

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Geofísica

Jorge Alberto Tapias Simanca

**Análise de dados magnetotelúricos na região  
norte/nordeste da Bacia do Paraná**

São Paulo

2015



Jorge Alberto Tapias Simanca

# Análise de dados magnetotelúricos na região norte/nordeste da Bacia do Paraná

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Bologna

**“Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.”**

São Paulo

2015



# Agradecimentos

À minha família por estar apoiando-me sempre nas minhas escolhas ;

À CAPES, pelo apoio financeiro que permitiu o desenvolvimento desta pesquisa.;

Ao meu orientador o Professor Dr. Mauricio de Souza Bologna, pela paciência durante este processo de aprendizagem;

Aos pesquisadores Dr. Ícaro Vitorello, coordenador do projeto Temático da FAPESP (processo 2009/50493-8) que financiou este estudo - ao Grupo de Geomagnetismo do INPE pela coleta de dados. Agradeço também ao Dr. Marcelo Banik de Pádua, pelo fornecimento de parte de programas e scripts que foram utilizados nesta dissertação;

Também agradeço às Secretárias do Depto. de Geofísica Teca, Virgínia e Eliza como também ao pessoal da Secretaria de pós-graduação Lilian, Ana, Marcel e Thiago pelo apoio prestado e amabilidade durante a minha trajetória no Mestrado, muito obrigado;

Aos colegas e amigos: Oscar Lazcano, Nataly Aranda, Cyntia Minei, Gabriel Dragone, Renata, Jahiro, Julian, “Pira” , Carolina, Tatiana e a todo o pessoal do ForroIO, por esses belos e interessantes momentos que ficarão na minhas memórias;

A todas as pessoas que de alguma forma contribuíram com a minha pesquisa: Muito obrigado!

# Resumo

Simanca, J. T. **Análise de dados magnetotelúricos na região norte/nordeste da Bacia do Paraná.** Dissertação - Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

Neste trabalho, a estrutura profunda da parte norte/nordeste da Bacia do Paraná foi investigada através da análise de um perfil magnetotelúrico (MT) de direção geral NE-SW consistindo de um conjunto de 26 estações MT de banda larga (períodos de 0.001 a 400 s) separadas entre si por 13 km em média. Este trabalho é uma continuação do trabalho de Bologna et al. (2013) que analisaram um perfil MT na região de Aporé, cerca de 80 km ao sudoeste do perfil deste trabalho. O perfil atravessa varias feições geofísicas. A extremidade sudoeste do perfil (próxima à cidade de Serranópolis) cruza um baixo gravimétrico com orientação N-S. Ao oeste, outro baixo gravimétrico similar tem sido interpretado como devido a um gráben soterrado sob as sequências sedimentares da bacia a uma profundidade média de 3 km e de direção geral norte-sul. Rumo ao nordeste, o perfil atravessa um importante gradiente gravimétrico linear que, na região de Goiás, ao norte da área de estudo, coincide espacialmente com o Arco Magmático de Goiás. Atravessando o gradiente gravimétrico, o perfil adentra nas rochas metassedimentares da Faixa Brasília. Seu término é próximo da cidade de Goiânia. Em geral, este trabalho confirma a relação entre resistividade e anomalias gravimétricas observadas em Bologna et al. (2013). O extremo SW do perfil deste estudo está situado no alto gravimétrico no qual o trabalho anterior modela como sendo uma litosfera resistiva, sobretudo na crosta inferior. No modelo desta dissertação a crosta se mostra altamente resistiva com valores de  $1500 \Omega m$  e com um manto litosférico resistivo em termos gerais. Na parte central, onde ocorre um baixo gravimétrico, se verifica uma diminuição de resistividade, com valores inferiores a

100  $\Omega m$ , similares ao que se observa em Aporé sob o baixo gravimétrico daquela área. Há condutores fortes subverticais na crosta e manto (resistividades menores que 10  $\Omega m$ ) cuja posição coincide também espacialmente com as bordas do baixo gravimétrico. Fora do baixo gravimétrico, rumo ao NE, a litosfera volta a ficar mais resistiva. No extremo NE do perfil, ao se cruzar o gradiente linear gravimétrico a litosfera torna-se ainda mais resistiva o que sugere ser a extensão para oeste do Crato de São Francisco. O principal resultado deste trabalho mostra que o par de baixos gravimétricos característico desta parte da Bacia do Paraná estão associados a zonas condutivas da crosta e do manto litosférico. Um dos baixos gravimétricos tem sido interpretado como sendo devido a um gráben soterrado no embasamento da bacia. Os resultados desta dissertação, porém, mostram que as anomalias negativas gravimétricas provavelmente estão associadas à fontes mais profundas na litosfera.

**Palavras-chave:** Magnetotelúrica, Resistividade elétrica, Litosfera, Bacia do Paraná.

# Abstract

Simanca, J. T. **Magnetotelluric data analysis in the north/northeast region of the Paraná basin.** Dissertação - Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

In this work, the deep structure of the northern/northeast part of the Paraná Basin was studied using a magnetotelluric (MT) profile with general direction NE-SW consisting of a set of 26 wide band (periods between 0.001 to 400 s) MT stations separated from each other by 13 km on average. This work is a continuation of the study of Bologna et al. (2013), that analyzed a MT profile in the Aporé region about 80 km to the southwest of the profile of this work. The profile crosses various geophysical features. The southeast end of the profile (close to the Serranópolis city) crosses a gravimetric low with orientation N-S. To the west another gravimetric low was interpreted as due to a graben buried under the sedimentary sequences of the basin at an average depth of 3 km and with general direction N-S. Towards the northeast, the profile crosses an important linear gravimetric gradient that, in the Goiás region, coincides spatially with the Goiás Magmatic Arc. Crossing the gravimetric gradient, the profile goes into the metasedimentary rocks of the Brazilian belt. Its end is close to the Goiânia city. In general, this work confirms the relation between resistivity and gravimetric anomalies observed in Bologna et al. (2013). The SW end of the profile of this work is located on the gravimetric high in which the previous work models as a resistivity lithosphere, especially in the lower crust. In the model proposed in this dissertation, the crust appears as being highly resistive with values of 1500  $\Omega m$  and with a generally resistive lithospheric mantle. In the central part, where occurs a gravimetric low, it was verified a decrease in resistivity, with values lower than 100  $\Omega m$ , similar to the observed under the gravity low in Aporé area. There are strong subverticals conductors

within the crust and mantle (resistivities lower than  $10 \Omega m$ ) whose position also spatially coincide with the borders of the gravity low. Outside the gravimetric low, towards the NE, the lithosphere turns to be more resistive. In the NE end of the profile, when crossing the linear gravity gradient, the lithosphere becomes even more resistive which suggests an extension to the west of the São Fransisco craton. The principal result of this study shows that the characteristic pair of gravimetric lows of this area of the Paraná Basin is associated with conductive zones in the crust and lithospheric mantle. A gravimetric low has been interpreted as a graben buried in the basin basement. The results of this work show, however, that the negative gravimetric anomalies are probably associated with deeper sources in the lithosphere.

**Key words:** Magnetotelluric, Electrical resistivity, Lithosphere, Paraná Basin.

## Lista de Figuras

1.1	Modelos de embasamento cratônico para a bacia do Paraná. . . . .	15
1.2	a) Mapa geológico da área de estudo Milani (1997). b) Mapa de localização geográfica da Bacia de Parana e área de estudo sobrepostos ao mapa de anomalia Bouguer. Os pontos pretos cerca do perfil de estudo representam o perfil MT de Bologna et al. (2013). . . . .	16
2.1	Modos de propagação das ondas eletromagnéticas. . . . .	26
3.1	Montagem básica usada para a técnica MT. . . . .	29
3.2	Mapa de localização das estações MT. . . . .	29
3.3	Gráfico da resistividade elétrica em função da profundidade derivada da transformada Niblett-Bostick das respostas MT de todas as estações. . . .	34
3.4	Pseudo-seções de resistividade e fase obtidas a partir das componentes xy e yx do tensor de impedância. . . . .	35
3.5	Vetores de indução para os períodos 0.0710, 1.1420, 12.8000 e 102.4000 s. . . .	37
4.1	Decomposição GB obtida frequência por frequência da estação apo029a. . . .	40
4.2	Exemplo do resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, efetuada década por década para a estação apo029a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. . . . .	41
4.3	Azimutes dos strikes geoeletricos a) de 1 a 10 s, b) 10 a 100 s, c) 100 a 410 s e vetores de indução a) 1.14 s, b)12.80 s, c) 102.40 s sobrepostos ao mapa de anomalia Bouguer. . . . .	42

4.4	Resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, efetuada com o parâmetro <i>twist</i> fixo para a estação apo029a. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al., 1993). . . . .	43
4.5	Resultado final da decomposição GB utilizando o valor de strike fixo de $-13.5^\circ$ na estação apo029a . . . . .	44
4.6	Estimativas das componentes do tensor de impedâncias para o valor de strike fixo $-13.5^\circ$ na estação apo029a. . . . .	45
5.1	Representação da malha criada para a distribuição de valores de resistividade elétrica dos modelos 2-D do REBOCC. . . . .	48
5.2	Modelo geoeétrico obtido pela inversão do modo TM usando somente as fases, e ajuste das respostas em cada estação. . . . .	50
5.3	Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TM. . . . .	52
5.4	Curvas de ajuste da inversão do modo TM. . . . .	53
5.5	Inversão do modo TM incluindo correção automática do static shift. . . . .	54
5.6	Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TE. . . . .	55
5.7	Curvas de ajuste da inversão final do modo TE referente ao modelo da figura 5.6. . . . .	56
5.8	Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D simultânea dos modo TE e TM. . . . .	57
5.9	Curvas de ajuste da inversão simultânea referente ao modelo da figura 5.8. . . . .	58
A.1	Curvas de resitividade ( $\rho_{xy}$ , $\rho_{yx}$ ) e fase ( $\phi_{xy}$ , $\phi_{yx}$ ) das estações 025a, 026a,027a, 028a, 028b, 029a, 030a, 031a e 032a. . . . .	67
A.2	Curvas de resitividade ( $\rho_{xy}$ , $\rho_{yx}$ ) e fase ( $\phi_{xy}$ , $\phi_{yx}$ ) das estações 033a, 034a, 035a, 036a, 037a, 038a, 039a, 040a e 040b. . . . .	68
A.3	Curvas de resitividade ( $\rho_{xy}$ , $\rho_{yx}$ ) e fase ( $\phi_{xy}$ , $\phi_{yx}$ ) das estações 041a, 042a, 043a, 044a, 045a, 046a, 047a e 048a. . . . .	69
B.1	Vetores de indução para os períodos 0.0125s, 0.0178s, 0.0250s e 0.0357s. . . . .	70
B.2	Vetores de indução para os períodos 0.0500s, 0.0710s, 0.100s, 0.1420s, 0.2000s, 0.2850s, 0.4000s e 0.5710s. . . . .	71

B.3	Vetores de indução para os períodos 0.8000s, 1.1420s, 1.6000s, 2.2857s, 3.2000s, 4.5714s, 6.4000s e 9.1429s. . . . .	72
B.4	Vetores de indução para os períodos 12.8000s, 18.2860s, 25.6000s, 36.5710s, 51.2000s, 73.1430s, 102.4000s e 146.2900s. . . . .	73
D.1	Modo TM: rho ajustado. . . . .	101
D.2	Modo TM: 045a deslocado. . . . .	102
D.3	Modo TM: todas as estações + arquivo de distorção estática automática. . . . .	103
D.4	Modo TE: rho livre. . . . .	104
D.5	Modo TE: stn 045a deslocada + semiespço homogêneo. . . . .	105
D.6	Modo TE: todas as estações + arquivo de distorção estática automática. . . . .	106
D.7	Inversão simultânea: todas as estações + rho livre. . . . .	107
D.8	Inversão simultânea: todas as estações + arquivo de distorção estática automática. . . . .	108

# Lista de Tabelas

3.1	Tamanhos das janelas de processamento de acordo com a frequência de amostragem. . . . .	30
-----	-----------------------------------------------------------------------------------------	----

