



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS



## **INTERPRETAÇÃO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS E GRAVIMÉTRICOS NA BACIA DO PARANÁ**

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

**Edgar Bueno dos Santos (Universidade de São Paulo, Bolsista  
PIBIC/CNPq)**

**E-mail: edgarbueno.santos@gmail.com**

**Dr. Marcelo Banik de Pádua (DGE/INPE, Orientador)**

**E-mail: banik@dge.inpe.br**

### **COLABORADORES**

**Dr. Ícaro Vitorello (DGE/INPE)**

**Me. Henrique Bueno dos Santos (DEP/FEM/UNICAMP)**

**Julho de 2013**

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa concedida.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, por abrir as portas para que eu pudesse aprender com os profissionais que lá trabalham.

Ao Dr. Marcelo Banik de Pádua, por toda a ajuda durante a realização do projeto. Agradeço pela paciência e por todo o tempo que dedicou me ensinando.

Ao Dr. Ícaro Vitorello por toda a ajuda e incentivo durante o projeto.

A minha família por todo o apoio durante o projeto, especialmente ao meu irmão Henrique, que sempre buscou me ajudar, me ensinando e me guiando por todo esse tempo.

E a todos meus amigos pelos momentos que passamos juntos.

## SUMÁRIO

<b>1. RESUMO .....</b>	<b>4</b>
<b>2. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>5</b>
2.1 Região de Estudo .....	5
2.2 Anomalia Bouguer da Bacia do Paraná .....	6
<b>3. CONCEITOS FUNDAMENTAIS .....</b>	<b>9</b>
3.1 Método Magnetotelúrico.....	9
3.2 Fonte do Sinal .....	9
3.3 Princípios do Método MT.....	10
3.4 Aquisição de Dados MT.....	15
3.5 Processamento dos Dados MT .....	16
3.6 Inversão dos Dados MT .....	17
<b>4. RESULTADOS E ANÁLISES.....</b>	<b>19</b>
4.1 Inversão 2D do modo TM.....	19
4.2 Testes de inversão 2-D com o modo TM.....	25
4.3 Inversão 2-D com os modos TM e TE.....	30
<b>5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>35</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>36</b>

## 1. RESUMO

Nos últimos anos, um grande esforço está sendo/foi direcionado ao aprimoramento dos algoritmos de inversão magneto telúrica. Foram desenvolvidas inúmeras técnicas diferentes para gerar uma estimativa de um modelo 2-D/3-D da estrutura geoeétrica da Terra. Avaliar a arquitetura estrutural profunda da litosfera sob uma bacia sedimentar é um grande desafio, exigindo assim a integração de estudos geofísicos e geológicos. A partir do processamento e inversão de sondagens magneto telúricas de banda larga e longo período ao longo de um perfil L-O através da parte central da bacia, complementado por uma interpretação qualitativa conjunta de dados gravimétricos, foi possível obter um modelo para a estrutura geoeétrica da região.

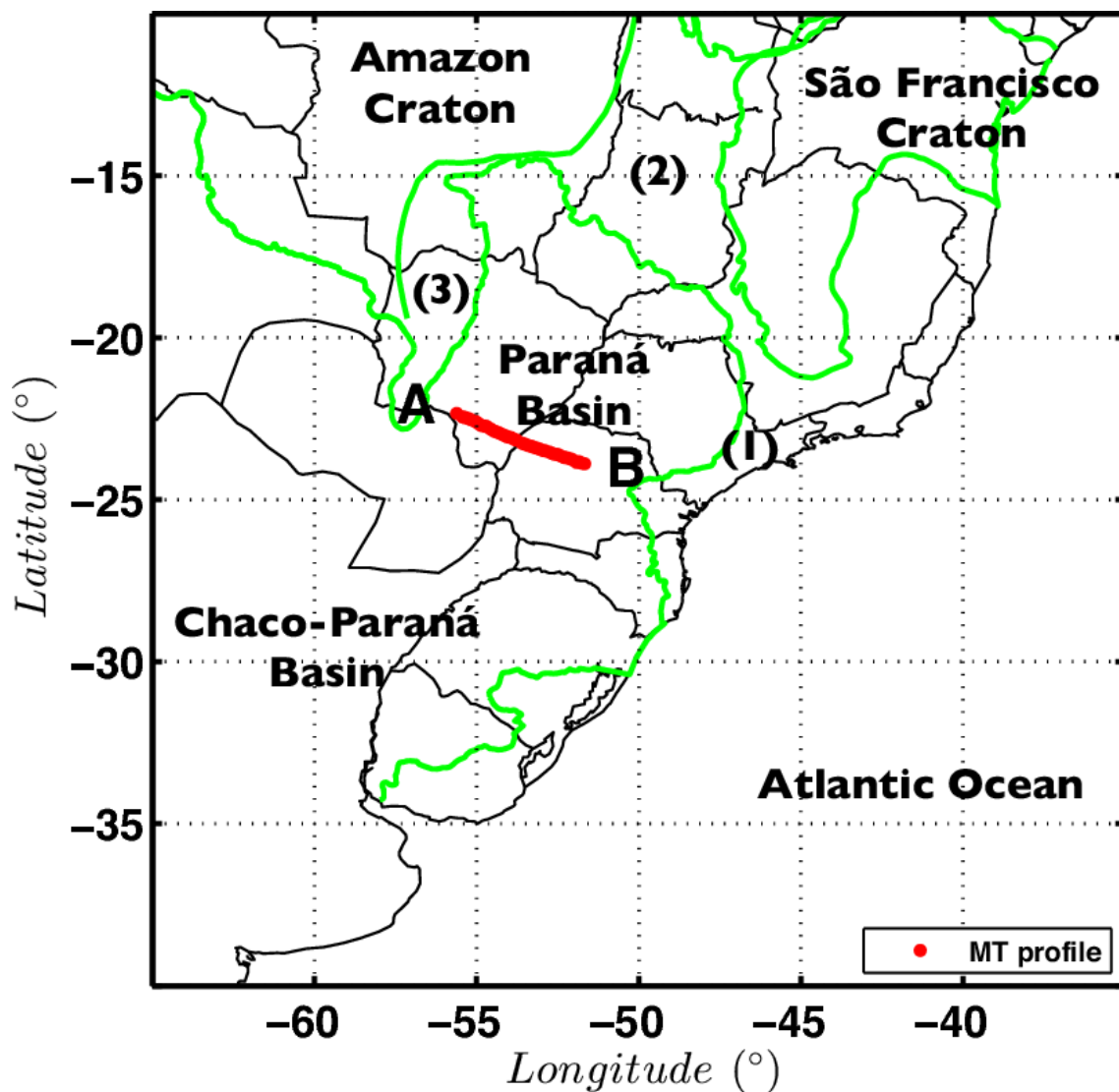
## **2. INTRODUÇÃO**

Este trabalho, iniciado em agosto de 2012, tem como objetivo realizar uma análise conjunta confrontando os dados magneto telúricos e gravimétricos, de modo que se possa obter um modelo mais preciso para a estrutura geoeletrica da região da Bacia do Paraná.

### **2.1 Região de Estudo**

A Bacia do Paraná é uma ampla bacia intracratônica que se estende pelo Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai. Esta bacia foi completamente desenvolvida sobre a crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas. Este conjunto de rochas que constituem a bacia representa a superposição de pacotes depositados decorrentes da dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana. Os limites atuais da bacia podem ser o resultado de erosão ou de origem tectônica, como a construção de grandes arcos e falhas (Zalán et al., 1991).

Neste trabalho foram utilizados perfis MT coletados anteriormente nos estados do Paraná e Mato Grosso do Sul. Os dados foram coletados segundo um perfil leste-oeste (L - O), na região central da Bacia do Paraná (Figura 2.1.1).



**Figura 2.1.1** - Região de estudo. As linhas verdes indicam as principais províncias tectônicas na América do Sul, sendo (1) Província Mantiqueira; (2) Província Tocantins; e (3) Bacia do Pantanal. A linha vermelha representa o perfil MT.

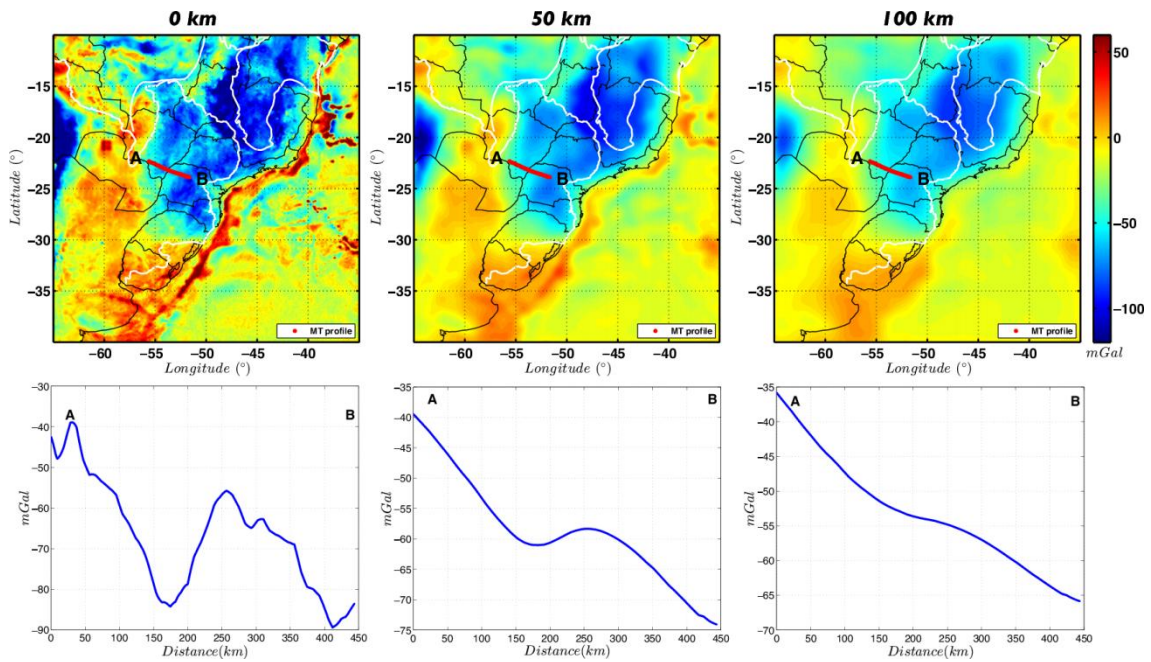
## 2.2 Anomalia Bouguer da Bacia do Paraná

