi mostrado abaixo dos 20 km de profundidade. Essa homogeneidade abaixo das estações desse conjunto (estações 35 – 31) também foi verificada na pseudo-seção de fase (figura 3.9), região que se encontra sobre um bloco arqueano.

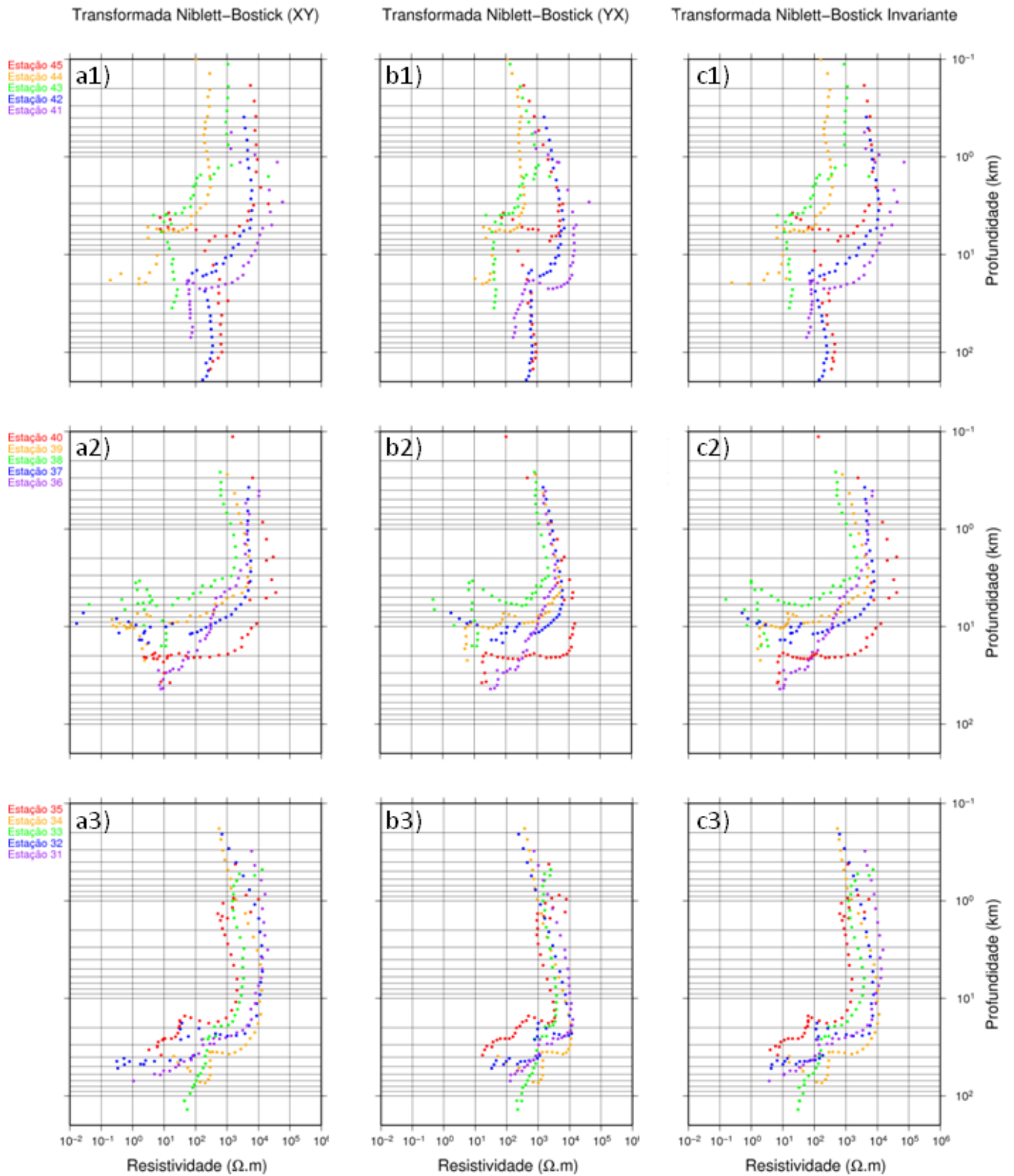


Figura 3.10: Transformada Niblett-Bostick das 15 estações MT, para: a) modo XY; b) modo YX; c) invariante. Para melhor visualização dividiu-se as respostas obtidas em três conjuntos com cinco estações.

A última etapa do trabalho consistiu na inversão 1-D, das curvas invariantes de todo o perfil MT (figura 3.11). O modelo foi gerado com o programa de inversão 1-D IPI2WIN_MT de livre acesso. Como as curvas de fase se apresentaram menos ruidosas que as de resistividade, e também por serem isentas do *static shift*, atribuí-se um maior peso para as mesmas.

O modelo gerado seguiu o padrão observado nos demais resultados obtidos. A existência de um horizonte resistivo acima de um meio condutivo. No modelo 1-D, a espessura das camadas relativamente resistivas variaram de 2 a 30 km, de acordo com fatores geológicos observados em superfície.