# Sumário

1. Introdução . . . . .	14
1.1 Aspectos geográficos e geológicos da Bacia do Paraná . . . . .	15
1.2 Caracterização da área de estudo . . . . .	17
2. Fundamentos teóricos do método magnetotelúrico (MT) . . . . .	18
2.0.1 Indução eletromagnética na Terra . . . . .	18
2.0.2 Premissas do método MT. . . . .	20
2.0.3 Equações básicas da propagação de ondas EM no interior da Terra . . . . .	21
2.0.4 Profundidade pelicular . . . . .	22
2.0.5 Funções de Transferência Magnetotelúricas . . . . .	23
2.0.5.1 O Tensor de impedância MT . . . . .	23
2.0.5.2 Função de Transferência Geomagnética (tipper, $T$ ) e vetor de indução . . . . .	24
2.0.6 Dimensionalidade das Estruturas da Terra . . . . .	25
2.0.6.1 Terra Unidimensional (1-D) . . . . .	25
2.0.6.2 Terra Bidimensional (2-D) . . . . .	25
2.0.6.3 Terra Tridimensional (3-D) . . . . .	26
2.0.7 Efeito estático e static shift . . . . .	27
3. Metodologia . . . . .	28
3.1 Instrumentação e coleta de dados . . . . .	28
3.2 Processamento de dados . . . . .	30
3.2.1 Aspectos gerais de processamento . . . . .	30

---

3.2.2	<b>Resultados do processamento</b>	33
3.2.2.1	<b>Respostas MT: resistividade aparente, fase e vetores de indução</b>	33
3.2.2.2	<b>Pseudo-seções</b>	35
3.2.2.3	<b>Vetores de indução</b>	36
4.	<b>Análise do strike geoeétrico</b>	38
4.1	<b>Técnica de Decomposição Groom-Bailey (GB)</b>	39
4.2	<b>Procedimentos adotados e resultados</b>	39
5.	<b>Inversão de dados MT</b>	46
5.1	<b>Procedimentos adotados e resultados</b>	47
5.2	<b>Resultado das inversões</b>	49
6.	<b>Discussões e conclusões</b>	60
	<i>Referências</i>	62
	<i>Apêndice</i>	65
A.	<i>Dados originais de resistividade aparente e fase</i>	67
B.	<i>Vetores de indução.</i>	70
C.	<i>Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo.</i>	74
D.	<i>Modelos bidimensionais resultantes das inversões intermediárias.</i>	101

## Introdução

A Bacia do Paraná foi ao longo dos anos alvo de estudos geológicos, geofísicos e geoquímicos, motivados primariamente pela busca de possíveis concentrações de hidrocarbonetos. A importância dos estudos geofísicos neste caso se deve ao fato de que grande parte da bacia só é acessível por métodos de investigação indiretos ou por perfurações. Grande parte das informações geofísicas, sobre a natureza do embasamento da Bacia do Paraná, são provenientes de dados regionais gravimétricos (Molina e Ussami, 1989; Vidotti et al., 1998) e sismológicos (Julià et al., 2008) que, apesar das importantes contribuições trazidas nos últimos anos, são relativamente esparsos sobre a bacia. Como consequência, modelos conflitantes do embasamento da bacia têm sido propostos, dos quais se destacam o modelo de embasamento de núcleo cratônico único de Cordani et al. (1984) e Zalán et al. (1990), o modelo do bloco Paranapanema de Mantovani et al. (2005) (definido sobretudo gravimetricamente) e o modelo composto por um bloco cratônico fragmentado separado por faixas orogênicas de Milani e Ramos (1998) (vide figura 1.1).

Já em um contexto local, no centro-norte da bacia, Bologna et al. (2013) usando um perfil MT posicionado logo ao sul da região de estudo deste trabalho (Vide seção 1.2) descreve dois domínios litosféricos com diferentes propriedades de condutividade e densidade. Esse contraste lateral foi interpretado como uma descontinuidade devido à justaposição de terrenos com distintas naturezas e idades possivelmente como resultado de acreção tectônica durante a formação do oeste de Gondwana.

O objetivo deste trabalho é avançar no conhecimento tectônico e geodinâmico da Bacia do Paraná na região norte-nordeste, refinando assim o conhecimento do arcabouço tectono-sedimentar da parte rasa bem como da litosfera da bacia. Para isso, foram analisados dados magnetotelúricos coletados ao longo de um perfil de cerca de 340 km de extensão

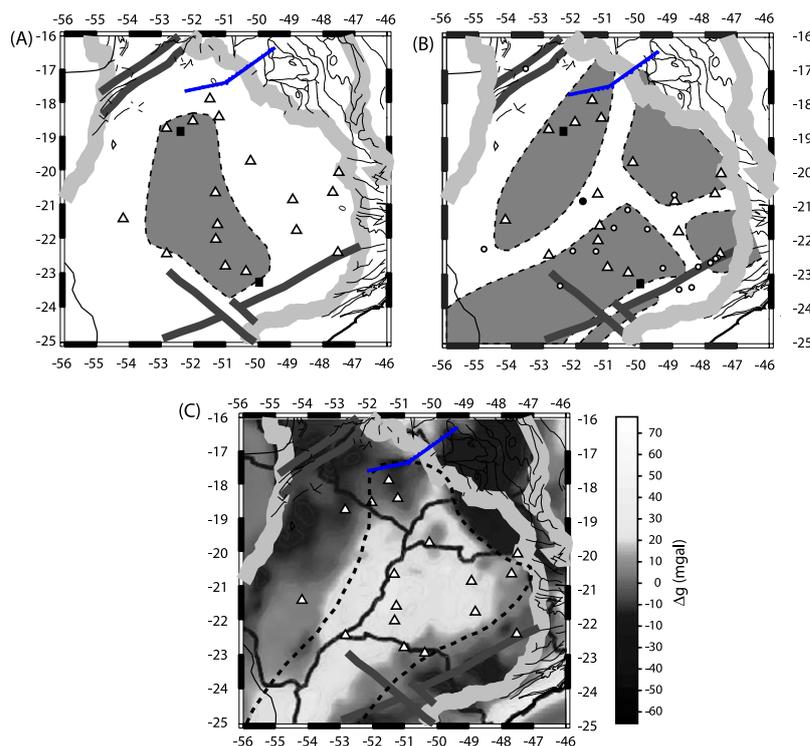


Figura 1.1: Modelos de embasamento cratônico para a bacia do Paraná. (A) Núcleos cratônicos de Cordani et al. (1984) e Zalán et al. (1990). (B) Modelo de embasamento fragmentado de Milani (1997) e Milani e Ramos (1998). (C) Bloco Paranapanema de Mantovani et al. (2005). A linha azul representa as posições das estações MT deste trabalho. Figura Modificada de Julià et al. (2008).

na direção geral NE-SW composto por 26 estações MT espaçadas em média de 13 km e localizada geograficamente no estado de Goiás.

Na sequência deste trabalho, no capítulo 3 descrevem-se os fundamentos teóricos do método MT, premissas utilizadas e equações básicas usadas pelos programas de processamento na obtenção do modelo de condutividade elétrica na região de estudo. Neste capítulo apresentam-se os resultados das respostas MT; curvas de resistividade, fase e vetores de indução. Em seguida no capítulo 4 descreve-se o procedimento para a obtenção do strike geoeletrico e os resultados obtidos, logo apresentam-se, no capítulo 5, os procedimentos da inversão dos dados assim como os resultados. Por último, o capítulo 6 apresentam-se as conclusões e discussões.

## 1.1 Aspectos geográficos e geológicos da Bacia do Paraná

A bacia de Paraná ocupa grande parte do sul-sudeste do Brasil, englobando também porções do nordeste da Argentina, leste do Paraguai e norte de Uruguai (Figura 1.2)

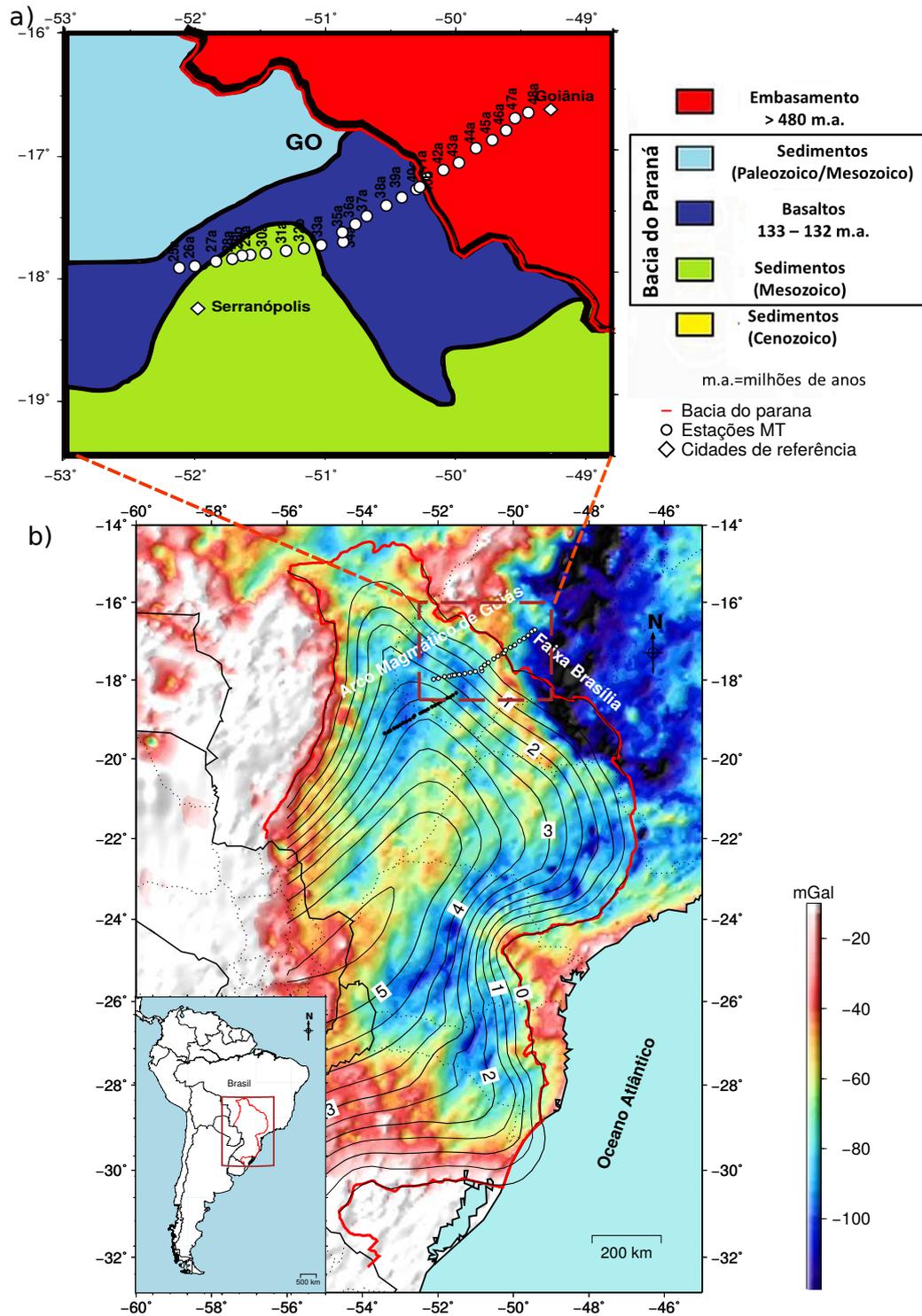


Figura 1.2: a) Mapa geológico da área de estudo. Modificado de Milani (1997). b) Mapa de localização geográfica da Bacia de Parana e área de estudo sobrepostos ao mapa de anomalia Bouguer. Os pontos pretos cerca do perfil de estudo representam o perfil MT de Bologna et al. (2013).

abrangendo uma área superior a  $1.600.000 \text{ km}^2$ . Ela é uma bacia intra-cratônica de idade siluro-ordoviciano preenchida por uma grande sequência sedimentar e por um expressivo

pacote de rochas vulcânicas que cobre cerca de 70 % da sua superfície. Sua profundidade excede os 6000 m no seu depocentro.

Segundo Milani e Ramos (1998); Milani et al. (2007), seis unidades alostratigráficas de segunda ordem ou supersequências definem o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná. Estas unidades são Rio Ivaí (Ordoviciano- Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana I (Meso a Neotriássico), Gondwana I (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas. As unidades formais da litoestratigrafia, formações e membros comumente utilizados na descrição do arranjo espacial dos estratos da bacia, inserem-se como elementos particularizados neste arcabouço alostratigráfico de escala regional .

## 1.2 Caracterização da área de estudo

Na área de estudo mostrada na Figura 1.2, o perfil MT cruza varias feições geofísicas. A extremidade sudoeste do perfil (próxima à cidade de Serranópolis) cruza um baixo gravimétrico com orientação N-S. Á oeste, outro baixo gravimétrico similar foi interpretado por Vidotti et al. (1998) como devido a um gráben soterrado sob as sequências sedimentares da bacia a uma profundidade média de 3 km e de direção geral norte-sul.