Neste trabalho foram utilizados os Modelos Gravimétricos Digitais da América do Sul (MGDAS-2004) de alta resolução (5'x5') desenvolvidos por Sá (2004). A Figura 2.2.1 ilustra a anomalia Bouguer da Bacia do Paraná. Nela observa-se

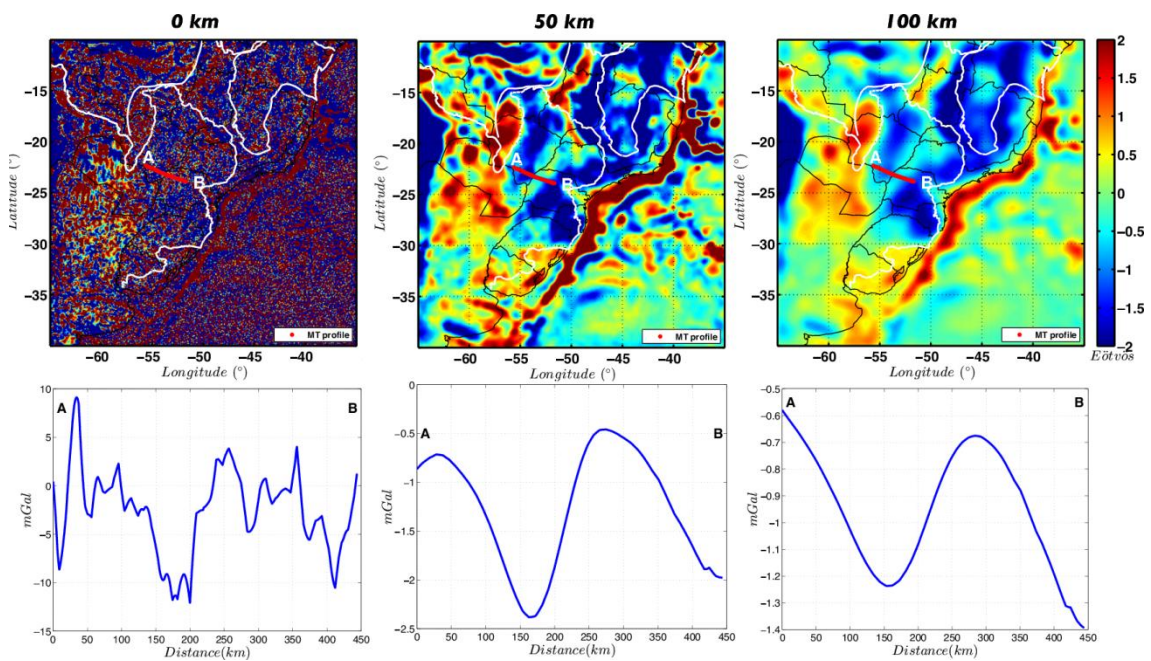
que a bacia apresenta anomalia Bouguer predominantemente negativa o que é esperado para uma bacia sedimentar.

De posse desses dados foi calculada a continuação para cima até 100 km de altitude, conforme ilustrado na Figura 2.2.1. A continuação para cima funciona como um filtro passa-baixa, atenuando os curtos comprimentos de onda. Desse modo, é possível observar aquelas anomalias gravimétricas originadas por estruturas mais profundas. Mesmo para 100 km de altitude (Figura 2.2.1) ainda é possível observar uma anomalia gravimétrica negativa em toda a região da Bacia do Paraná.

Na parte central da Bacia do Paraná há uma feição gravimétrica quase paralela ao Rio Paraná. Uma forma de amplificar os dados gravimétricos é através da derivação. A derivada vertical da anomalia Bouguer,  $g_{zz}$ , por exemplo, é capaz de amplificar os curtos comprimentos de onda. Além disso,  $g_{zz}$  auxilia a determinação da posição espacial bem como a distribuição de densidade dos corpos (Santos e Ussami, 2011). Entretanto, o processo de derivação não atua somente nas anomalias originadas pelas estruturas geológicas, mas também no ruído presente nos dados, o que dificulta a interpretação (ver  $g_{zz}$  na superfície (0 km) Figura 2.2.2).



**Figura 2.2.1** - Anomalia Bouguer na superfície ( 0 km) e continuada para cima até 100 km. Os pontos A e B indicam a orientação do perfil gravimétrico (curva azul). Este perfil foi feito com as mesmas coordenadas do perfil MT



**Figura 2.2.2** - Derivada vertical ( ) da anomalia Bouguer na superfície ( 0 km) e continuada para cima até 100 km. Os pontos A e B indicam a orientação do perfil gravimétrico (curva azul). Este perfil foi feito com as mesmas coordenadas do perfil MT



## **3. CONCEITOS FUNDAMENTAIS**

### **3.1 Método Magnetotelúrico**

O método magnetotelúrico (MT), proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), consiste na medição de variações no campo elétrico (E), e magnético (B) natural na superfície da Terra a fim de se obter um modelo da estrutura da condutividade elétrica no interior do planeta. As variações no campo eletromagnético natural induzem uma corrente elétrica na Terra, conhecidas por correntes telúricas.

### **3.2 Fonte do Sinal**

A frequência do sinal eletromagnético utilizado nas medidas do método magnetotelúrico se encontra no intervalo de  $10^{-4}$  a  $10^4$  Hz. Este intervalo normalmente é subdividido em duas faixas, uma de  $10^{-4}$  a 1 Hz e a outra de 1 a  $10^4$  Hz. A fonte do sinal eletromagnético medido nas frequências menores é devido às correntes elétricas geradas na magnetosfera e na ionosfera causadas por interações entre o vento solar e o campo geomagnético.

Para a faixa de 1 a  $10^4$  Hz o sinal é proveniente de descargas elétricas na atmosfera. Descargas elétricas de relâmpagos geram ondas eletromagnéticas, conhecidas como esféricas, que se propagam ao redor do planeta devido ao guia de onda formado entre a ionosfera e a superfície da Terra.

Na região entre 0,1 e 10 Hz existe um mínimo no espectro do campo telúrico e um máximo no espectro dos ruídos naturais e culturais, o que produz medidas MT com baixas razões sinal/ruído. Por esse motivo este intervalo também é conhecido como “banda morta”.

### 3.3 Princípios do Método MT

A teoria clássica do eletromagnetismo é considerada a base do método magnetotelúrico. Através das equações de Maxwell é possível se compreender como os campos eletromagnéticos naturais, observados na superfície terrestre, podem ser utilizados no estudo das propriedades de um meio condutor.

As equações de Maxwell no domínio do tempo são escritas como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.3.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} - \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.3.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (3.3.4)$$

onde:

$\mathbf{E}$  (V/m) – campo elétrico;

$\mathbf{B}$  (T) – indução magnética;

$\mathbf{D}$  (C/m<sup>2</sup>) -deslocamento elétrico;

$\mathbf{H}$  (A/m) – campo magnético;

$\mathbf{J}$  (A/m<sup>2</sup>) – densidade de corrente;

$\rho$  (C/m<sup>3</sup>) – densidade de carga.

Assumindo o principio de conservação da carga, verifica-se que há apenas duas relações independentes, as equações (3.3.1) e (3.3.2). Assim, para que o sistema possa ser resolvido necessita-se das chamadas relações constitutivas.

Essas relações vinculam o comportamento do campo eletromagnético às características físicas do meio, dadas pela sua permissividade dielétrica ( $\epsilon$ ), sua permeabilidade magnética ( $\mu$ ) e pela sua condutividade elétrica ( $\sigma$ ).

Supondo um meio linear, isotrópico e homogêneo, as relações constitutivas podem ser descritas da seguinte forma:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (3.3.5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (3.3.6)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (3.3.7)$$

Utilizando as relações (3.3.5) a (3.3.7) as equações de Maxwell (3.3.1) e (3.3.2), podem ser expressas em função apenas das intensidades dos campos elétrico ( $\mathbf{E}$ ) e magnético ( $\mathbf{H}$ ).

A partir das equações de Maxwell (3.3.1) e (3.3.2) e das relações constitutivas (3.3.5) a (3.3.7) podemos obter as equações de onda. Para isso podemos substituir as relações constitutivas, (3.3.5) a (3.3.7), nas equações (3.3.1) e (3.3.2), e em seguida tomar o operador rotacional, obtendo assim:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} + \mu \nabla \times \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \quad (3.3.8)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} - \epsilon \nabla \times \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \sigma \nabla \times \mathbf{E} = 0 \quad (3.3.9)$$

As quantidades  $\nabla \times \mathbf{E}$  e  $\nabla \times \mathbf{H}$  são dadas pelas equações (3.3.1) e (3.3.2), respectivamente. O primeiro termo de cada uma dessas equações pode ser expandido através da identidade vetorial

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{A} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{A} - \nabla^2 \mathbf{A} \quad (3.3.10)$$

Como a densidade de carga total é nula, temos que  $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$ , e da equação (3.3.3) temos que  $\nabla \cdot \mathbf{H} = 0$ , assim obtemos a equação de onda:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (3.3.11)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0 \quad (3.3.12)$$

Assumindo uma variação temporal harmônica ( $e^{i\omega t}$ ), onde  $\omega$  é a frequência angular, temos

$$\nabla^2 \mathbf{L} + \mu \varepsilon \omega^2 \mathbf{L} - i \mu \sigma \omega \mathbf{L} = 0 \quad (3.3.13)$$

$$\nabla^2 \mathbf{L} + k^2 \mathbf{L} = 0 \quad (3.3.14)$$

onde  $\mathbf{L}$  é uma representação genérica das componentes elétrica e magnética, e

$$k^2 = \mu \varepsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega \quad (3.3.15)$$

em que  $k$  é conhecida como o número de onda. Considerando-se a ordem de grandeza da condutividade elétrica dos minerais e rochas, e as frequências utilizadas no método MT, temos que  $\mu \varepsilon \omega^2 \ll i \mu \sigma \omega$ , ou seja, as correntes de

deslocamento podem ser desprezadas (aproximação quase-estática), e assim o número de onda pode ser aproximado por

$$k^2 = -i\mu\sigma\omega \quad (3.3.16)$$

Assim como o número de onda agora é independente da permissividade dielétrica, as equações se reduzem as equações de difusão.

Assumindo que o campo incide como uma onda plana na direção vertical (Cagniard, 1953). E admitindo a Terra como um semi-espaço finito e uniforme, obtemos a seguinte solução para a equação de difusão

$$L_x = L_0 e^{-z/\delta} e^{-i(z/\delta - \omega t)} \quad (3.3.17)$$

onde novamente  $L$  e  $L_0$  são representação genéricas das componentes elétrica e magnética, e  $\delta$  é a profundidade pelicular (“skin depth”), que é a profundidade no semi-espaço em que a amplitude do campo é reduzida a  $1/e$  do seu valor na superfície, e é dado por

$$\delta = \left( \frac{2}{\omega\mu_0\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.3.18)$$

onde a permeabilidade magnética  $\mu$  foi considerada aproximadamente constante e igual a  $\mu_0$  (permeabilidade magnética no vácuo), já que a sua variação é desprezível em comparação com a condutividade elétrica. Da equação (3.3.18) vemos que quanto maior o período ou menor a condutividade no meio, maior será a profundidade de penetração do campo eletromagnético.