Na porção oeste do perfil (estações 45 – 43), o meio é, em geral, mas condutivo (1 - 1000 Ohm.m). Porém, nos primeiros quilômetros, (2 – 5 km) há a presença de uma camada condutiva (cerca de 5000 ohm.m). De fato, as curvas de resistividade e fase para esse setor mostraram-se com baixos valores de resistividade e a transformada de Niblett-Bostick também mostra que trechos resistivos estão localizados em profundidades inferiores a 5 km. Essa região está sobre a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, que marca a transição do Domínio Médio Coreaú (oeste) para o Domínio Ceará Central (leste).

A parte centro-oeste (estações 42 – 40) ficou representada por camadas resistivas que variam de forma gradual para um meio condutivo. A primeira camada tem um alto valor de resistividade (superior a 5000 ohm.m), que tem profundidade próximas a 10 km, sobreposta a uma camada com resistividade superior a 3000 ohm.m, essa chegando perto dos 25 km de profundidade. Abaixo disso, o modelo representou uma camada condutiva.

O centro do perfil (estações 39 – 36) é caracterizado também por camadas relativamente resistivas (2000 – 5000 ohm.m) e pouco profundas (5 – 10 km), sobrepostas a camadas com altos valores de condutividade. O padrão assumido nesse trecho também é verificado pela transformada de Niblett-Bostick (figura 3.10c3), onde as curvas de resistividade assumem valores próximos a 500 ohm.m antes de atingirem 5 km de profundidade. A anisotropia verificada na pseudo-seção de fase (figura 3.9) está a uma profundidade que varia de 15 a 25 km (figura 3.11), sendo associada a nível de crosta inferior. Posterior a essa profundidade o meio se mostrou muito condutor.

A parte leste do perfil, localizada sobre o bloco arqueano (estações 35 – 31), seguiu um padrão de camadas resistivas (2500-5000 ohm.m) sobrepostas a camadas condutoras (0 1000 ohm.m) que aparecem depois de 20 km de profundidade. Para esse mesmo conjunto de estações, a transformada de Niblett-Bostick indica o horizonte condutivo abaixo dos 20 km de profundidade.

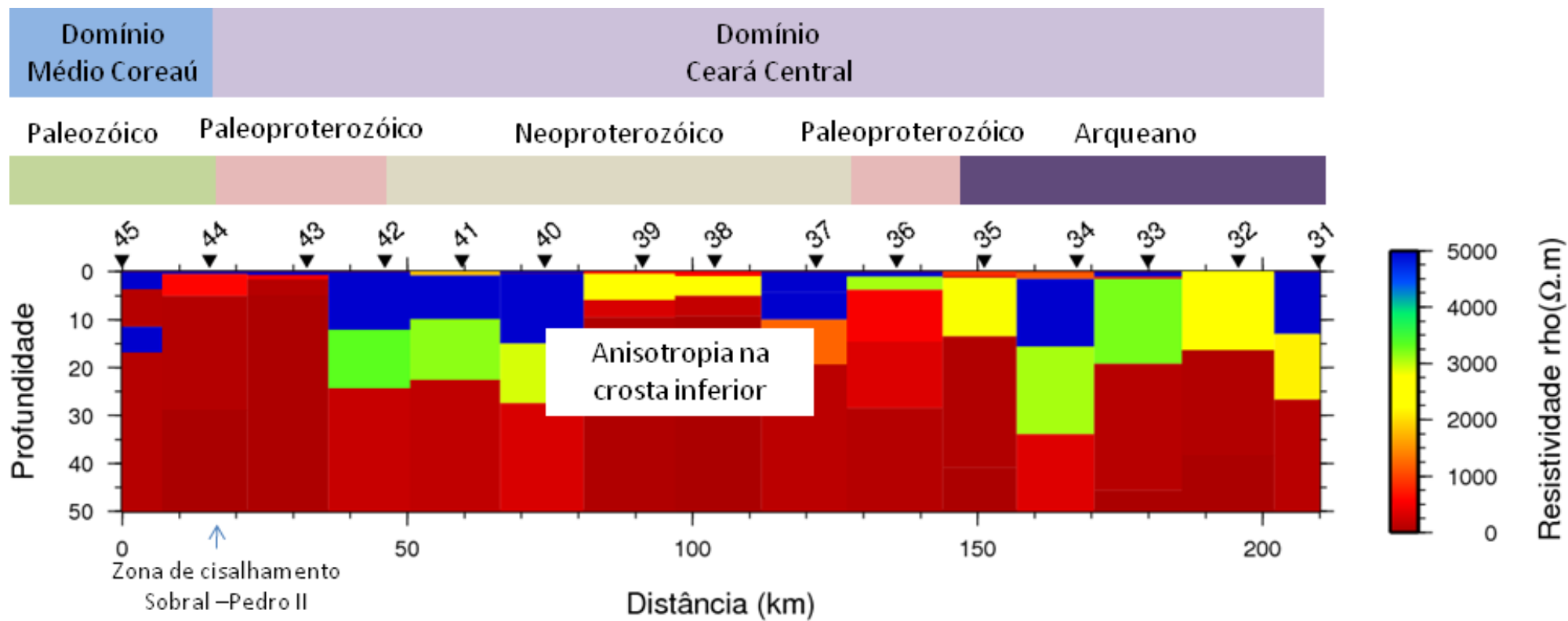


Figura 3.11: Modelo geolétrico 1-D resultante da inversão dos dados MT invariantes.