Rumo ao nordeste, o perfil atravessa um importante gradiente gravimétrico linear que na região de Goiás, ao norte da área de estudo, coincide espacialmente com o Arco Magmático de Goiás. Este gradiente foi interpretado por Molina e Ussami (1989) como associado à presença de material de alta densidade na crosta médio-inferior, proveniente provavelmente do manto superior.

Atravessando o gradiente gravimétrico, o perfil adentra nas rochas metassedimentares da Faixa Brasília. Seu término é próximo da cidade de Goiânia.

## Fundamentos teóricos do método magnetotelúrico (MT)

O método MT, descrito independentemente por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), tem como objetivo determinar a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície através da medida da variação temporal das componentes horizontais, mutuamente ortogonais, dos campos elétrico ( $E_x$ ,  $E_y$ ) e magnético ( $H_x$ ,  $H_y$ ) naturais sobre a superfície da Terra.

O método MT usa como fonte de sinais os campos eletromagnéticos (EM) naturais variáveis produzidos primariamente por tempestades elétricas globais (períodos menores que 1 s) e pela interação do vento solar com a magnetosfera terrestre (períodos maiores que 1 s).

Os campos magnéticos primários vão penetrar o interior terrestre e induzem campos elétricos (também chamados telúricos) que, por sua vez, induzem campos magnéticos secundários. As componentes do campo elétrico total e o campo magnético são medidas na superfície da Terra. No caso do campo magnético todas as três componentes ( $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$ ) são medidas. A direção  $x$  tipicamente denota o norte (geográfico ou magnético) ou a direção paralela ao strike (no caso de Terra com estrutura 2-D), e  $z$  denota a direção vertical para baixo.

### 2.0.1 Indução eletromagnética na Terra

A propagação e atenuação dos campos EM são descritas pelas equações de Maxwell. Estas equações descrevem a relação entre os campos elétricos e magnéticos.

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

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

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

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_v \quad (2.4)$$

Nestas equações  $\vec{E}$  é o campo elétrico ( $V/m$ ),  $\vec{B}$  é a densidade de fluxo magnético ( $Wb/m^2$ ),  $\vec{H}$  é o campo magnético ( $A/m$ ),  $\vec{D}$  é a corrente de deslocamento elétrico,  $\rho_v$  é a densidade volumétrica de carga e  $\vec{J}$  é a densidade de corrente ( $A/m^2$ ).

A equação (2.1) representa a lei de Faraday, que estabelece que o campo elétrico induzido é proporcional à variação no tempo do fluxo magnético. Na equação (2.2), a lei de Ampère modificada (depois de Maxwell) relaciona o campo magnético com a densidade de corrente elétrica e a corrente de deslocamento elétrico. A equação (2.3), lei de Gauss para o magnetismo, estabelece a não existência de monopolos magnéticos. A equação (2.4), lei de Gauss para a eletricidade, mostra que o campo elétrico é o resultado da distribuição de carga elétrica.

Para um meio linear e isotrópico de condutividade  $\sigma$ , permeabilidade magnética  $\mu$  e permissividade elétrica  $\epsilon$ , três relações são mantidas:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.5a)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (2.5b)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.5c)$$

No interior da Terra, devido ao fato que as variações de permissividade dielétrica  $\epsilon$  e permeabilidade magnética  $\mu$  para a maioria de rochas são muito pequenas em comparação com as variações da condutividade elétrica  $\sigma$ , pode-se usar os valores do espaço livre para ambos  $\mu$  e  $\epsilon$ , e portando estes parâmetros ficam como  $\epsilon = \epsilon_0 = 1.25566 \times 10^{-6} H/m$ ,  $\mu = \mu_0 = 8.85 \times 10^{-12} F/m$ . Usando as equações (2.5a), (2.5b) e (2.5c), as equações de

Maxwell podem ser reescritas como:

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (2.6)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.7)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad (2.8)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho_v}{\epsilon_0} \quad (2.9)$$

### 2.0.2 Premissas do método MT.

De acordo com Simpson e Bahr (2005) ao usar o método MT as seguintes suposições devem ser consideradas no caso de propagação de ondas EM no interior da Terra:

1. As equações de Maxwell são obedecidas.
2. A Terra não gera energia EM; somente a dissipa ou absorve.
3. A fonte de campo EM natural usado em MT é gerado por sistemas de correntes ionosféricas de grande-escala. O origem destes sistemas de correntes está longe da superfície da Terra de forma que o campo EM pode ser tratado como uma onda uniforme, plano-polarizada penetrando quase verticalmente o interior terrestre. Para ondas EM planas, os campos elétrico  $\vec{E}$  e magnético  $\vec{H}$  com amplitudes  $E_0$  e  $H_0$  tem a forma matemática:

$$\vec{E} = E_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.10a)$$

$$\vec{H} = H_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.10b)$$

onde  $\omega$  e  $k$  são a frequência angular e o número de onda do sinal eletromagnético respectivamente.

4. Acumulação de cargas livres não é esperada ser mantida dentro de uma Terra estratificada. Em uma Terra multi-dimensional, as cargas são acumuladas ao longo das descontinuidades.
5. A carga é conservada e a Terra se comporta como um condutor ôhmico, obedecendo a equação  $\vec{j} = \sigma \vec{E}$ .

6. Considerando os períodos de interesse das sondagens MT ( $10^{-5} - 10^5$  s), os campos que satisfazem as equações (2.6) e (2.7) variam no tempo de forma suficientemente lenta tal que correntes de deslocamento são desprezíveis em relação as correntes de condução.

### 2.0.3 Equações básicas da propagação de ondas EM no interior da Terra

Aplicando o operador rotacional da equação diferencial (2.6) e substituindo  $\nabla \times \vec{H}$  da equação (2.7), tem-se que:

$$\begin{aligned}\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) &= -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) \\ &= -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \left( \sigma \vec{E} + \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right)\end{aligned}\quad (2.11)$$

Tomando o rotacional da equação (2.7) e substituindo  $\nabla \times \vec{E}$  da equação (2.6), tem-se:

$$\begin{aligned}\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) &= -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) \\ &= -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \left( \sigma \vec{H} + \epsilon_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \right)\end{aligned}\quad (2.12)$$

Usando a identidade vetorial  $\nabla \times (\nabla \times \vec{V}) \equiv (\nabla \cdot \vec{V}) - \nabla^2 \vec{V}$ , a equação (2.8) e considerando que a densidade de carga total  $\rho_v$  no interior da Terra é zero <sup>1</sup>, as equações (2.11) e (2.12) ficam como

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \left( \sigma \vec{E} + \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right)\quad (2.13)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = \mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \left( \sigma \vec{H} + \epsilon_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \right)\quad (2.14)$$

Considerando a suposição número 3; usando a onda plana com o termo de dependência harmônica no tempo  $e^{i\omega t}$  (com  $\omega = 2\pi f$  a frequência angular em  $Hz$ ), podemos avaliar as derivadas de  $\vec{E}$  e  $\vec{H}$  em relação ao tempo nas equações (2.13) e (2.14)

$$(\nabla^2 - \gamma^2) \vec{E} = 0\quad (2.15)$$

<sup>1</sup> Ver eq (2.9);  $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ .

$$(\nabla^2 - \gamma^2)\vec{H} = 0 \quad (2.16)$$

Onde  $\gamma$  denota o **número de onda complexo**

$$\gamma^2 = i\omega\mu_0\sigma - \omega^2\mu_0\epsilon_0 = k^2 - \kappa^2 \quad (2.17)$$

Em um meio homogêneo, a faixa de frequências usadas em MT fazem com que a constante de propagação  $k$  (em  $m^{-1}$ ) tome maior importância devido ao fato que  $\sigma \gg \epsilon_0\omega$  (suposição número 6). Portanto a equação (2.17) fica como

$$\gamma^2 = i\omega\mu_0\sigma = k^2 \quad (2.18)$$

(2.18) torna as equações (2.15) e (2.16) como

$$(\nabla^2 - k^2)E = 0 \quad (2.19)$$

$$(\nabla^2 - k^2)H = 0 \quad (2.20)$$

As equações (2.19) e (2.20) tem a forma de equações de difusão em termos dos campos elétrico e magnético variáveis no tempo. Assim, a onda EM se propaga difusivamente através do interior da Terra dissipando-se exponencialmente (Weaver, 1994).

#### 2.0.4 Profundidade pelicular

O fator de difusão que descreve a profundidade de penetração dos campos em um meio homogêneo é conhecido como profundidade pelicular (em inglês *skin depth*). Pela constante de propagação (2.18), temos que:

$$k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma} = \sqrt{i}\sqrt{\omega\mu_0\sigma} = \frac{1+i}{\sqrt{2}}\sqrt{\omega\mu_0\sigma} = (1+i)\sqrt{\omega\mu_0\sigma/2} \quad (2.21)$$

a equação (2.21) mostra que o número de onda tem partes real e imaginária iguais. A parte real é:

$$Re(k) = \frac{1}{\delta} \quad (2.22)$$

onde  $\delta = \sqrt{2/\omega\mu_0\sigma}$  é conhecido como profundidade pelicular e descreve a profundidade na qual a amplitude do sinal é reduzida a  $1/e$  de seu valor na superfície. Com a resistividade<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Resistividade é a medida da oposição de um material ao fluxo de corrente (Telford et al., 1990).

em  $\Omega$   $m$  e o período em  $s$ , a profundidade pelicular é dado em  $m$ :

$$\delta \approx 500\sqrt{\rho T}. \quad (2.23)$$

Embora tenha sido definido para um meio homogêneo, seu uso pode ser estendido para casos heterogêneos (Telford et al., 1990).

### 2.0.5 Funções de Transferência Magnetotelúricas

Denominam-se funções de transferência magnetotelúricas (ou respostas magnetotelúricas) as funções que correlacionam as diferentes componentes do campo EM em um determinado período ou frequência. A razão entre as componentes ortogonais dos campos elétricos e magnéticos definem um parâmetro chamado impedância MT

$$Z(\omega) = \frac{E(\omega)}{H(\omega)} [\Omega] \quad (2.24)$$

A difusão de uma onda plana em uma frequência particular depende somente das propriedades elétricas do meio. Portanto elas caracterizam a distribuição de condutividade dos materiais em subsuperfície de acordo com a frequência medida.

A partir da função de transferência MT (chamada de tensor de impedância MT ( $Z$ )) pode-se derivar a resistividade e fase. De forma similar, podemos definir também funções de transferência geomagnéticas, normalmente apresentadas em forma de vetores de indução. Estas duas funções de transferência são as principais grandezas usadas na interpretação de dados MT.

#### 2.0.5.1 O Tensor de impedância MT

As componentes ortogonais-horizontais dos campos elétrico e magnético, em uma certa frequência ( $\omega$ ), são linearmente relacionadas pela expressão:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \text{ou} \quad E = ZH \quad (2.25)$$

onde  $E$  é o campo elétrico medido em  $mV/km$ ,  $H$  o campo magnético em  $nT$ .  $Z$  é o tensor de impedância complexa, que possui uma parte real e uma imaginária. Portanto, cada componente do tensor,  $Z_{ij}$ , tem associada uma magnitude e uma fase dados por

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij}|^2 \quad [\Omega \cdot m] \quad (2.26)$$

onde  $\rho_{a,ij}$  é a resistividade aparente <sup>3</sup> com  $i, j = x, y$ , e

$$\phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left\{ \frac{Im[Z_{ij}]}{Re[Z_{ij}]} \right\} [^\circ] \quad (2.27)$$

Maiores detalhes sobre o método MT podem ser encontrados em Kaufman e Keller (1981), Vozoff (1991) e Simpson e Bahr (2005).

### 2.0.5.2 Função de Transferência Geomagnética (tipper, $T$ ) e vetor de indução

Outra relação linear dos campos electromagnéticos é a relação entre a componente vertical do campo magnético  $H_z$  e as componentes horizontais  $H_x$ ,  $H_y$ , a qual é escrita como:

$$H_z(\omega) = (T_{zx}(\omega) \quad T_{zy}(\omega)) \cdot \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (2.28)$$

onde  $T_{zx}$  e  $T_{zy}$  constituem as funções de transferência geomagnética verticais. Eles descrevem em que medida os componentes magnéticos horizontais estão inclinados em relação às componentes verticais. Segundo (Vozoff, 1991),  $T_{zx}$  e  $T_{zy}$  são chamados de tipper.