Podemos obter informações sobre a resistividade elétrica através do campo eletromagnético se levarmos em consideração as relações na superfície entre os vetores **E** e **H**, e a resistividade. Assim é necessário assumir que os campos são ondas planas. A impedância ( $Z$ ) do meio, para um semi-espaço infinito e homogêneo, é definida pela razão das componentes  $E_x$  e  $H_y$  na superfície:

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} = (1 + i) \left( \frac{\omega\mu\rho}{2} \right)^{\frac{1}{2}} = Z_{xy} \quad (3.3.19)$$

Onde a resistividade elétrica é:

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy}Z_{xy}^*}{\omega\mu} = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (3.3.20)$$

Sendo  $Z_{xy}^*$  o complexo conjugado de  $Z_{xy}$ .

A fase  $\phi$  da impedância é obtida pela diferença entre as fases de **E** e **H**, expressa como:

$$\Phi = \arctan\left(\frac{\Im(Z)}{\Re(Z)}\right) \quad (3.3.21)$$

No caso geral, em que a relação tensorial entre as componentes do campo eletromagnético é linear, a impedância pode ser escrita (na forma matricial), para cada frequência, como:

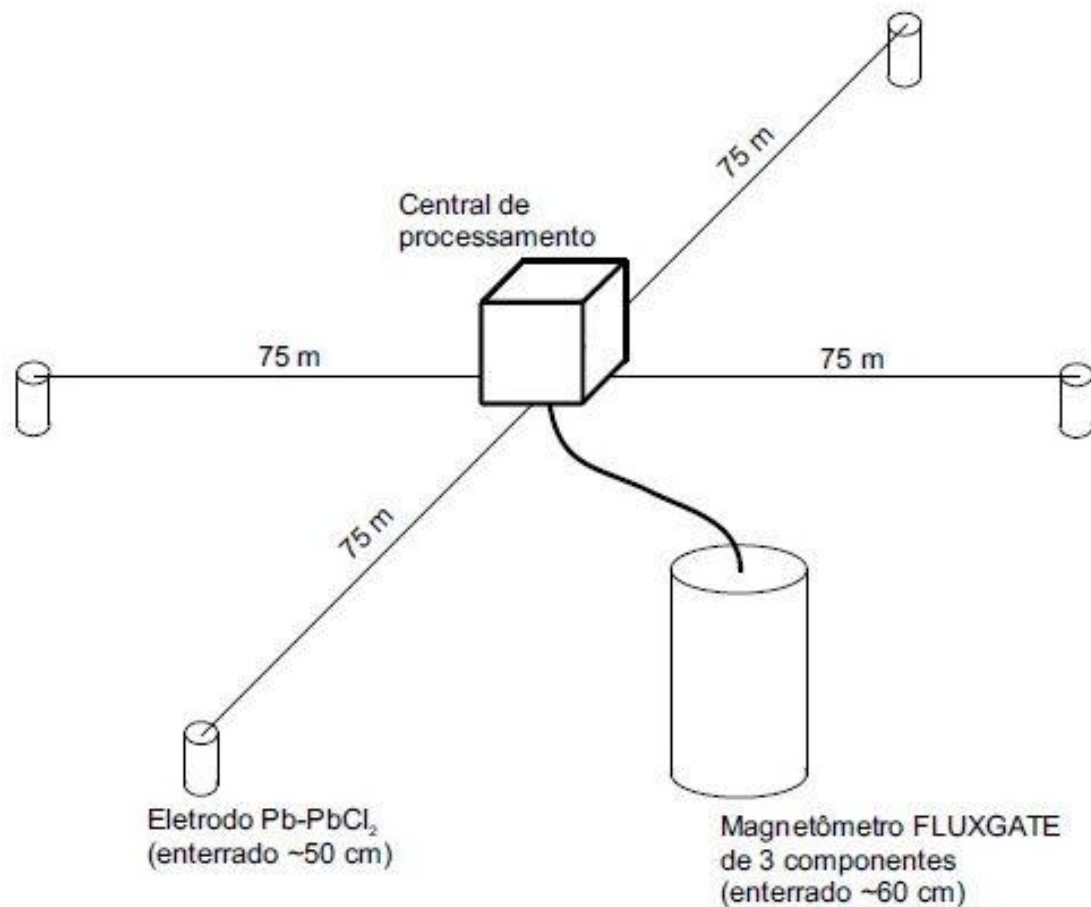
$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.3.22)$$

### 3.4 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 central de processamento é onde se encontram os circuitos que controlam e armazenam a aquisição de dados. Esta central é programada com o auxílio de um microcomputador portátil, que também é utilizado para realizar um pré-processamento dos dados adquiridos. A figura 3.1 ilustra esquematicamente o arranjo experimental

Na coleta dos dados utilizados neste trabalho foram utilizados os equipamentos GMS06 (Metronix GmbH) pertencentes ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Este equipamento coleta dados numa faixa espectral entre 0,0008 – 1024 s. Utilizou-se os eletrodos com a solução de cloreto de chumbo, separadas a uma distância de aproximadamente 150 m. Foram utilizadas três bobinas de indução para as medidas do campo magnético.

É necessário tomar certas providências na instalação dos equipamentos para seu bom funcionamento, como escolher lugares planos e longe da rede elétrica (algumas centenas de metros) e das linhas de transmissão de alta tensão (alguns quilômetros), deixar os fios e bobinas enterradas para que não entre em contato com animais nem sofram variações de temperatura, e é necessário também que os eletrodos e sensores estejam perfeitamente alinhados.



**Figura 3.1** – Ilustração esquemática do arranjo para aquisição de dados MT.

Fonte: Pádua (Pádua, 2000)

### 3.5 Processamento dos Dados MT

O processamento dos dados MT consiste basicamente em extrair o tensor de impedância das séries temporais das componentes dos campos elétricos e magnéticos horizontais obtidos no campo. A obtenção desse tensor de impedância torna-se difícil tanto pelos ruídos antropogênicos, fortes em alta frequência, como pelo sinal natural, fraco em baixas frequências.

As séries temporais são divididas em subgrupos, cujo tamanho depende do intervalo de amostragem e do número de graus de liberdade que se deseja trabalhar. A seguir é calculada a média e a tendência linear de cada um dos



segmentos, e por fim aplica-se uma janela nos dados, suavizando os extremos e atenuando as distorções geradas devido à manipulação de séries temporais finitas.

Como os dados são coletados no domínio do tempo, aplica-se a Transformada de Fourier a fim de passá-los para o domínio da frequência, e por fim, estima-se a impedância por técnicas robustas, ou pelo método dos mínimos quadrados.

Os programas de análise robusta procuram minimizar esses problemas selecionando os dados com a melhor relação sinal/ruído excluindo assim os dados contaminados com ruídos. Para a obtenção do tensor de impedância foi utilizado o código robusto de Egbert<sup>1</sup> (Egbert, 1998).

### **3.6 Inversão dos Dados MT**

O método MT visa descrever a estrutura geológica da Terra através de uma malha de espaçamento aritmético na direção horizontal e espaçamento geométrico na direção vertical atribuindo um valor de resistividade para cada um dos blocos dessa malha.

O problema de inversão consiste na busca de um vetor de parâmetros ( $\mathbf{p}$ ) que ajuste juntamente com o vetor dos dados observados ( $\mathbf{y}$ ) com uma determinada precisão  $\delta$  através do método dos mínimos quadrados.

$$\|\mathbf{y} - f(\mathbf{p})\|^2 < \delta \quad (3.6.1)$$

Este é um problema mal posto, já que possui uma infinidade de soluções distintas, portanto requer o uso de informações adicionais para ser resolvido.

Estas informações podem ser impostas por uma função regularizadora ( $\Phi(\mathbf{p})$ )

---

<sup>1</sup> O código é distribuído livremente em : <ftp://ftp.oce.orst.edu/dist/egbert/EMTF/EMTF.tar.gz>

que deve ser consistente com informações prévias. Assim, agora o problema consiste em encontrar o vetor de parâmetros ( $\mathbf{p}$ ) que minimiza a equação 3.6.2

$$\Gamma(\mathbf{p}) = \|\mathbf{y} - f(\mathbf{p})\|^2 + \mu\Phi(\mathbf{p})$$

onde  $\mu$  é o parâmetro de regularização.

Existem alguns tipos de algoritmos em uso para a inversão de dados MT. Neste trabalho foi utilizado o algoritmo *Reduced Basis OCCAM* (REBOCC), proposto por Siripunvaraporn e Egbert (2000), que se aproveita da suavidade e da "redundância" dos dados MT.

## 4. RESULTADOS E ANÁLISES

Toda a parte gráfica apresentada aqui foi gerada com o auxílio do pacote gráfico *Generic Mapping Tools* (GMT), desenvolvido por Paul Wessel e Walter H. F. Smith e que recebe a contribuição de vários usuários de todo o mundo e está sendo mantido pela National Science Foundation, e com o auxílio da linguagem *AWK*, linguagem de programação criada por Alfred V. Aho, Peter J. Weinberger e Brian W. Kernighan, e de Shell Scripts do Linux. Todos os códigos MT e o pacote gráfico GMT são disponibilizados livremente