Capítulo 4

Considerações Finais

Uma região resistiva variável em espessura, sobreposta a um substrato condutivo, esteve presente ao longo de todo o perfil MT, sendo verificada em todas as etapas do trabalho. Os valores médios de resistividade e espessura encontrados para o perfil sugerem se tratar da crosta continental superior. Assumindo essa hipótese como verdadeira, associa-se a zona condutiva à crosta média inferior, tal fato é observado em diferentes regiões continentais (Jones, 1992). Como a crosta inferior e o manto são relativamente condutivos não é possível verificar nenhum tipo de descontinuidade elétrica associada à Moho.

Feições geoeletricas obtidas nos resultados encontrados podem ser associadas às feições geológicas mapeadas em superfície.

A zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, que marca a transição do Domínio Ceará Central para o Domínio Médio Coreaú, representa uma estrutura geoeletrica relativamente profunda. Inicialmente, isto foi verificado nas curvas de resistividade e fase para as estações 45 – 43 que possuem um comportamento complexo incluindo uma separação de fases na estação 44 que se inicia pouco antes de 1 s, sugerindo a existência de uma descontinuidade importante. Isto é mais bem observado na pseudo-seção de fase do modo YX.

A comparação das pseudo-seções de fase XY e YX indica um segmento anisotrópico que coincide espacialmente ao afloramento de rochas Neoproterozóicas. Esse trecho está localizado ao centro do perfil (estações 40 – 37) e engloba os períodos entre 1 – 1000 s. As análises de transformada e inversão 1D mostram que tal estrutura concentra-se sobretudo na crosta inferior. Em profundidades maiores não há penetração de sinal.

O bloco arqueano presente dentro do Domínio Ceará Central tem um comportamento geoeletrico mais homogêneo. Nas curvas de resistividade e fase já é notada a existência de um padrão similar entre os modos XY e YX às estações 35-31, exceto aos modos XY e YX que divergem para a estação 35, que está localizada geograficamente acima da transição do bloco arqueano para a região paleoproterozóica. A pseudo-seção da fase também destacou uma tendência para essa região. Ela mostrou um horizonte resistivo homogêneo sobreposto ao substrato condutivo e também homogêneo. Quando comparados ao restante do perfil, foi a região que teve uma zona condutiva mais homogênea. As curvas de resistividade em função da profundidade revelaram que essa zona está a aproximadamente a 20 km de profundidade, também representada no modelo geoeletrico 1-D.

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-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H., 2003**, Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p.264-281.
- 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.
- Castro, D. L., Medeiros, W. E., Jardim de Sá, E. F., Moreira, J. A. M., 1998**, Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Revista Brasileira de Geofísica*, 16 (2/3), 115-131.
- Castro, D. L., Costa, F. C. N., 1999**, Mapas Gravimétricos do estado do Ceará. *Revista Brasileira de Geologia (Fortaleza)*, 12, 69-80.
- Egbert, G.** Gary Egbert's codes. programa de computador on line. Disponível em: <<ftp://ftp.oce.orst.edu/dist/egbert/EMTF/EMTF.tar.Z>>. Acesso em: Junho de 2009.
- Eggers, D. E., 1982**, An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics*, 47, 1204-1214.
- Ranganayaki R. P., 1984**, An interpretive analysis of magnetotelluric data. *Geophysics*, 49, 1730-1748.
- Jones, A. G., 1983**, On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. *Journal of Geophysics.*, 53, 72-73.
- Jones, A. G., 1992**, Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain, D. M., Arculus, R. J., Kay, R. W., (Eds.), *Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam, Chapter 3, pp. 81 – 143.
- Jones, A. G., Lezaeta, P., Ferguson, I. J., Chave, A. D., Evans, R. L., Garcia, X., Spratt, J., 2003**, The electrical structure of the Slave craton. *Lithos*, 71, 505-527.
- 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.

Neves, S. P., Mariano, G., Guimarães, I. P., Filho, A. F. da Silva, Melo, S. C., 2000, Intralithospheric differentiation and crustal growth: Evidence from the Borborema province, northeastern Brazil. *Geology*, 28, 519-522.

Neves, S. P., Mariano, G., 2001, Província Borborema: Orôgeno acrescionário ou intracontinental? *Estudos Geológicos, Recife - PE*, 11, 26-37.

Parker, R. L., and Booker R., 1996, Optimal One-Dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurement, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 98, 269-282.

Simpson, F., and Bahr, K., 2005, *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, 270p.

Vozoff, D., 1991, The magnetotelluric method, in M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 2, 641-711.

Tikhonov, A. N., 1950, On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 73, 295-297.