Uma quantidade importante derivada das funções de transferência geomagnéticas é o vetor de indução. Usando a convenção de Parkinson a amplitude e o ângulo da parte real do vector de indução são calculados como:

$$\text{amplitude} = \sqrt{Re(T_{zx})^2 + Re(T_{zy})^2} \quad (2.29)$$

$$\hat{\text{ângulo}} = \arctan \left[ \frac{Re(T_{zy})}{Re(T_{zx})} \right] \quad (2.30)$$

Na convenção de Parkinson os vetores de indução real apontam para regiões com maior condutividade. Os vetores de indução são comumente usados para identificar contrastes laterais de condutividade na subsuperfície.

<sup>3</sup> Média de resistividade equivalente a um semi-espaco uniforme (Simpson e Bahr, 2005).

## 2.0.6 Dimensionalidade das Estruturas da Terra

As respostas MT dependem da distribuição espacial da resistividade elétrica no meio estudado. Essas distribuições espaciais são conhecidas como estruturas geoeletricas (dimensionalidades), e podem ser classificadas em unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D). No processo de interpretação dos dados MT conhecer que tipo de dimensionalidade mostram estes dados é de muita importância, pois seu conhecimento condiciona a escolha da interpretação quantitativa a ser realizada.

### 2.0.6.1 Terra Unidimensional (1-D)

Uma Terra 1-D é aquela na qual as resistividade variam somente com a profundidade. Se a resistividade é a mesma em qualquer direção, os campos EM são mutuamente ortogonais e se acoplam linearmente pelo tensor de impedância MT ( $Z$ ).

Em um ambiente 1-D, os elementos da diagonal principal do tensor de impedância serão nulos ( $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ ) enquanto que os elementos da diagonal secundária serão iguais ( $Z_{xy} = -Z_{yx}$ ), a menos de um sinal. Portanto, a equação (2.25) fica como

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \text{ou} \quad E = Z_{1D}H \quad (2.31)$$

### 2.0.6.2 Terra Bidimensional (2-D)

No caso de uma Terra bidimensional (2-D), a resistividade varia com a profundidade e ao longo de uma das direções horizontais enquanto que a outra direção é constante. Essa direção horizontal ao longo da qual a condutividade é constante é conhecida como *strike geoeletrico* ou simplesmente *strike*.

Considerando o cálculo dos elementos da impedância principal,  $Z_{xy}$  e  $Z_{yx}$ , com as componentes dos campos elétrico e magnético projetados em um sistema coordenado X,Y,Z com seus eixos perpendiculares e paralelos ao *strike* da estrutura 2-D, a propagação da onda EM no interior da Terra pode ser separada em dois modos diferentes; TE (*transversal electric*) e TM (*transversal magnetic*).

Nos modos TE e TM, as correntes elétricas fluem paralelas e perpendicular ao *strike* da estrutura geoeletrica 2-D, respectivamente. Na Figura 2.1 mostra-se uma representação

destes modos com as componentes dos campos e suas respectivas dependências com relação às direções.

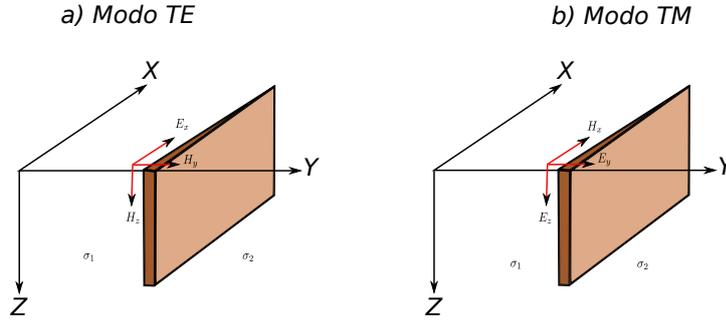


Figura 2.1: Modos de propagação das ondas eletromagnéticas.

O tensor  $Z$  expresso num referencial não alinhado com o strike pode ter todos seus elementos diferentes e não nulos ( $Z_{xx} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq Z_{yy} \neq 0$ ). No entanto, se o tensor é adquirido ou rotacionado em uma direção coincidente com o strike, as novas componentes da diagonal principal são nulas,  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ , e as componentes da diagonal secundária são  $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ , reduzindo o tensor da equações (2.25) a:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \text{ou} \quad E = Z_{2D}H \quad (2.32)$$

Os valores de resistividade aparente e fase  $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ,  $\phi_{xy}$ ,  $\phi_{yx}$  obtidas através das componentes do tensor 2.32 são renomeados como  $\rho_{TE}$ ,  $\rho_{TM}$ ,  $\phi_{TE}$ ,  $\phi_{TM}$  respectivamente.

### 2.0.6.3 Terra Tridimensional (3-D)

Numa Terra 3-D onde a resistividade varia nas três direções, x, y e z, todos os elementos do tensor de impedância são não nulos e diferentes entre si, impossibilitando encontrar uma direção para o qual os elementos principais se anulem.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \text{ou} \quad E = Z_{3D}H \quad (2.33)$$

Maiores informações podem ser encontradas em Vozoff (1991) e em Groom e Bailey (1989).

Geralmente a dimensionalidade dos dados depende da escala (Simpson e Bahr, 2005). Considere uma anomalia condutiva 3-D dentro de uma Terra uniforme. Para sondagens

de períodos curtos, nos quais os skin depth's são pequenos comparados com a dimensão da anomalia, as funções de transferência são 1-D. Se o período de sondagem aumenta, a escala de comprimento eventualmente se estende o suficiente para envolver uma das bordas da anomalia, e as funções de transferência apareceram 2-D. Se o período da sondagem aumenta ainda mais, os efeitos de todas as bordas da anomalia serão incorporados nas funções de transferência, resultando em respostas 3-D. Para períodos suficientemente longos, tal que o skin depth seja muito maior que as dimensões da anomalia, a resposta indutiva da anomalia torna-se fraca, mas a resposta galvânica persiste criando uma distorção independente da frequência nas funções de transferência MT conhecida como efeito estático (Simpson e Bahr, 2005).

### 2.0.7 Efeito estático e static shift

O efeito estático é o fenômeno causador do deslocamento estático ( ou em inglês *static shift* ) que é definido como um deslocamento da resistividade aparente por um fator independente da frequência que se manifesta na prática como um deslocamento da curva de  $\rho_a$  paralelo (para cima ou para baixo) de seu valor verdadeiro. Este fenômeno é causado por contraste de condutividade multidimensionais (heterogeneidades) tendo profundidades e dimensões menores que a profundidade de penetração dos campos EM (Simpson e Bahr, 2005).

Se as heterogeneidades são mais condutivas que o material ao redor, o campo elétrico total é reduzido. Se as heterogeneidades são mais resistivas causam uma amplificação do campo elétrico total (Jiracek, 1990). Devido ao fato que, tanto  $\rho_{TE}$  como  $\rho_{TM}$ , são linearmente dependentes das componentes do campo elétrico  $E_x$  e  $E_y$ , respectivamente, as curvas dos modos  $\rho_{TE}$  e  $\rho_{TM}$  serão deslocadas por um fator real, para acima no primeiro caso e para abaixo no segundo. As curvas de fases correspondentes, entretanto, não são afetadas pelo static shift pois o efeito estático é independente do tempo e muda somente a amplitude do campo elétrico total sem mudar sua fase em relação ao campo magnético.

## Metodologia

A metodologia aplicada no desenvolvimento deste trabalho envolve o levantamento geofísico de campo, o processamento de dados MT, o análise da dimensionalidade e a aplicação de técnicas de inversão para obtenção de um modelo bidimensional de condutividade elétrica. Devido à importância da análise de dimensionalidade e da inversão dos dados eles serão tratados em capítulos separados.

### 3.1 Instrumentação e coleta de dados

Os dados MT deste trabalho foram coletados através de sistemas MT de banda larga GMSO6 e GMSO7 (Metronix GmbH) pertencentes ao Grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE. Estes sistemas utilizam eletrodos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo e sensores magnéticos do tipo bobina de indução para as medidas das componentes eletromagnéticas. A unidade de aquisição abrange uma faixa espectral entre  $0.0008 - 1024$  s.

Cada componente do campo elétrico ( $E_x$ ) e ( $E_y$ ) foi obtida medindo-se a diferença de potencial entre pares de eletrodos separados tipicamente por  $100$  m e alinhados nas direções norte-sul e leste-oeste (no sistema de coordenadas geomagnéticas), respectivamente. Além das componentes horizontais ( $H_x, H_y$ ) registrou-se também a componente vertical  $H_z$  em todas as estações. O arranjo de campo é mostrada na Figura. 3.1. A base de dados usada neste trabalho consiste de um conjunto de 26 estações MT de banda larga separadas entre si por  $13$  km em média e dispostas ao longo de um perfil de  $340$  km de direção geral NE-SW (Figura 3.2). Os dados foram coletados por o Grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com cada estação coletando dados por

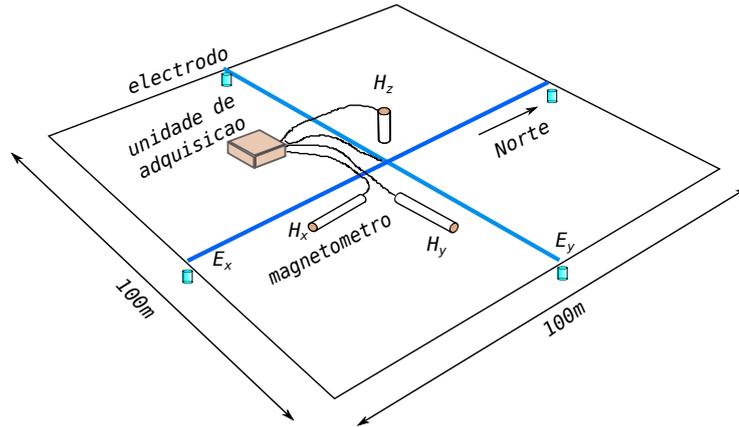


Figura 3.1: Montagem básica usada para a técnica MT.

um intervalo de 24 h ou 48 h.

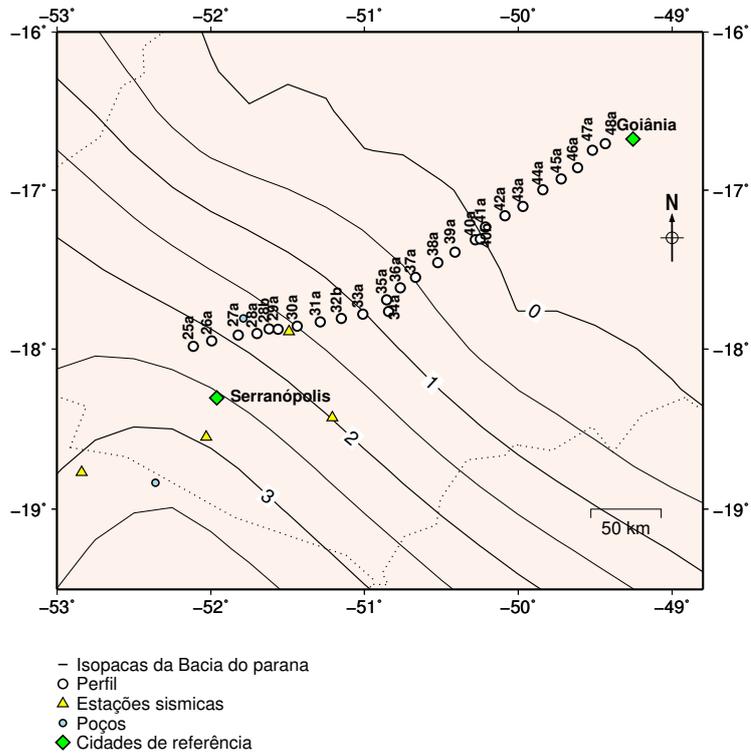


Figura 3.2: Mapa de localização das estações MT.

## 3.2 Processamento de dados

### 3.2.1 Aspectos gerais de processamento

O objetivo do processamento de dados MT é extrair de sinais ruidosos um conjunto de funções repetíveis e suaves representando a resposta da Terra . Neste trabalho estas funções correspondem às impedâncias, das quais se obtém as curvas de resistividade aparente e fase, e ao tipper ( funções de transferência do campo magnético) do qual obtém-se vetores de indução. Inicialmente, cada componente eletromagnética medida (série temporal) é subdividida em segmentos (ou janelas), cuja tamanho é um compromisso entre o maior período que se deseja extrair e a resolução e erro das estimativas. Em geral, quanto maior a frequência de amostragem maior deve ser a quantidade de amostras em cada segmento para se fazer a análise espectral. No entanto, na prática, tal valor não é fixo, e cabe ao usuário avaliar diferentes janelas (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 - Tamanhos das janelas de processamento de acordo com a frequência de amostragem.