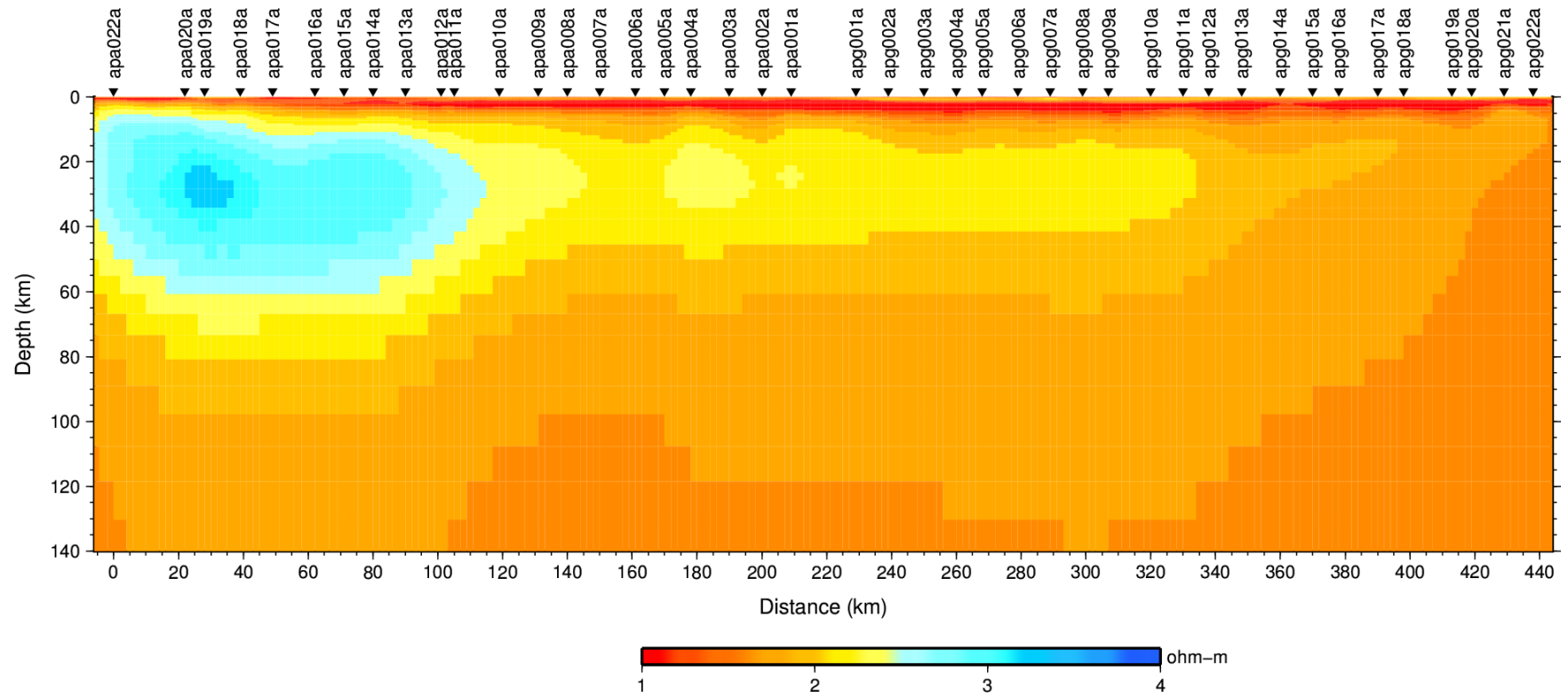
### 4.1 Inversão 2D do modo TM

Através de um código computacional conhecido como *WALDIM* (Martí, Queral, P. e Ledo, 2009), e do tensor de impedância podemos fazer uma análise da dimensionalidade dos dados MT. Com esta análise temos uma primeira ideia de como os dados estão se comportando, e podemos fazer uma melhor seleção dos dados que serão utilizados para a inversão.

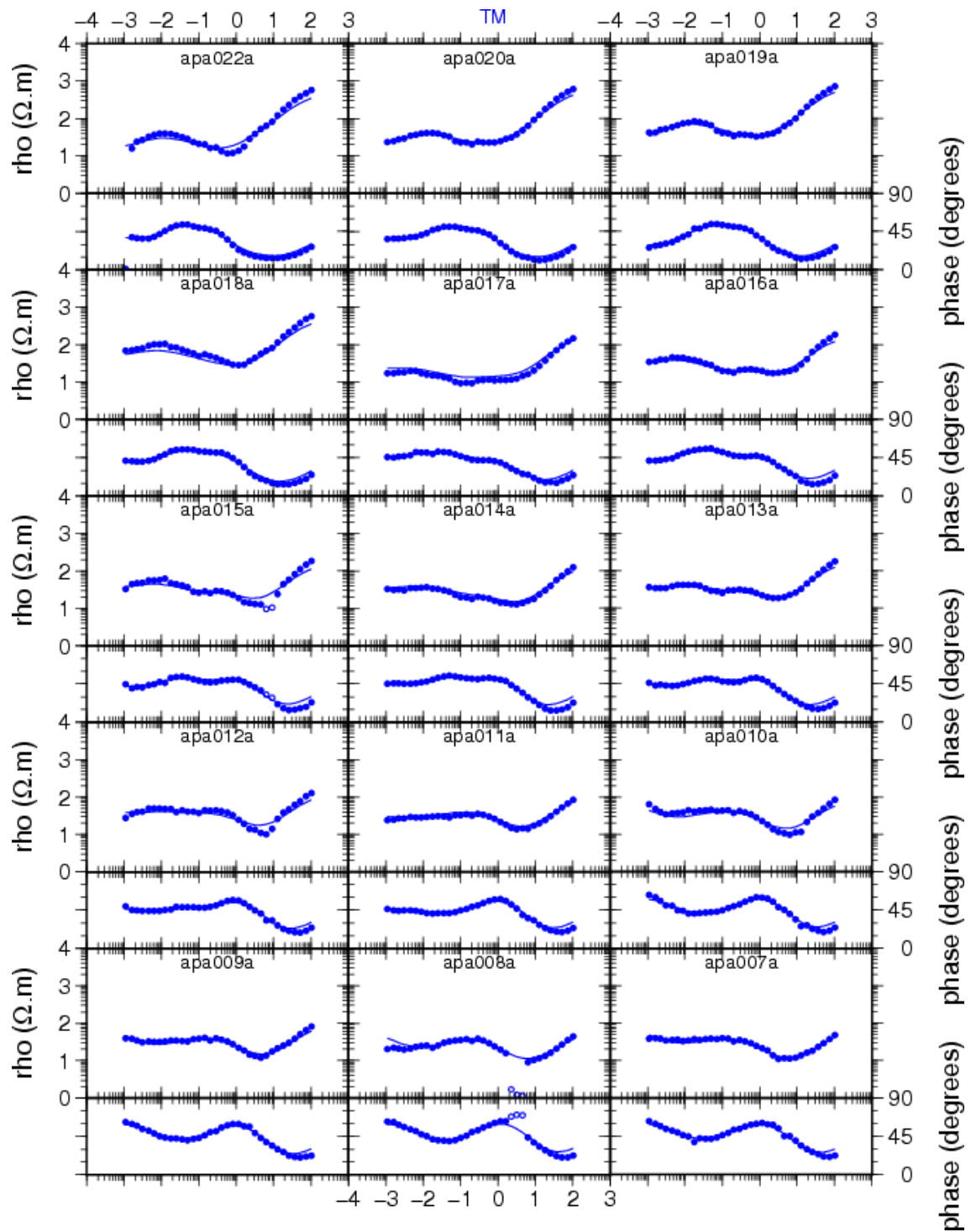
Com a utilização do programa REBOCC, foi obtido um primeiro modelo de resistividade através da inversão do modo transversal magnético (TM) dos dados MT (Figura 4.1.1). Podemos ver nesse modelo a presença de uma faixa fortemente condutora na região entre 0 e 10 km de profundidade. Esta faixa é devido a grande quantidade de sedimentos presentes na Bacia do Paraná.

Na região entre 0 – 100 km até uma profundidade de aproximadamente 60 km, identifica-se uma região mais resistiva (aproximadamente 100  $\Omega$ .m). As Figuras 4.1.2 a 4.1.4 mostram os ajustes das curvas de resistividade e fase obtidas através da inversão 2-D. Nós vemos que apesar deste ser um primeiro modelo

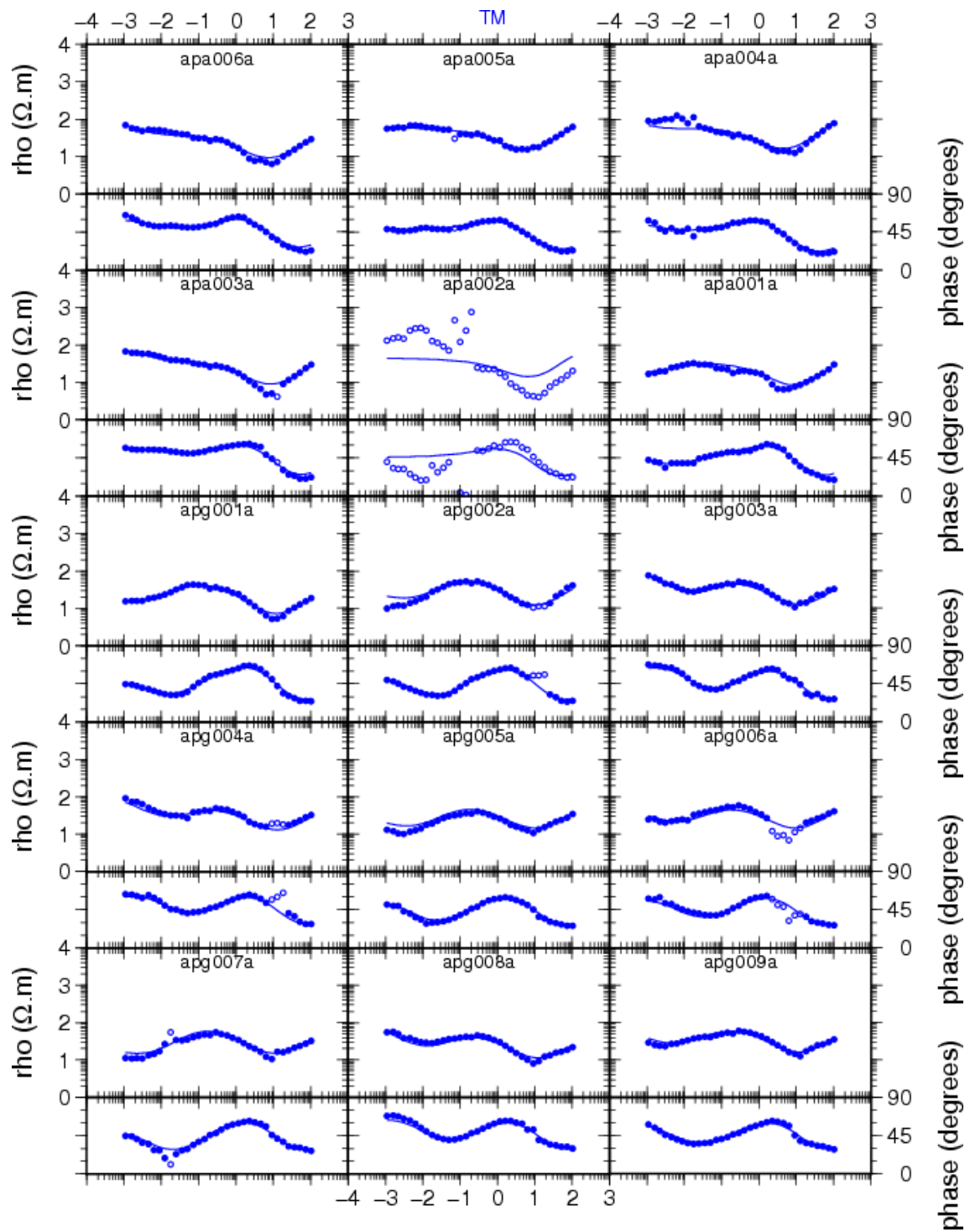
as curvas estão bem ajustadas aos dados coletados. A estação apa002 na Figura 4.1.3 foi removida completamente pois os dados estão muito ruidosos. Os pontos abertos nas curvas de resistividade não foram usados para a inversão porque claramente eles sofreram interferência de ruídos.



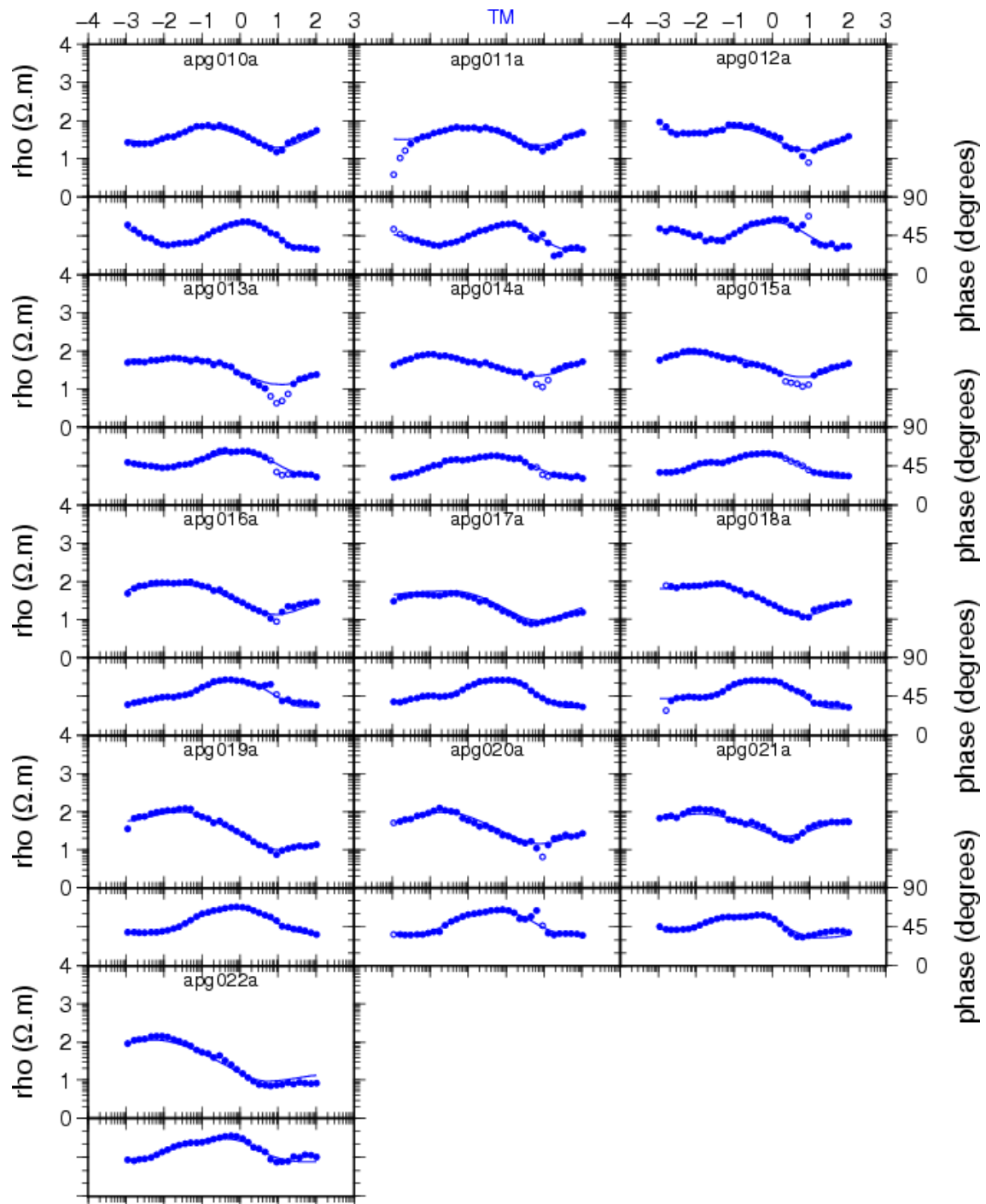
**Figura 4.1.1-** Modelo de resistividade da inversão 2-D utilizando o REBOCC (escala logarítmica). O RMS obtido para este modelo de resistividade foi de  $\Omega\text{m}$ .



**Figura 4.1.2-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo. Os pontos representam os dados coletados. Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.



**Figura 4.1.3-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo. Os pontos representam os dados coletados. Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.



**Figura 4.1.4-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo. Os pontos representam os dados coletados. Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.