Banda	Frequência de amostragem	Janelas usuais
<b>A</b>	40960	4096, 8192, 16384, 32768, 65536
<b>B</b>	4096	1024, 4096, 8192, 16384
<b>C</b>	64	64, 128, 256, 1024
<b>D</b>	2	64,128

Em seguida, remove-se a média e a tendência linear de cada segmento e aplica-se uma janela para suavizar seus extremos. <sup>1</sup>.

O processamento MT é realizado normalmente no domínio da frequência . A conversão é realizada através da Transformada de Fourier Discreta (FFT) ou, alternativamente, pela técnica “*cascade decimation*”. Posteriormente, perfaz-se uma suavização dos espectros em torno de frequências-alvo, tipicamente de 6 a 8 por década de período distribuídas equiespaçadamente na escala logarítmica. Assim, para cada segmento obtém-se uma matriz espectral contendo espectros cruzados e auto-espectros, os quais consistem do produto de componentes do campo eletromagnético com seus complexos conjugados e são empregados na estimativa das impedâncias. A forma convencional de se estimar os elementos de impedância é empregando-se a técnica de mínimos quadrados, conforme Sims et al. (1971).

<sup>1</sup> Isso é necessário para atenuar as distorções causadas por se trabalhar com séries temporais finitas

Tal técnica consiste em minimizar uma função ( $\Psi$ ) definida por

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

sendo N o número de observações em uma dada frequência e “\*” indica o valor complexo conjugado das componentes. A minimização é feita calculando-se as derivadas de  $\Psi$  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 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) costuma-se representar na notação matricial

$$(\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E}_x) = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H}) \hat{\mathbf{Z}}_x \quad (3.4)$$

onde,

$$\mathbf{H} = \begin{pmatrix} H_{x1} & H_{y1} \\ \vdots & \vdots \\ H_{xN} & H_{yN} \end{pmatrix} \quad (3.5)$$

$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} E_{x1} \\ \vdots \\ E_{xN} \end{pmatrix} \quad (3.6)$$

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = \begin{pmatrix} \hat{Z}_{xx} \\ \hat{Z}_{xy} \end{pmatrix} \quad (3.7)$$

e o símbolo  $\dagger$  representa a hermitiana da matriz e “^” indica o valor estimado de  $Z_x$ . Pela equação (3.4), pode-se escrever  $\hat{\mathbf{Z}}_x$  como

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E}_x) \quad (3.8)$$

Como a equação (3.8) contém auto-espectros do campo magnético, qualquer ruído presente nestas componentes será amplificado, causando uma estimativa tendenciosa das componentes  $Z_{ij}$  do tensor. Uma possível solução para esse problema é o uso de referência remota no qual basicamente se utilizam canais remotos (normalmente canais magnéticos) para o cálculo dos espectros cruzados da equação (3.8). Assim, temos:

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{E}_x) \quad (3.9)$$

sendo  $\mathbf{H}_R^\dagger$  as componentes magnéticas medidas remotamente. Um avanço em relação ao processamento por mínimos quadrados foi a introdução dos chamados métodos robustos introduzidos no processamento MT como um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados para minimização de funções erro. Estes métodos seguem procedimentos estatísticos que fazem com que, na presença de dados espúrios ou inadequações ao modelo estatístico, tais procedimentos reajam mais gradualmente a essas perturbações. Isto é conseguido atribuindo-se pesos que variam dentro de um processo iterativo e, assim, a equação (3.8) pode ser rescrita como

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{E}_x) \quad (3.10)$$

onde  $\mathbf{W}$  é uma matriz diagonal  $N \times N$  cujos elementos são os pesos atribuídos a cada subgrupo. Na primeira iteração, os parâmetros são estimados por mínimos quadrados, depois se calculam os resíduos, os quais são usados para o cálculo dos pesos. 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. A seguir obtém-se uma nova estimativa das impedâncias, repetindo-se esse processo, sucessivamente, até se obter a convergência.

O programa de processamento usado neste trabalho, **EMTF**, desenvolvido por Egbert (1997),

é composto por duas sub-rotinas chamadas **dnff** e **tranmt**. A primeira é usada para realizar à análise espectral para cada banda (A, B, C e D, ver tabela 3.1) nas diferentes janelas, de modo a estabelecer a janela que produziria curvas mais suaves de resistividade e fase visando aumentar a relação sinal/ruído. Na sequência, a sub-rotina **tranmt** é usada. Nesta se realiza tratamento estatístico robusto. O resultado desta etapa é a estimativa das componentes do tensor de impedância e a função de transferência geomagnética.

## 3.2.2 Resultados do processamento

### 3.2.2.1 Respostas MT: resistividade aparente, fase e vetores de indução

As respostas MT processadas mostram um comportamento suave e contínuo principalmente entre a faixa de período de 0.0001 a 400 s. (vide figuras no apêndice A), exceto em alguns trechos isolados do espectro que serão descritos em seguida.

Uma distorção verificada em algumas estações ocorre em períodos  $1.66 \times 10^{-2}$ , sendo causada, provavelmente, sinal eletromagnético artificial gerado em redes elétricas. O sinal desta frequência pode se somar aleatoriamente com o sinal MT e provocar falsas e abruptas variações nas respostas. Nas estações mostradas nas figuras A.1, A.2, A.3 do apêndice A pode se observar o efeito que produz esta distorção nas curvas de resistividade.

Outro tipo de distorção comumente presente nos dados desse trabalho é o ruído causado em torno de períodos de 1 s, devido à baixa razão sinal/ruído da região nomeada como banda morta. Porém, ela não afeta igualmente ambas direções das curvas MT. Em algumas estações como 033a e 037a a componente YX é a mais afetada (figura A.1), enquanto que em outra como, 34a e 40b (figura A.2) a componente XY é mais afetada. Outras estações, como a 26a, 28b, 36a, 39a, 44a, 45a, 46a, 47a e 48a (figuras A.1, A.2, A.3), mostraram ambas componentes afetadas. Contudo, as fases são bem menos afetadas que as resistividades aparentes, isto permitiu recuperar grande parte das informações contidas nas curvas de resistividade distorcidas, conforme será visto posteriormente na parte de inversão.

Para se ter uma ideia inicial da variação da resistividade elétrica com a profundidade utilizamos a **transformada Niblett-Bostick** (Jones, 1983). Este método permite a passagem dos dados do domínio da frequência para o domínio da profundidade a partir do conceito de profundidade pelicular (eq (2.23)) dos campos eletromagnéticos para converter as respostas MT (resistividade aparente e fase) em perfis de resistividade em função da profundidade sem a necessidade de modelagem numérica.

A Figura 3.3 mostra o empilhamento de todas as curvas após a aplicação transformada Niblett-Bostick. Para as estações dentro da bacia (Figura 3.3a), no modo xy, a resistividade aumenta gradualmente de  $10 - 40 \Omega m$  a uma profundidade de 20 m até valores entre  $60 - 100 \Omega m$  a uma profundidade de 100 m, onde começa a diminuir até  $20 \Omega m$  a um mínimo em 1 km (sedimentos pré-vulcânicos da bacia de Paraná). Depois mostra aumento em um intervalo de  $100 - 1000 \Omega m$  sendo o máximo de resistividade ( $1000 \Omega m$ ) à profundidade de

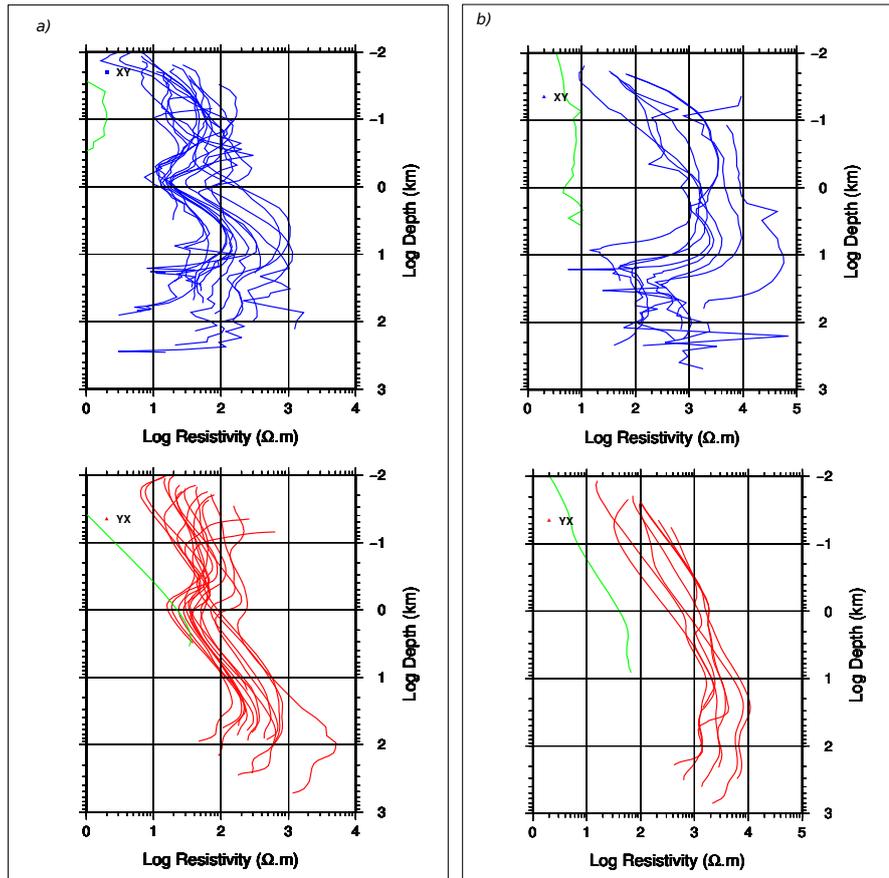


Figura 3.3: Gráfico do logaritmo da resistividade elétrica em função do logaritmo profundidade derivada da transformada Niblett-Bostick das respostas MT de todas as estações; a) dentro da bacia para as componentes xy e yx, b) fora da bacia para as componentes xy e yx.

10 km. Pode-se observar uma diminuição para valores de 20 e 300  $\Omega m$  para profundidades maiores a 10 km. A profundidade máxima de penetração deste modo é 200 km. Já para o modo yx, as curvas são mais suaves e possuem valores de resistividade no mesmo intervalo que o modo xy para profundidades < 1 km. Em profundidades maiores a resistividade fica entre 200-800  $\Omega m$ , alcançando valor máximo de resistividade em uma profundidade maior (60 km) que no modo xy. A profundidade máxima de penetração deste modo é 300 km. Para as estações na Faixa Brasília (Figura 3.3b), as curvas mostram notável aumento das resistividades em geral, como esperado. À profundidade de 20 m, mostram resistividades de 80-300  $\Omega m$  aumentando até valores de 10000  $\Omega m$  em profundidades de 10 km para o modo xy e 30 km para o yx. A profundidade máxima de penetração é de 300 km para ambos modos. Algumas das curvas, como as desenhadas de cor verde na Figura 3.3 (correspondem às estações 040a e 045a), mostram uma resposta muito diferente do resto, indicando possíveis distorções de static shift.