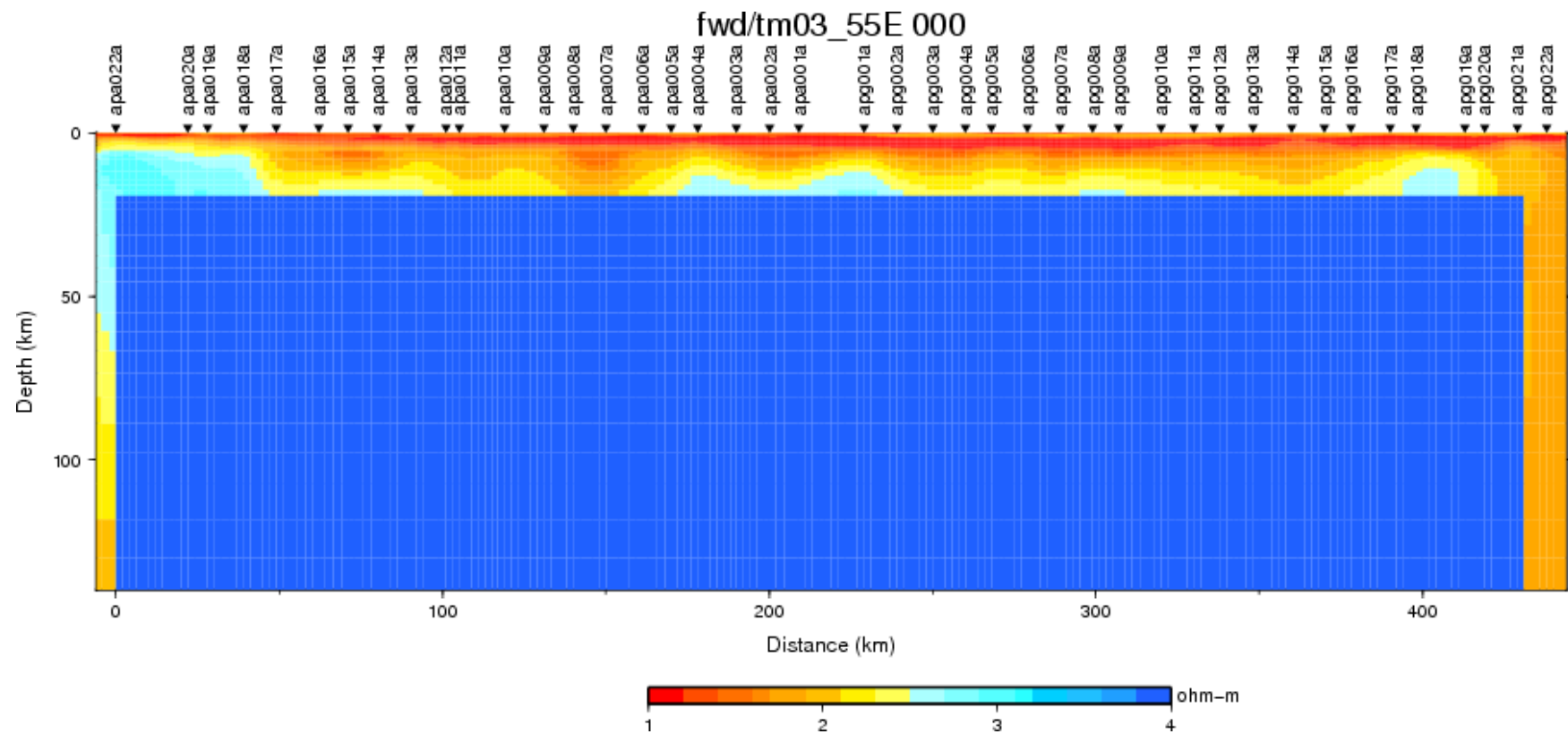


## 4.2 Testes de inversão 2-D com o modo TM

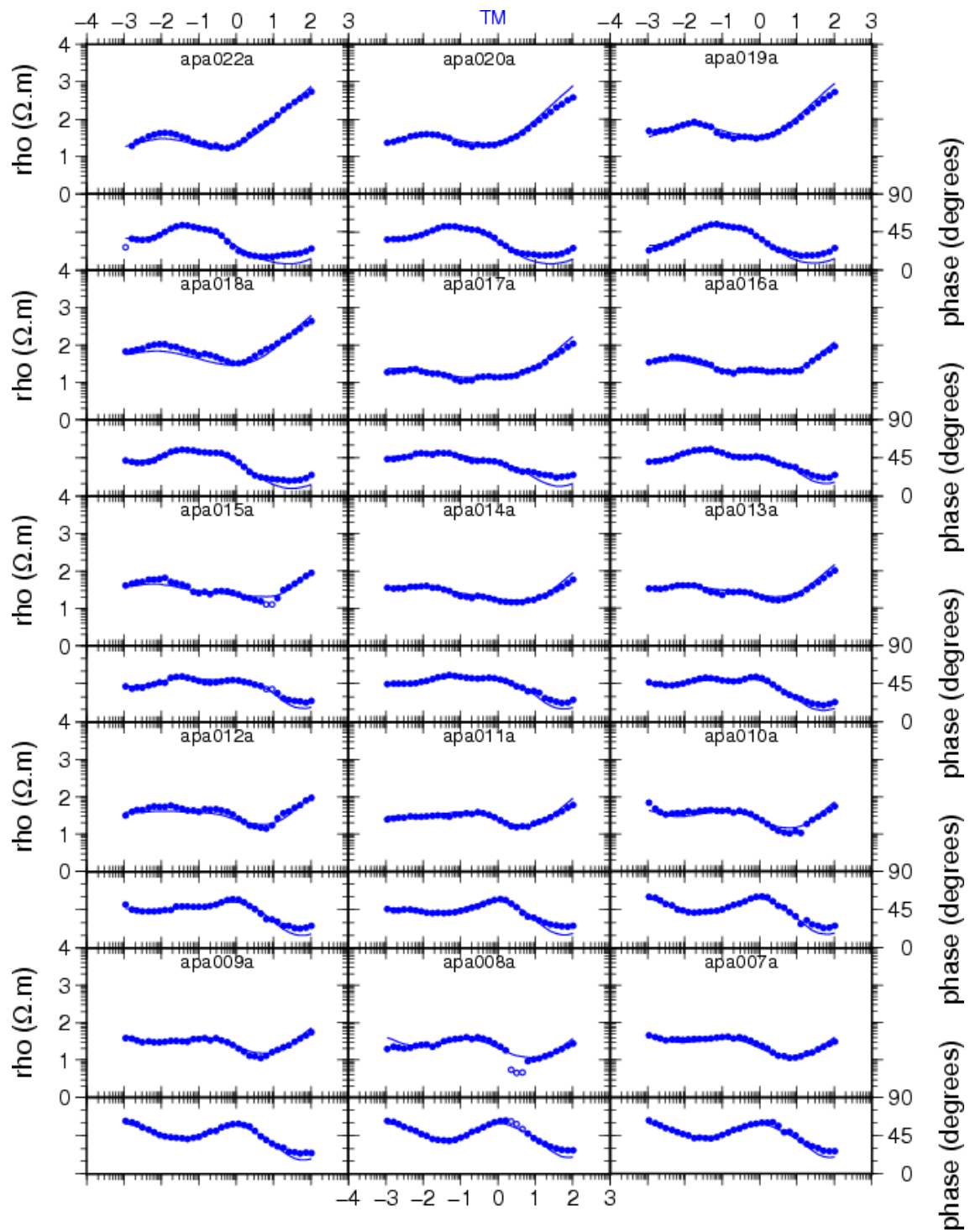
Notou-se através do primeiro modelo (Figura 4.1.1) que grande parte do modelo apresentava baixa resistividade. Porém segundo Berdichevsky e Dmitriev (2002) o modo TM não possui uma boa sensibilidade para corpos mais resistivos. Tendo isso em vista, resolveu-se investigar o comportamento do programa caso uma região tivesse um valor fixo de alta resistividade.

Na figura 4.2.1, na região entre 0 – 150 km de profundidade e de 0 – 430 km na horizontal, foi fixado um valor altamente resistivo (4 kΩ.m). Vemos nas figuras 4.2.2 a 4.2.4 que mesmo fixando um valor de resistividade muito diferente do que foi obtido na figura 4.4.1 para esta região as curvas em sua grande maioria estão razoavelmente bem ajustadas, porém algumas curvas como por exemplo a das estações apa0117a e apg021 que apresentam resultados bem diferentes nos pontos de maior período.

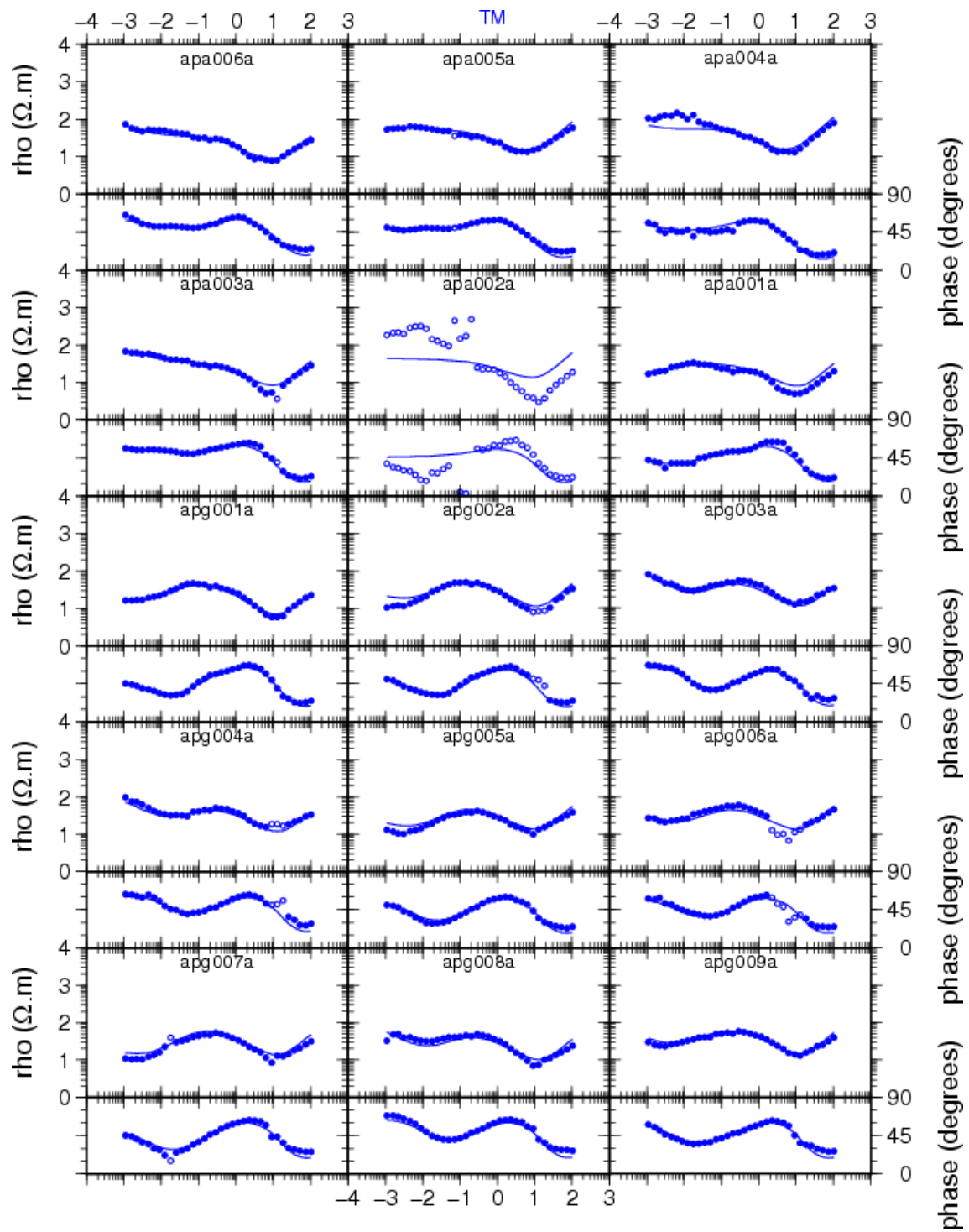
Este resultado nos mostra que o modo TM não possui uma boa sensibilidade para corpos resistivos, o que está de acordo com Berdichevsky e Dmitriev (2002).



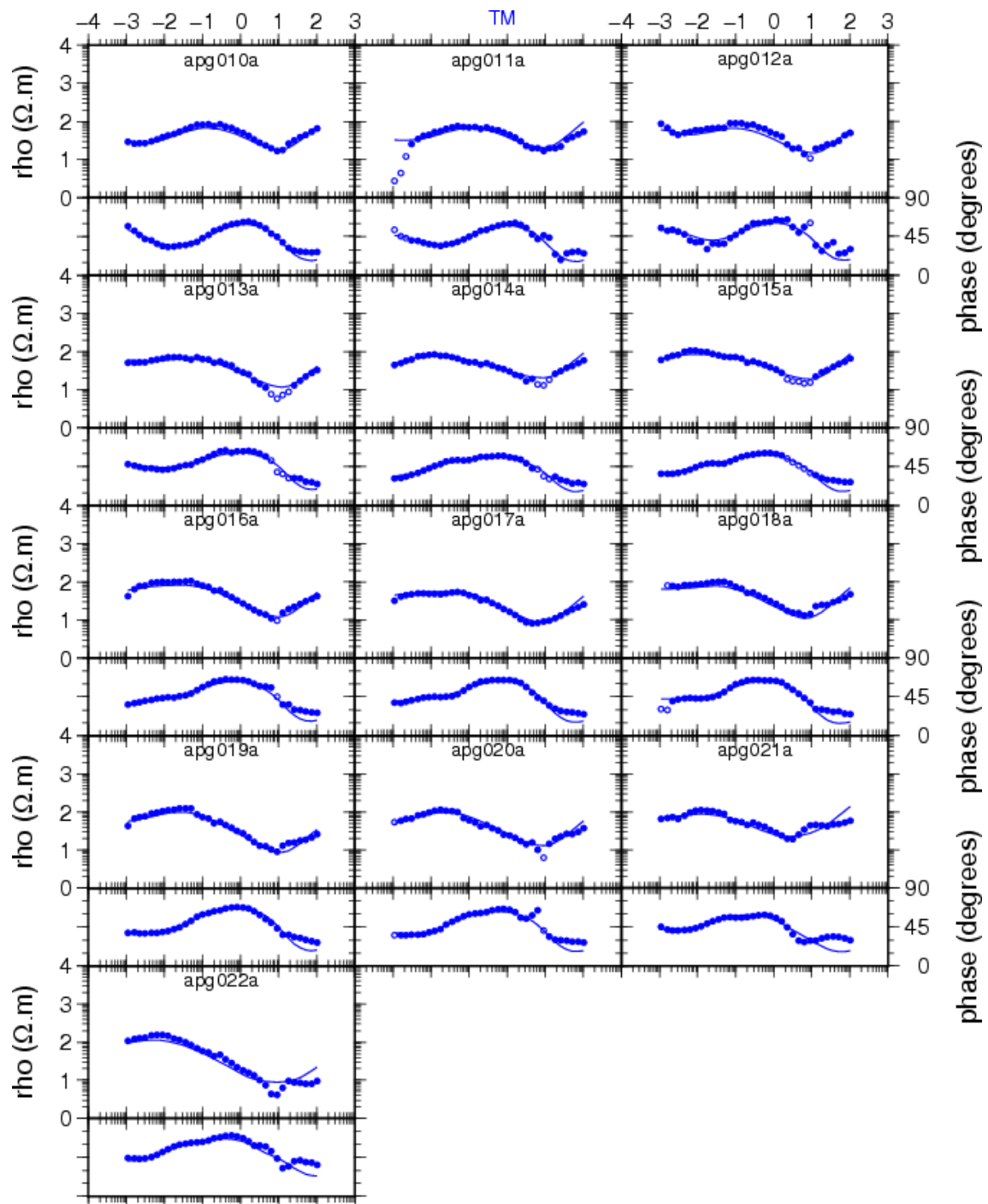
**Figura 4.2.1-** Modelo de resistividade da inversão 2-D utilizando o REBOCC (escala logarítmica). A região em azul teve um valor fixo durante a inversão. O RMS obtido para este modelo de resistividade foi de  $\Omega\text{m}$ .



**Figura 4.2.2-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo. Os pontos representam os dados coletados. Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.



**Figura 4.2.3-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo. Os pontos representam os dados coletados. Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.



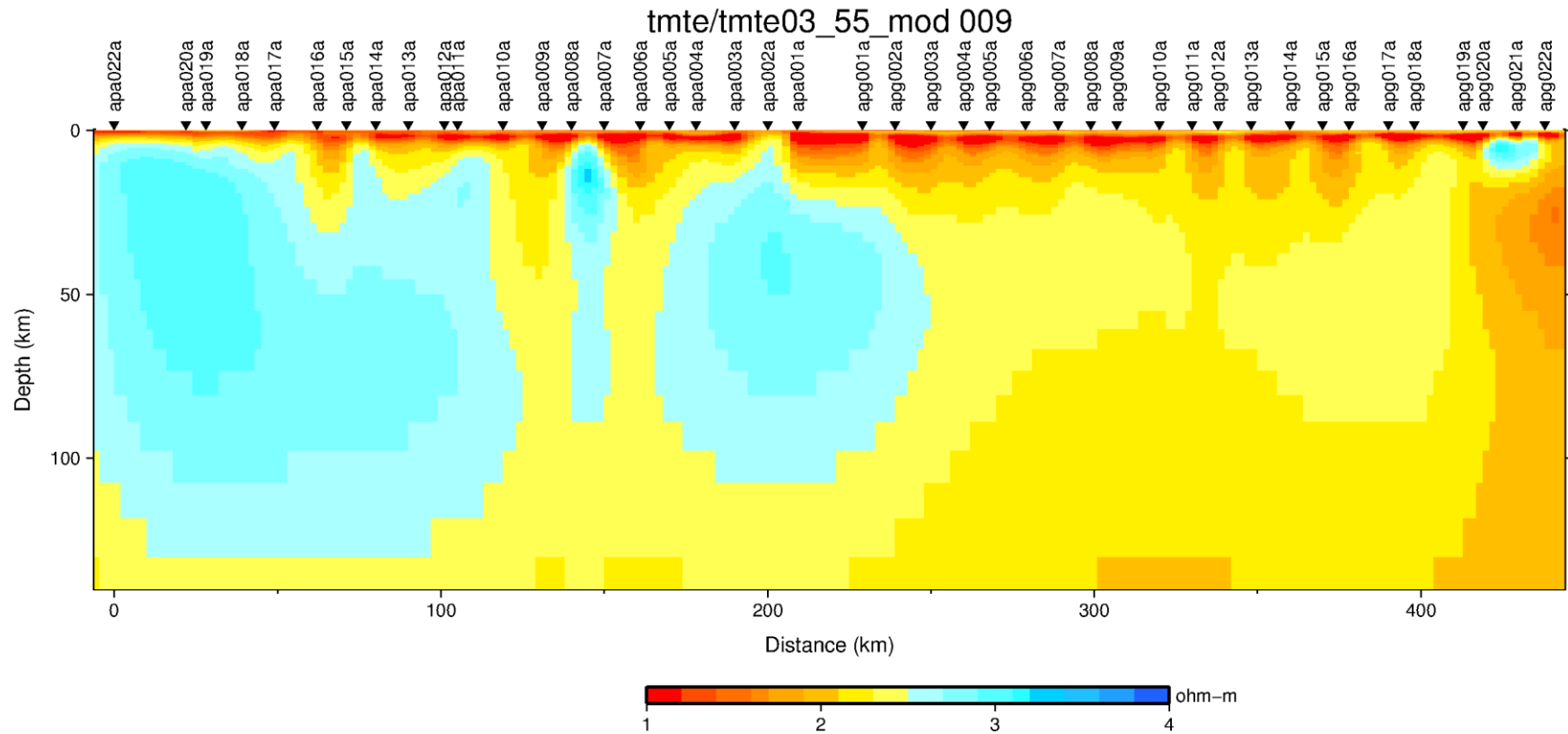
**Figura 4.2.4-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo. Os pontos representam os dados coletados. Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.

### 4.3 Inversão 2-D com os modos TM e TE

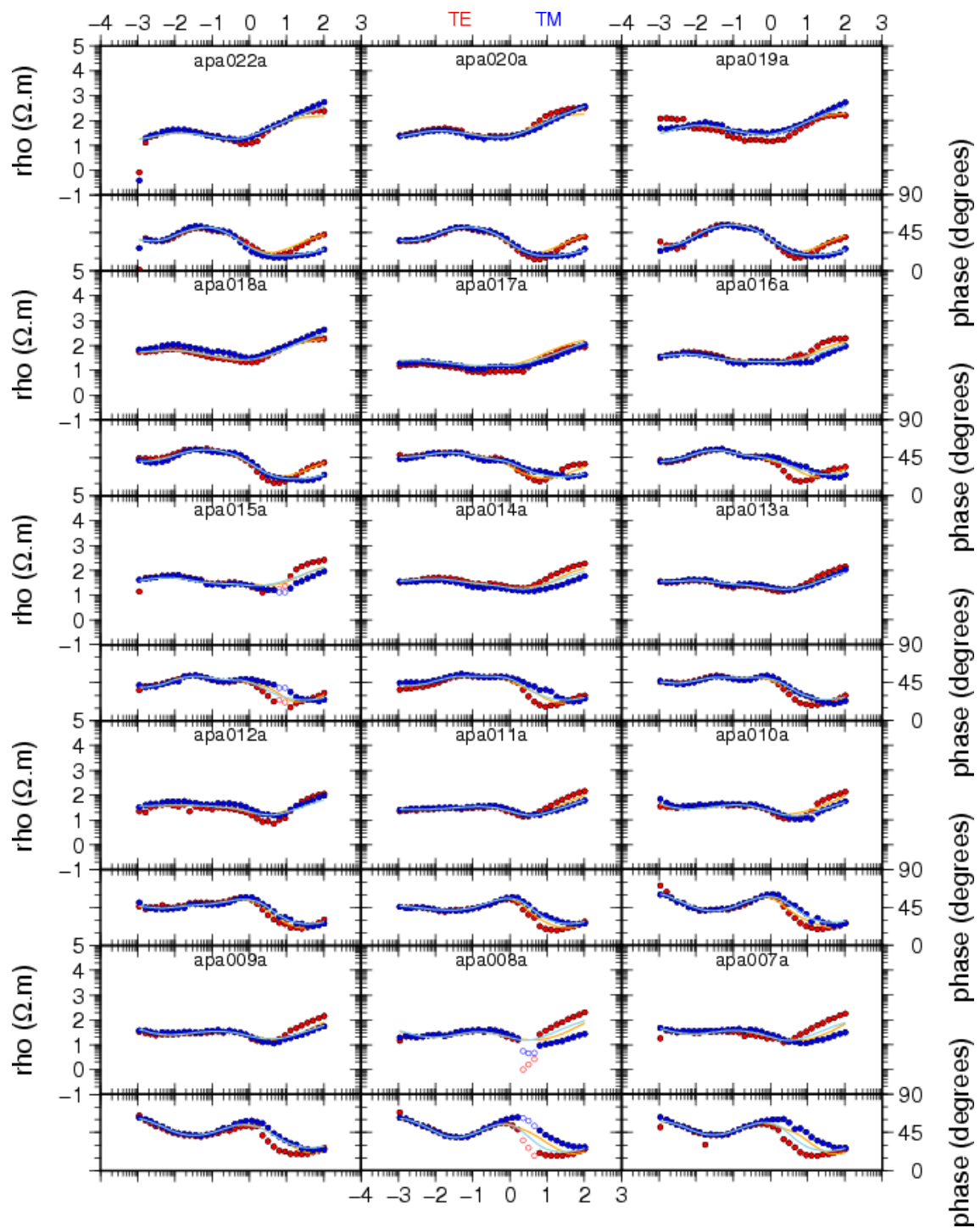
Como podemos ver na Figura 4.2.1, o modo TM não apresenta boa sensibilidade para corpos mais resistivos. Desse modo, decidiu-se então utilizar os modos TM e TE, pois o modo TE é mais sensível a corpos resistivos (Berdichevsky; Dmitriev. 2002), para uma nova inversão 2-D.

Na Figura 4.3.1 apresentamos um modelo 2-D da estrutura geológica da região a partir da inversão dos modos TM e TE dos dados MT. Vemos que essa nova inversão apresentou valores de resistividades mais elevados do que a anterior (Figura 4.1.1). A Figura 4.3.1 apresenta duas regiões claramente mais resistivas, uma delas é a região entre 160 – 230 km na horizontal até uma profundidade de 120 km, e um outro corpo, e outra na região entre 0 – 100 km na horizontal até uma profundidade de 100 km. As Figuras 4.3.2 a 4.3.4 podemos ver que este modelo se ajusta bem aos dados MT.

Através do estudo da seção anterior e analisando o aspecto na Figura 4.3.1, podemos ver que provavelmente toda a região entre 0 – 400 km na horizontal e de 0 – 100 km de profundidade corresponde a uma região mais resistiva, porém apresenta uma cor mais amarelada (mais condutiva) pelo fato do programa assumir a suavidade dos dados MT.