## 3.2.2.2 Pseudo-seções

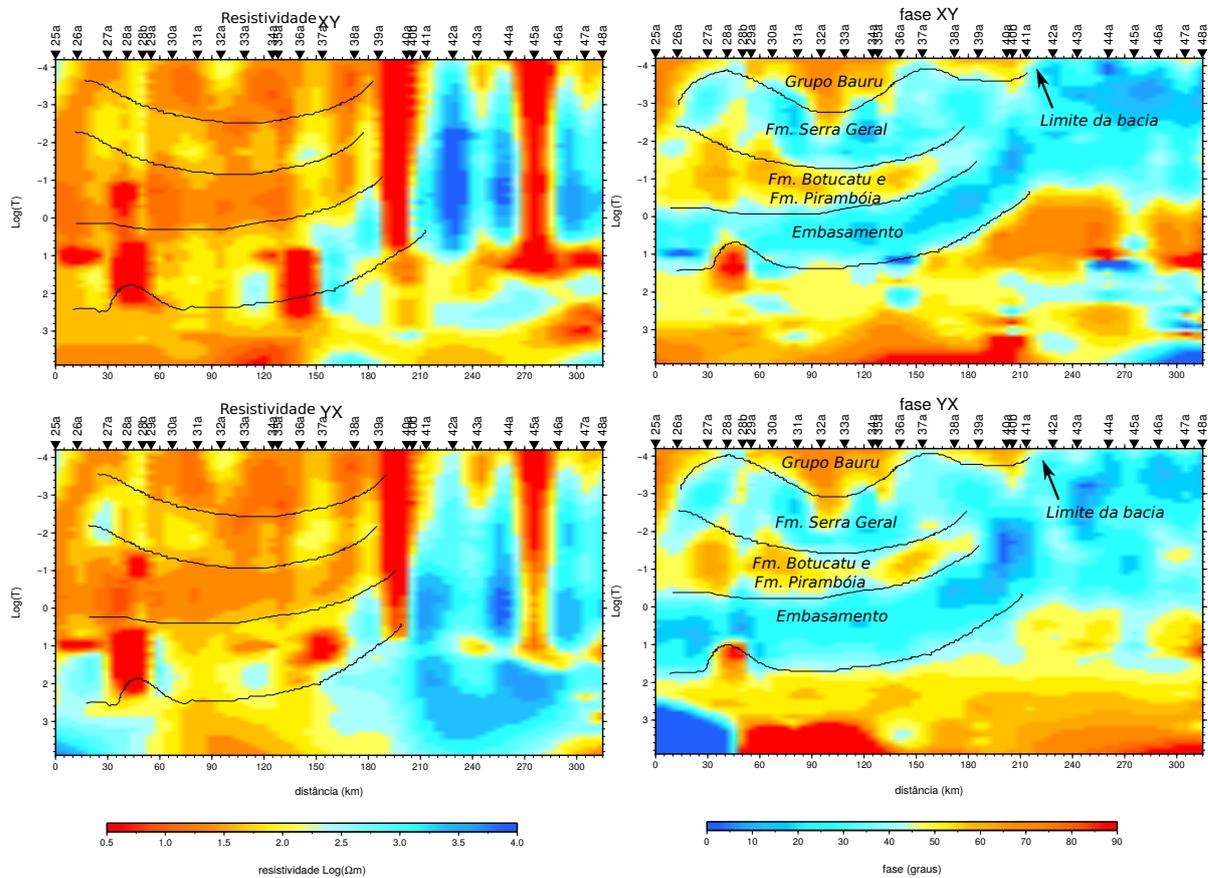


Figura 3.4: Pseudo-seções de resistividade e fase obtidas a partir das componentes xy e yx do tensor de impedância.

É usual apresentar as respostas de um perfil MT na forma de pseudo-seções. Estas consistem em seções de resistividade aparente e fase em função do período do sinal para todas as sondagens. Como as frequências têm relação próxima com a profundidade de medida, as pseudo-seções fornecem visualização aproximada da variação da resistividade aparente tanto lateralmente como em profundidade.

Nas pseudo-seções a posição das estações é disposta ao longo do eixo horizontal, os períodos no eixo vertical (em escala logarítmica) e os valores da resistividade aparente e fase são representados na interseção entre a localização das estações e cada um dos períodos amostrados. Os dados são então interpolados, fornecendo mapas da variação dos diferentes parâmetros MT.

A figura 3.4 mostra as pseudo-seções geoeletricas de resistividade e fase para os modos TM

e TE projetadas sobre uma reta que melhor aproxima a orientação do perfil MT mostrado na figura 3.2.

Na seções mostradas, se observa um contraste lateral de resistividade de grande escala (sobretudo na pseudo-seção de fase) dividindo o perfil em duas partes, na estação 41a. A parte SW mais condutiva mostrando de forma geral as estruturas da bacia e a parte NE resistiva mostrando valores de resistividade coincidentes com as rochas metassedimentares da Faixa Brasília.

Apesar das análises das pseudo-seções serem somente qualitativas, a observação conjunta dos dados MT brutos mostra as principais características geoeletricas da região, as quais serão modeladas quantitativamente nas etapas de inversão de dados. Em geral, observa-se uma zona mais superficial condutiva provavelmente associada aos arenitos do grupo Bauru seguida uma camada resistiva possivelmente associada aos basaltos da Formação Serra Geral sobreposta a uma zona relativamente condutiva, provavelmente correspondendo ao pacote sedimentar pré-vulcânico da bacia. logo se observa o contato desta camada com o embasamento geoeletrico da Bacia do Paraná.

### 3.2.2.3 Vetores de indução

Concentrações anômalas de correntes são produzidas nas proximidades de discontinuidades laterais de resistividade no interior da Terra. Uma maneira de detetar qualitativamente estas discontinuidades é utilizando os vetores de indução.

As Figuras 3.5 mostram os vetores de indução representativos para os distintos períodos utilizados neste trabalho. Neles pode-se observar que os vetores apresentam características distintas em cada parte do perfil MT.

A porção oeste, em geral, é caracterizada por amplitudes menores em relação à porção leste. Isto sugere que o meio sob essas estações é mais condutivo de uma forma geral. Em períodos em torno de 1 s, os vetores são quase nulos, indicando que as estruturas rasas são relativamente uniformes (1D). Para períodos mais longos (1-10s), os vetores da porção oeste apontam sistematicamente rumo a SW, numa direção aproximadamente paralela à do perfil MT. Isto é um indicativo de que as estruturas geoeletricas são aproximadamente 2D.

Na porção leste do perfil, ocorre um notável aumento na amplitude dos vetores. Para períodos em torno de 1 s os vetores apontam NW na borda da bacia, enquanto no restante

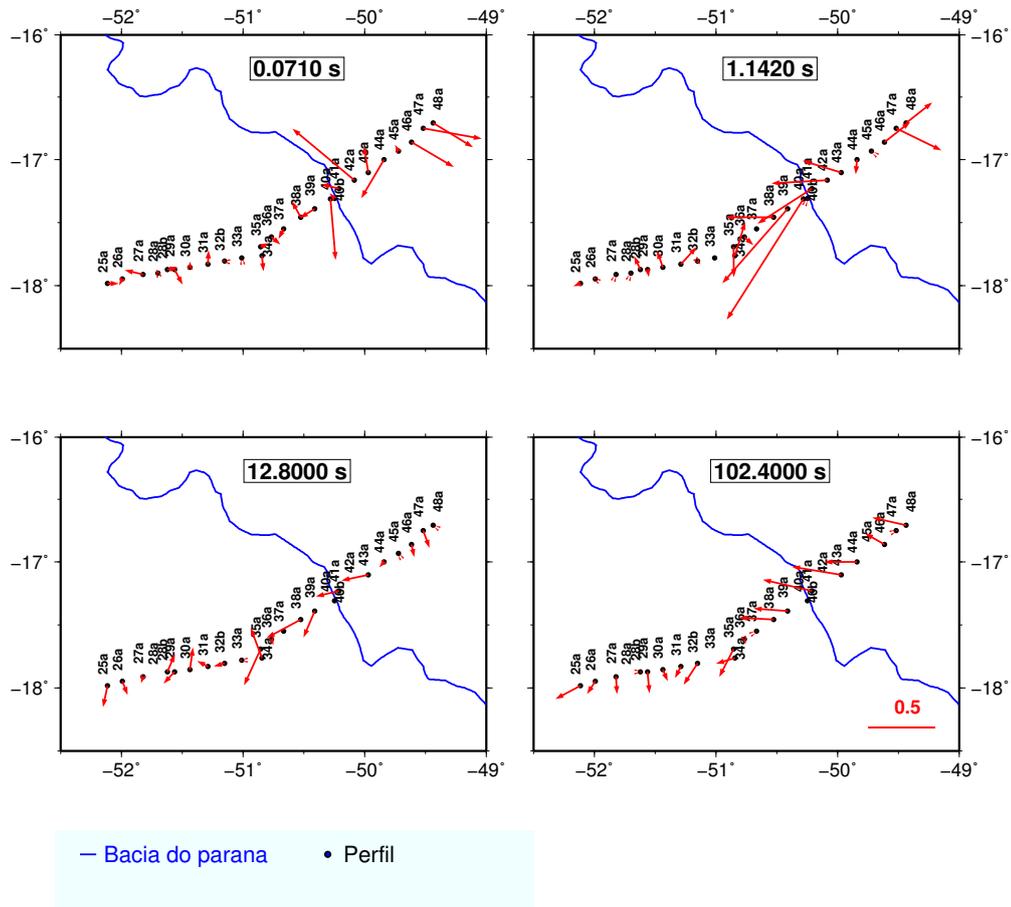


Figura 3.5: Vetores de indução para os períodos 0.0710, 1.1420, 12.8000 e 102.4000 s.

do perfil (na Faixa Brasília) há uma mudança abrupta na direção dos vetores, que passam a apontar para fora do perfil, rumo a SE. Isto caracteriza um comportamento mais complexo dos dados, possivelmente afetado por estruturas 3D. Tal direção é mantida em períodos mais longos, sugerindo que a estrutura fora do perfil é regional.

## Análise do strike geométrico

Um dos primeiros métodos usados para se determinar o strike geométrico consiste em rotacionar o tensor de impedância (vide eq (2.25)) por um ângulo que simultaneamente minimize e maximize os elementos das diagonais principal e secundária (Swift, 1967). Na prática, dados MT experimentais raramente têm os elementos da diagonal principal iguais a zero, seja pela presença de ruído nos dados ou pela presença de distorções causadas por estruturas de pequena escala (Simpson e Bahr, 2005).

Na seção 2.0.6.2 se discutiu como a dimensionalidade de uma anomalia condutiva depende da escala na qual a observamos. Quando o skin depth EM torna-se várias vezes maior que as dimensões da anomalia, sua resposta EM torna-se indutivamente fraca, mas continua tendo uma resposta não indutiva (comumente nomeada *galvânica*).

Dados EM contendo efeitos galvânicos podem ser descritos por um modelo de decomposição no qual os dados são compostos em uma resposta não indutiva própria de heterogeneidades multidimensionais com dimensões menores que a escala de comprimento indutiva (frequentemente descrita como local), e uma resposta própria de uma estrutura subjacente 1-D ou 2-D (frequentemente descrita como regional). Em tais casos, determinar o strike envolve decomposição do tensor de impedância medido em matrizes representando as partes indutiva e não indutiva. A parte indutiva é contida em um tensor composto de componentes que tem ambos magnitude e fase, enquanto a parte não indutiva exibe comportamento DC, e é descrito por um tensor de distorção cujas componentes devem ser reais e portanto independente da frequência (Simpson e Bahr, 2005).

Neste trabalho, analisamos o strike e a dimensionalidade dos dados adquiridos usando a técnica de **decomposição Groom-Bailey (GB)** mostrada na seção seguinte.

## 4.1 Técnica de Decomposição Groom-Bailey (GB)

A técnica de decomposição GB está baseada em um modelo de distorção galvânica no qual o tensor de impedância medido  $Z$  (vide eq (2.25)), assumindo que no sistema de coordenadas da estrutura regional 2-D, é dado:

$$Z = CZ_{2D} = C \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (4.1)$$

onde  $C$  é o tensor de distorção telúrico e  $Z_{2D}$  é o tensor de impedância da estrutura de condutividade 2-D regional.

No modelo GB a decomposição produz sete parâmetros por frequência, que são: a direção geolétrica regional  $\theta$  (ou *strike*) dos parâmetros descrevendo os efeitos de distorção local (*twist* e *shear*) que estão contidos no tensor de distorção telúrico  $C$ , e as partes real e imaginárias das impedâncias regionais  $Z_{xy}$  e  $Z_{yx}$ .

Finalmente, tem-se

$$Z(\omega) = R(\theta)TS = C \left\{ gA \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \right\} \quad (4.2)$$

Onde os operadores  $T$ ,  $S$  e  $A$  são *twist*, *shear* e *anisotropia local* respectivamente enquanto o escalar  $g$  é conhecido como ganho de sítio (*site gain*).

A anisotropia local e o ganho de sítio formam a parte indeterminada do tensor de distorção  $C$ . Devido a isso a decomposição incorpora ambos fatores ao tensor de impedância regional. Consequentemente as curvas de resistividade aparente são multiplicadas por um fator desconhecido, porém sem alterar sua forma (Groom e Bailey, 1989).

## 4.2 Procedimentos adotados e resultados

Na fase da determinação do strike regional, utilizou-se o código **strike**, desenvolvido por McNeice e Jones (2001), com o objetivo de estimar o strike geolétrico de forma estatisticamente mais consistente com a direção da estrutura geológica. Tal código pode efetuar a decomposição GB em cada estação MT individualmente, assim como efetuar a decomposição simultânea para obter um strike representativo de todos os dados.