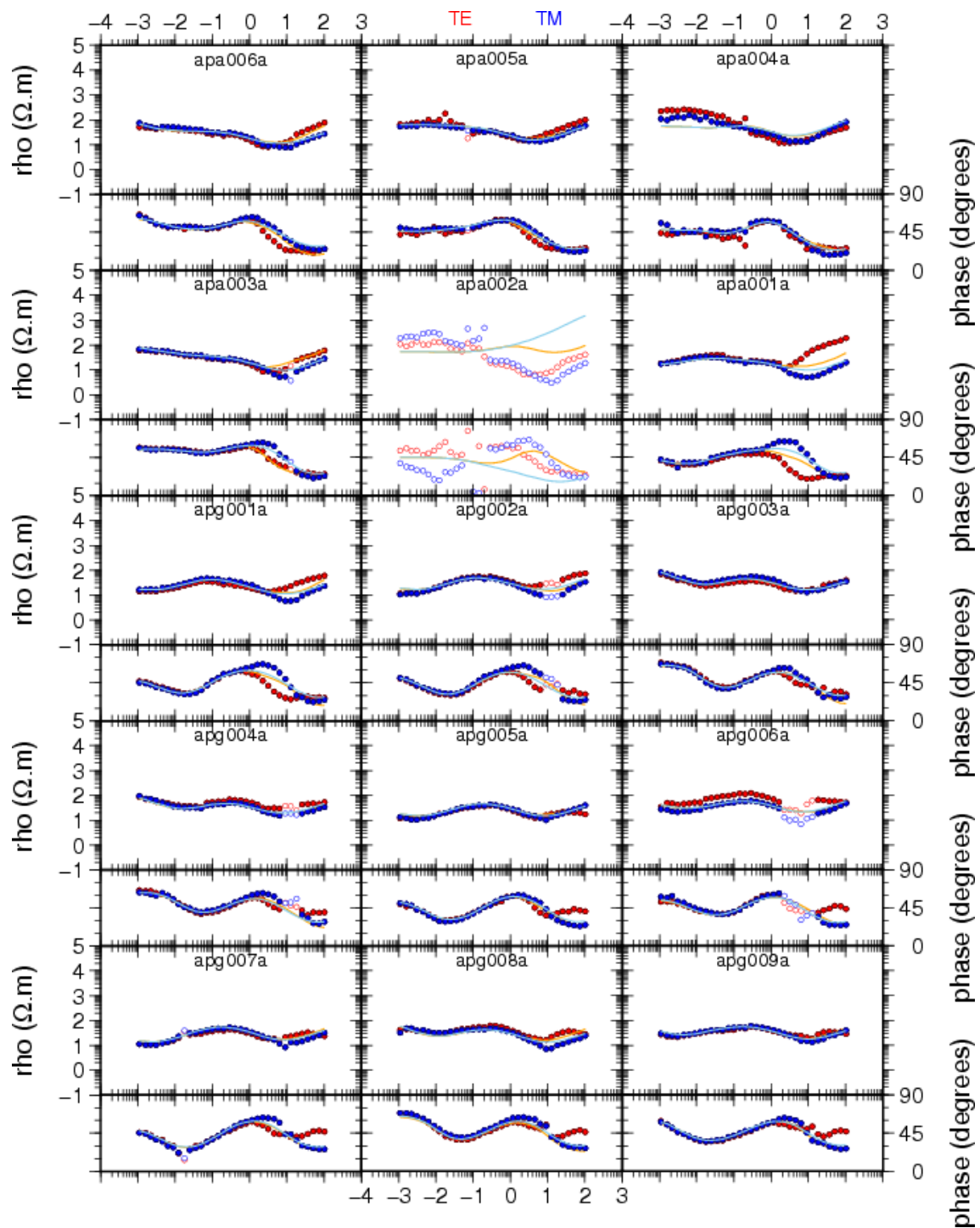


**Figura 4.4.9-** Modelo de resistividade da inversão 2-D utilizando o REBOCC (escala logarítmica). A região em azul teve um valor fixo durante a inversão. O RMS obtido para este modelo de resistividade foi de  $\Omega\text{m}$ .

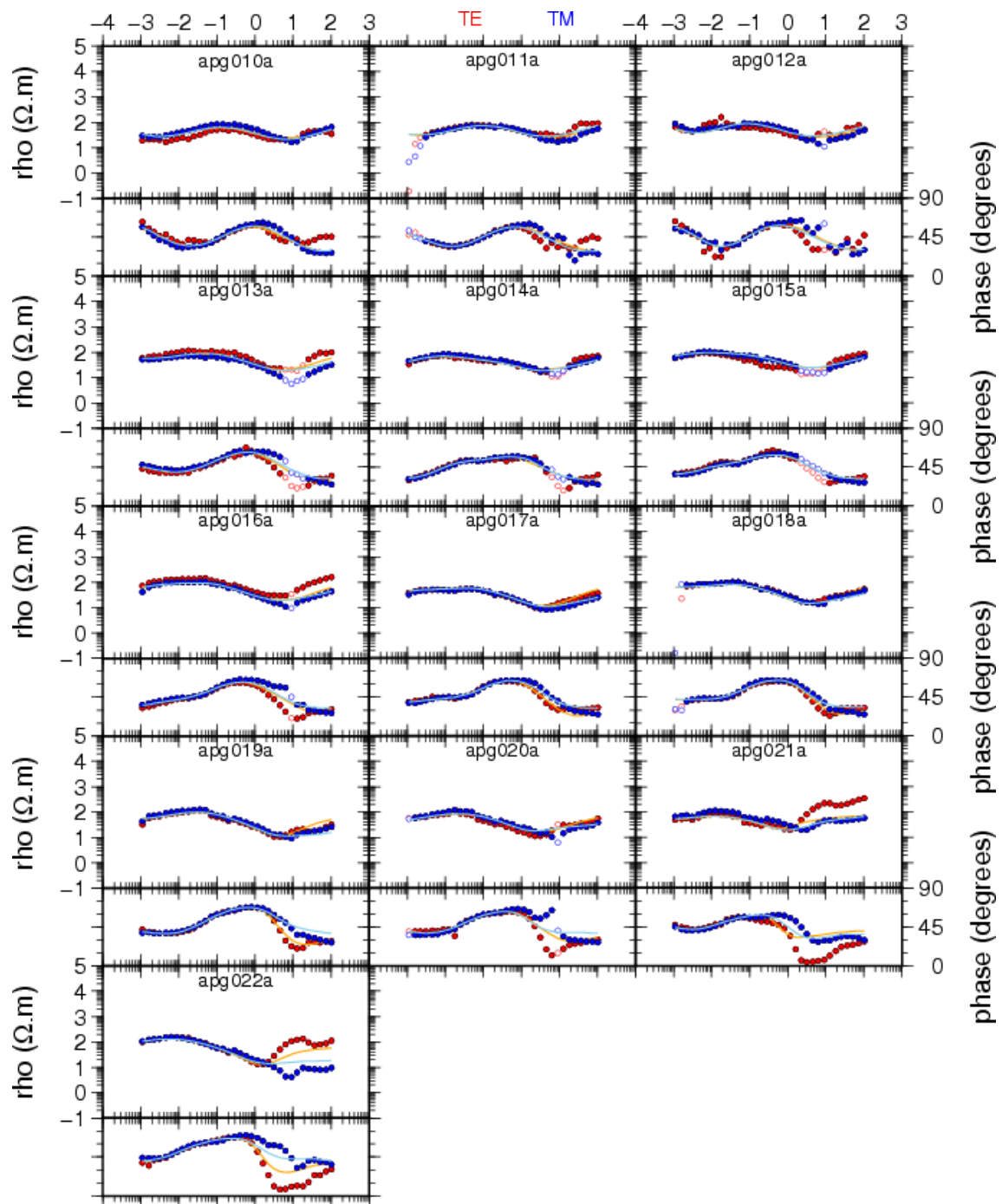


**Figura 4.3.2-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo (Em laranja: TE. Em azul claro: TM). Os pontos representam os dados coletados (Em vermelho: TE. Em azul: TM). Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.





**Figura 4.3.3-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo (Em laranja: TE. Em azul claro: TM). Os pontos representam os dados coletados (Em vermelho: TE. Em azul: TM). Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.



**Figura 4.3.4-** Curvas de resistividade aparente e fase obtidas com a inversão. A linha contínua representa a curva obtida pelo modelo (Em laranja: TE. Em azul claro: TM). Os pontos representam os dados coletados (Em vermelho: TE. Em azul: TM). Os pontos abertos representam dados que não foram utilizados na inversão.

## 5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Uma interpretação qualitativa dos dados gravimétricos contribuiu com informação para a inversão dos dados MT. Uma feição gravimétrica quase paralela e próxima ao Rio Paraná indica a presença de corpo anômalo profundo. Nós apresentamos um modelo 2-D da estrutura geoeétrica profunda da Bacia do Paraná através do processamento e inversão dos dados MT coletados num perfil através da região central da Bacia do Paraná. Neste modelo podemos ver a presença de uma faixa altamente condutiva na parte superior, que representa a bacia sedimentar, e também vemos um corpo com maior resistividade abaixo da região da bacia. Pode-se observar também a diferença da sensibilidade dos modos TM e TE na presença de corpos mais resistivos. Por fim, nosso modelo pode ajudar no entendimento da estrutura geológica da Bacia do Paraná.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bendat, J. S., Piersol, A. G., 1971. Random data: analysis and measurements procedures, Wiley, 407 pp.
- Berdichevsky, M.N; Dmitriev, V.I. 2002. Magnetotellurics in the Context of the Theory of Ill-Posed Problems. Investigations in Geophysics, 11.Society Of Exploration Geophysicists - SEG Books 215p.
- Bologna, M. S., Padilha, A. L., Vitorello, I., Fontes, S. L., 2006. Tectonic insight into a pericratonic subcrustal lithosphere affected by anorogenic Cretaceous magmatism in central Brazil inferred from long-period Magnetotellurics. Earth and Planetary Science Letters, 241, 603-616.
- Cagniard, L. 1953. Basic Theory of the Magneto-telluric Method of Geophysical Prospecting. Geophysics, v. 18, n. 3, p. 605–635.
- Egbert, G. 1998. EMTF: Programs for robust single station and remote reference analysis of magnetotelluric Data: Unix (and PC) Version.
- Martí, A.; Qeral, P.; Ledo, J. 2009. WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. Journal Computer & Geosciences. v.35, p.2295-2303
- Nalin B, Trivedi; Ícaro Vitorello; Wanderli Kabata e outros. 2007. Geomagnetically induced currents in an electric power transmission system at low latitudes in Brazil: A case Study. Space Weather. v. 5, S04004.
- Pádua, M. Banik, 2000, Estudo experimental de distorções geradas por linhas férreas eletrificadas em sondagens magnetoteluricas, Dissertação de mestrado, INPE, Brasil, 17p.
- Pinto, L. G. R.; Padua, M. B. ; Ussami, N; Vitorello, I.; Padilha, A. L.; Braitenberg, C. 2010. Magnetotelluric deep soundings, gravity and geoid in the south São Francisco craton: Geophysical indicators of cratonic lithosphere rejuvenation and crustal underplating. Earth and Planetary Science Letters, v.297, p. 423-434.
- Sá, N. C. de. 2004. O campo de gravidade, o geóide e a estrutura crustal na América do Sul: novas estratégias de representação. Tese (Livre Docência) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 122 p.
- Santos, H. B; Ussami, N. 2011. Tensor gradiente gravimétrico da Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 97p.

Simpson, F.; Bahr, K. Pratical Magnetotellurics. Cambridge University Press, 207 p.

Siripunvaraporn, W; Egbert, G. 2000. Na efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. Geophysics. v. 65, p. 791-803.

Vozoff, K.1990 The Magnetotellurics Method. In: NABIGHIAN. EM methods in applied geophysics. cap 8, p.641-689.

Zalán, P.V et al. 1991.Origem e evolução de bacias sedimentares. PETROBRAS.p.135-168