A condição básica para verificar a validade da parametrização GB é observar se os parâmetros

da decomposição são independentes da frequência. Assim, o procedimento adotado inici-

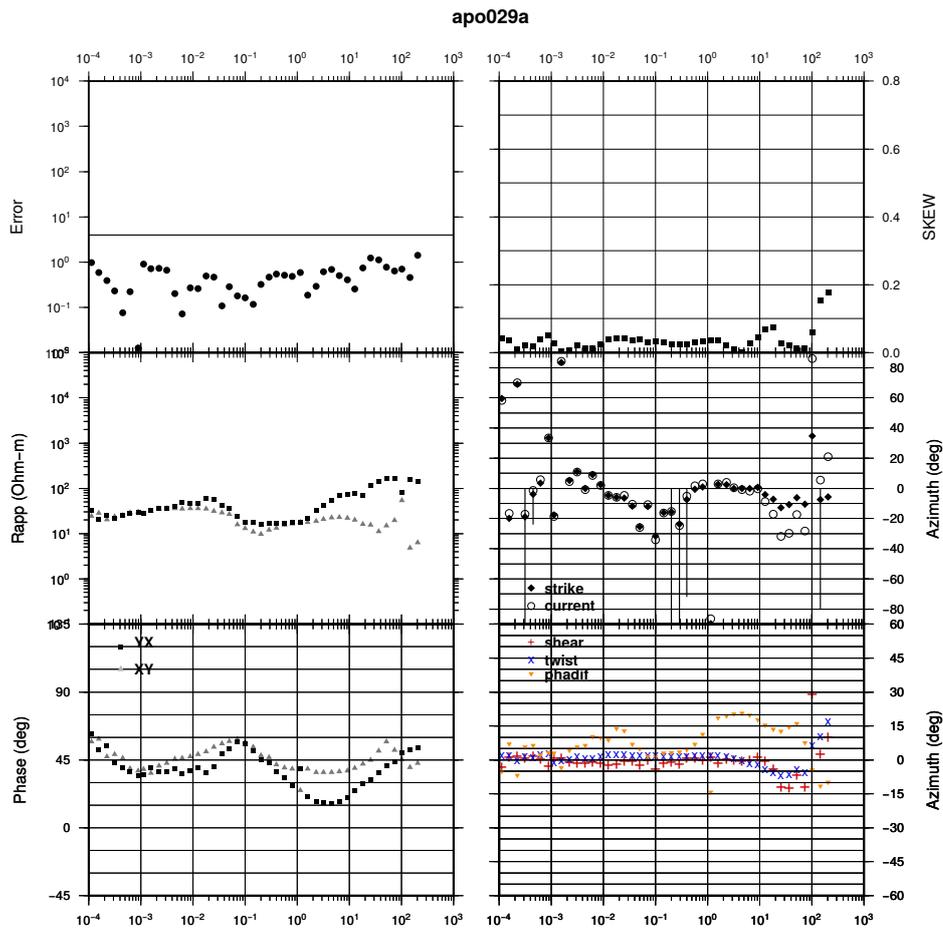


Figura 4.1: Decomposição GB obtida frequência por frequência da estação apo029a. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al., 1993).

almente consistiu em rodar o programa **strike** com todos os parâmetros (*shear*, *twist* e *strike*) variando livremente para todos os períodos. Isto é feito com o intuito de observar o comportamento geral dos parâmetros procurando identificar qual deles é mais estável ao longo de um grande intervalo de períodos. Um exemplo de tal procedimento é mostrado na Figura 4.1 para a estação apo029a. Como pode ser observado, os parâmetros *twist* e *shear* mostram maior estabilidade em uma ampla banda de períodos ( $10^{-4} - 10^1$ ) que o *strike*.

A seguir, o programa é rodado novamente com todos os parâmetros variando livremente para bandas de período de uma década. Desta forma, o programa calcula a média de cada parâmetro por cada banda de período. Os resultados expostos na Figura 4.2 mostram maior estabilidade nos parâmetros *twist* e *shear* em comparação ao *strike* como na etapa anterior.

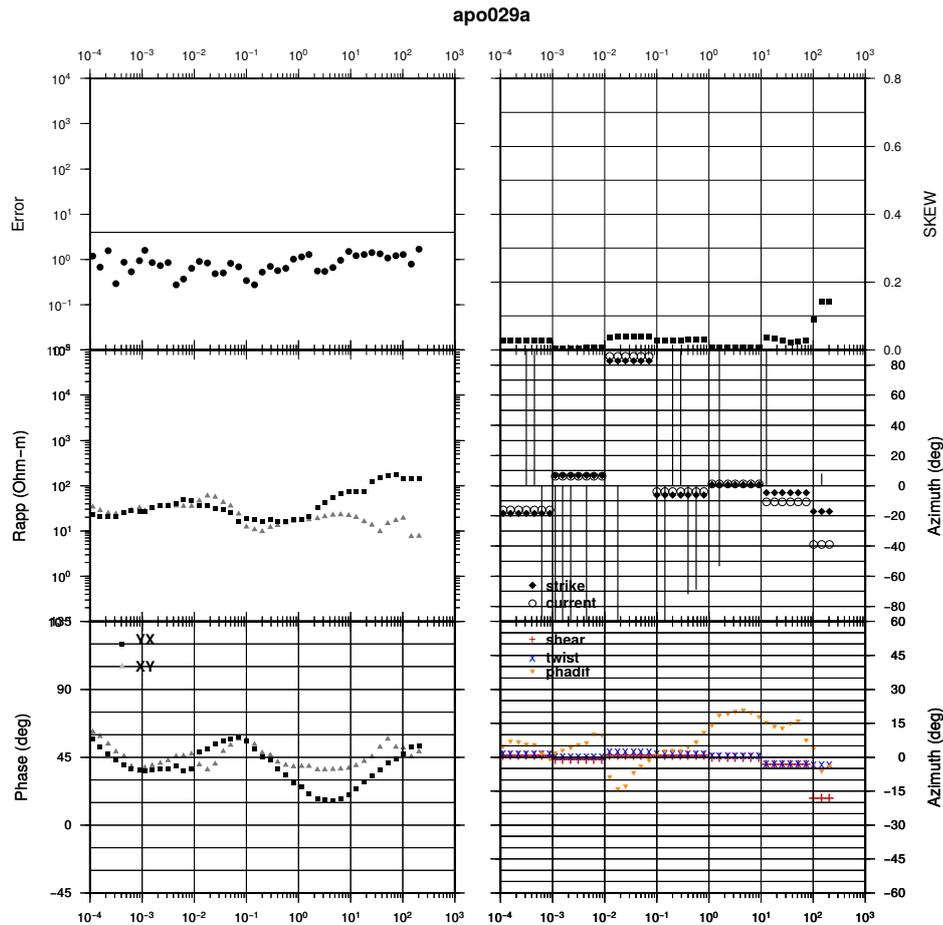


Figura 4.2: Exemplo do resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, efetuada década por década para a estação apo029a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al., 1993).

A Figura 4.3 mostra os strikes nas faixas de períodos de 1-10 s, 10-100 s e de 100-410 s sobre o mapa de anomalia Bouguer. Na maioria das estações, em períodos superiores a 1 s, o strike foi relativamente consistente ao longo do perfil. Também são plotados vetores de indução no períodos de 1.14 s, 12.80 s e 102.40 s. Como observado na Figura 4.3, vários vetores de indução apontam quase que perpendicularmente às barras dos strikes. Além disso, comparando-se estas observações com o mapa Bouguer nota-se que a direção dos strikes coincide aproximadamente com a direção geral das principais estruturas gravimétricas presentes na região.

Na etapa seguinte um desses parâmetros é fixado em seu valor estável, deixando os demais variando livremente de modo independente para todos os períodos (Figura 4.4). O procedimento é repetido até se obter os valores mais adequados para todos os parâmetros

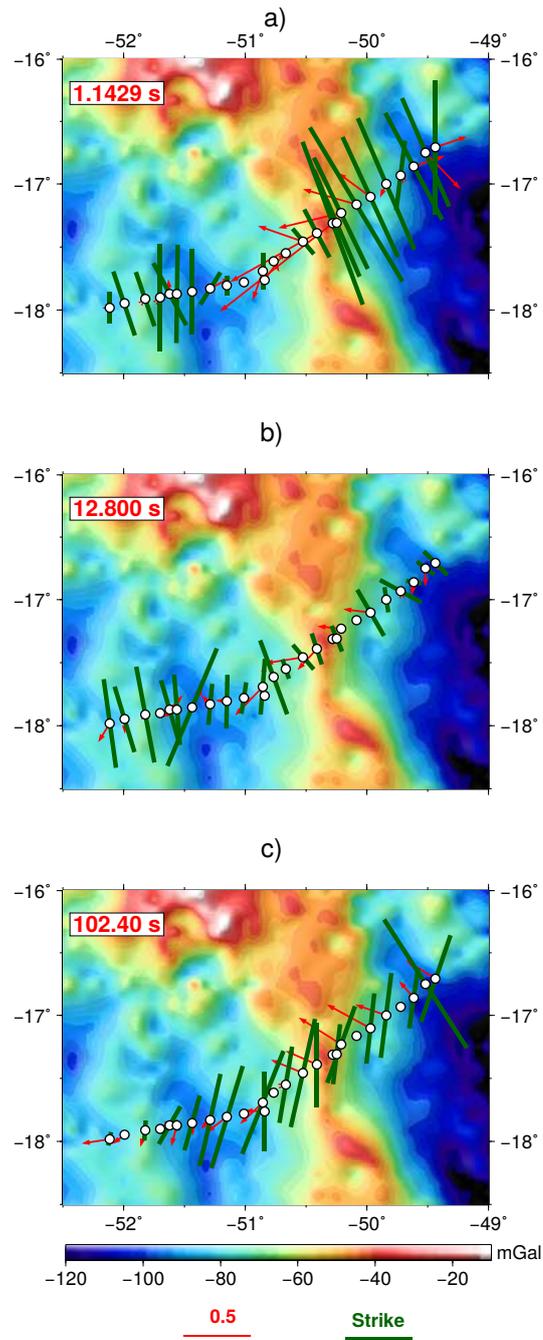


Figura 4.3: Azimutes dos strikes geolétricos a) de 1 a 10 s, b) 10 a 100 s, c) 100 a 410 s e vetores de indução a) 1.14 s, b) 12.80 s, c) 102.40 s sobrepostos ao mapa de anomalia Bouguer.

envolvidos para cada estação com o propósito de testar a estabilidade dos parâmetros e do azimute do strike.

O procedimento descrito acima foi realizado para todas as 26 estações do perfil estudado, obtendo-se um strike para cada uma delas. Seguidamente foi feita a decomposição incluindo todas as estações simultaneamente com um strike representativo obtido da decomposição

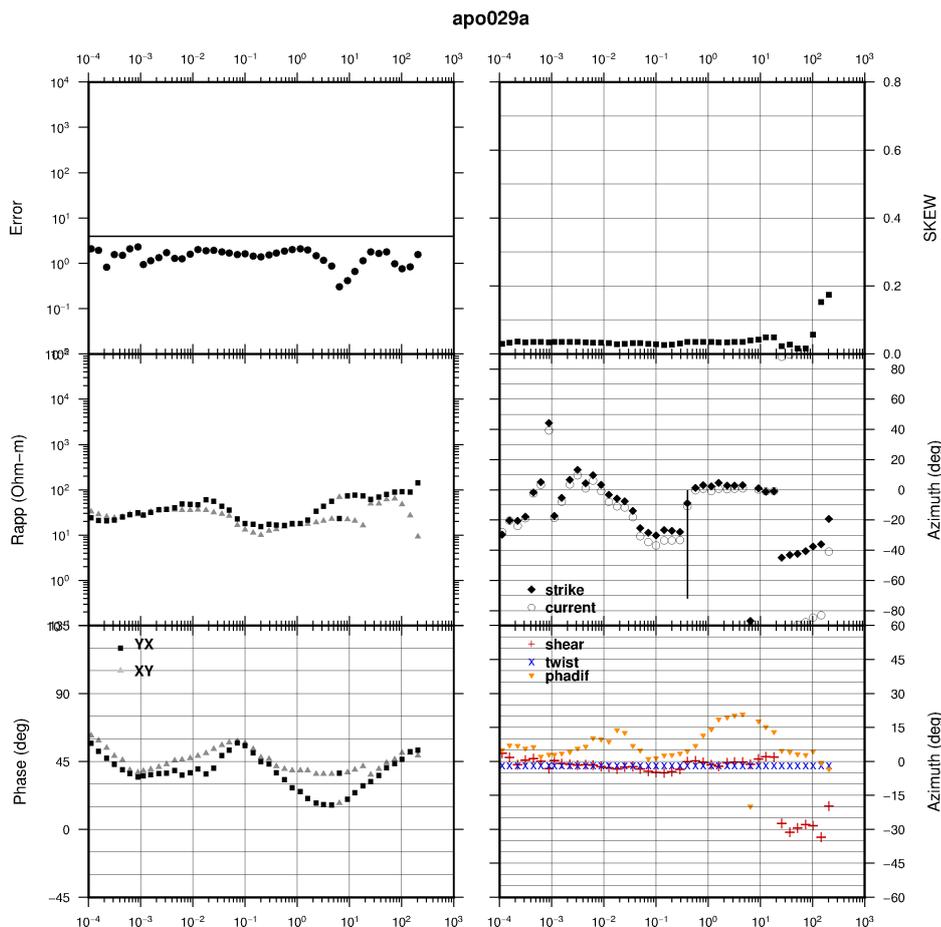


Figura 4.4: Resultado da decomposição do tensor MT obtido com o tensor de impedância medido, efetuada com o parâmetro *twist* fixo para a estação apo029a. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al., 1993).

por década e da variação de parâmetros GB para todas as estações.

O strike representativo escolhido para todo o perfil foi de  $13.5^\circ$  W (ou  $76.5^\circ$  E devido ao fato que o azimute do strike obtido pela decomposição GB possui uma ambiguidade de  $90^\circ$ <sup>1</sup>). Tal valor é consistente com aqueles determinados individualmente nas estações.

A remoção da ambiguidade do strike somente pode ser eliminada usando informações geofísicas ou geológicas independentes. No nosso caso, as principais informações independentes são provenientes de dados gravimétricos regionais e de vetores de indução dos próprios dados MT deste trabalho. (Figura 1.2 e figuras do apêndice B).

A figura 4.5 apresenta o resultado final da decomposição do tensor utilizando o strike representativo na estação 029a. A validade da decomposição também pode ser verificada

<sup>1</sup> Segundo Simpson e Bahr (2005) isto é devido a que a rotação por  $90^\circ$  só intercambia a posição dos dois elementos principais do tensor de impedância, equação 2.32.

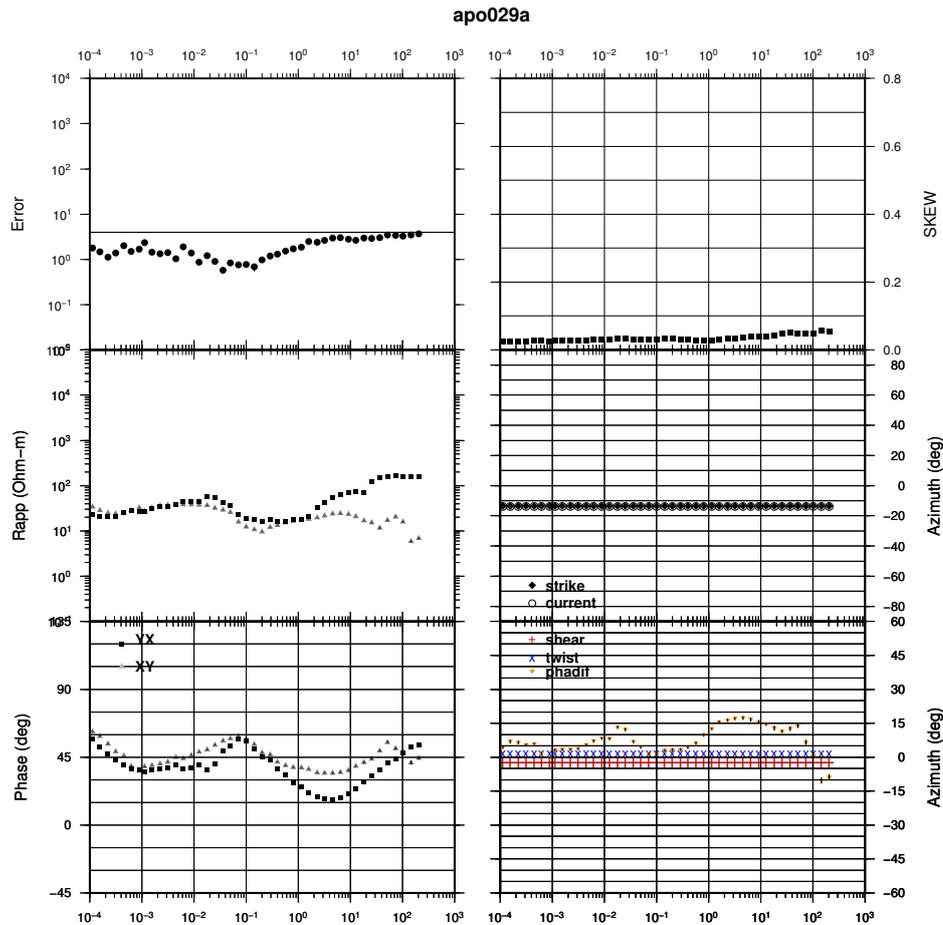


Figura 4.5: Resultado final da decomposição GB utilizando o valor de strike fixo de  $-13.5^\circ$  na estação apo029a

por meio da inspeção visual entre as impedâncias medidas e as modeladas mostradas na Figura 4.6. É possível observar que houve bom ajuste para as componentes  $Z_{xy}$  e  $Z_{yx}$  em toda faixa de períodos, enquanto que para as componentes  $Z_{xx}$  e  $Z_{yy}$  o ajuste é o esperado, valores cerca de zero. Os resultados da decomposição GB e das estimativas das componentes do tensor de impedância para as 26 estações estão no apêndice C. A decomposição GB permitiu a recuperação das funções de resposta (curvas de resistividade aparente e da fase) em suas coordenadas regionais corretas e, ao mesmo tempo, removeu as distorções telúricas associadas aos parâmetros de *twist* e *shear*.

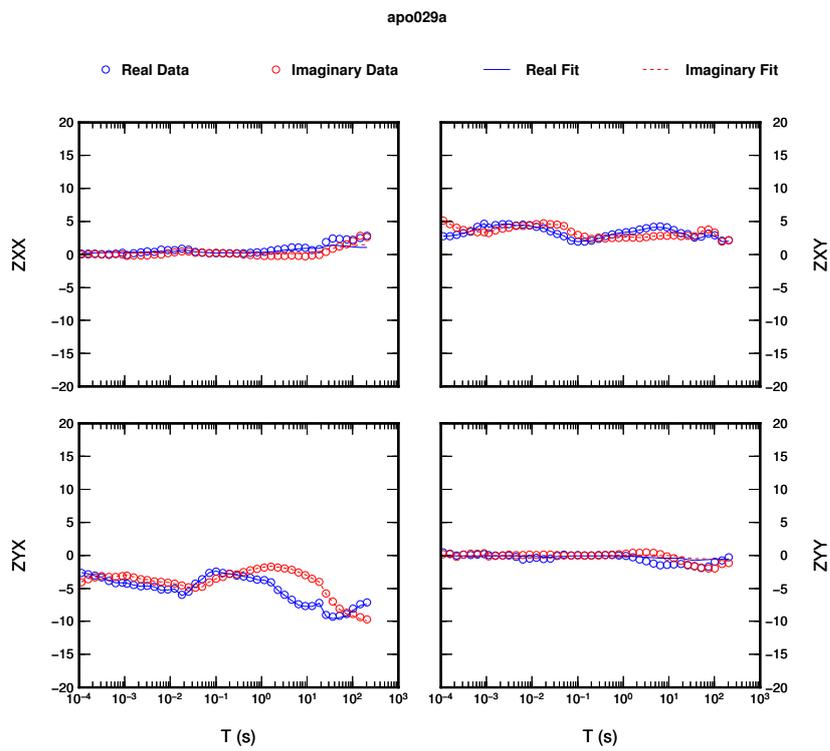


Figura 4.6: Estimativas das componentes do tensor de impedâncias para o valor de strike fixo  $-13.5^\circ$  na estação apo029a.

## Inversão de dados MT

Em geofísica, resolver o problema inverso conduz à determinação da estrutura da Terra. Dependendo do método geofísico usado, a estrutura pode ser explicada usando a distribuição da resistividade elétrica (métodos geoeletricos e eletromagnéticos), velocidade acústica (sísmica e sismologia), densidade (gravimetria) etc. Estas propriedades físicas das rochas refletem as formações geológicas as quais definem a estrutura da Terra (Meqbel, 2009).

A formulação matemática compreende técnicas para obter um vetor modelo  $m$ , que contém  $M$  parâmetros do modelo. Este vetor pode ser representado como  $m = [m_1, m_2, m_3, \dots, m_M]$  a partir de um conjunto de  $N$  dados medidos como elementos de um vetor de dados  $d = [d_1, d_2, d_3, \dots, d_N]$  com incertezas estimadas  $e = [e_1, e_2, e_3, \dots, e_N]$ .

A projeção do espaço modelo para o espaço dado é realizada pelo operador de modelagem direta  $F$ , o qual é função de  $m$ . O operador  $F(m)$  gera o dado predito ou sintético. O vetor de parâmetros do modelo  $m$  e o vetor de dados  $d$  estão relacionados por

$$d = F(m) + e. \quad (5.1)$$

O processo de inversão tenta encontrar um modelo que reproduza o dado medido dentro de seu erro.

Em eletromagnetismo, esta relação é usualmente não linear e o problema pode ser misto ou sub-determinado, isto é, o número de pontos de dados independentes é muito menor que o número de parâmetros do modelo para ao menos uma parte do problema. Devido ao fato que  $F$  não pode ser invertido diretamente com uma única solução, é uma prática comum minimizar a diferença entre o dado medido  $d^{obs}$  e o dado predito de um modelo dado  $m^{est}$ :

$$\chi_d^2 = (d^{obs} - F(m^{est}))^T C_d^{-1} (d^{obs} - F(m^{est})). \quad (5.2)$$

$C_d$  é a matriz de covariância dos dados, geralmente assumida ser diferente de zero somente nos elementos da diagonal devido à medida independentes dos erros.

Devido ao problema de não unicidade do modelo inverso, a inversão pode resultar em muitos modelos equivalentes com mesmo ajuste. Para evitar estruturas que não são requeridas pelos dados, a robustez do modelo, medida pela norma  $\chi_m$ , é minimizada com respeito a informações a priori ou restringida a uma estrutura mínima :

$$\chi_m^2 = (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0) \quad (5.3)$$

onde  $m_0$  é o modelo a priori,  $C_m$  a matriz covariância do modelo, que pode ser substituída por um operador de suavidade. Assim, o funcional objetivo a ser minimizado durante o processo é a combinação das equações (5.2) e (5.3), a saber

$$\phi = \chi_d^2 + \lambda^{-1} \chi_m^2 \quad (5.4)$$

na equação (5.4),  $\lambda$  atua como parâmetro de “troca” entre minimizar a norma do desajuste dos dados e a norma do modelo (Siripunvaraporn e Egbert, 2000). No caso da inversão conjunta dos modos TE, TM e/ou tipper, o funcional objetivo é estendido para incluir múltiplos conjuntos de dados (Hübert, 2012).

## 5.1 Procedimentos adotados e resultados

Para a inversão 2D foi usado o programa de inversão REBOCC (**REduced Basis OCCam's inversion**) (Siripunvaraporn e Egbert, 2000). O código se baseia na filosofia de mínima estrutura (suavidade) para estabilizar a solução. O programa permite a inversão dos modos de resistividade TE e TM individual ou simultaneamente, assim como a inversão da parte real ou imaginária do tipper (ver seção 2.0.5.2). Além disso, o programa permite atribuir diferentes pesos para as fases e resistividades para cada estação e em cada período através de uma matriz de inclusão de dados. Essa matriz pode assumir  $n$  valores inteiros positivos. Para  $n \geq 1$ , os erros fixos ( error floor <sup>1</sup> ) percentuais são multiplicados por um fator  $2^{(n-1)}$  ao passo que para  $n = 0$  o dado não é incluído na inversão.

<sup>1</sup> Mínimo erro que será usado pelo programa caso tal o erro estatístico seja muito pequeno.

Para realizar a inversão o programa REBOCC utiliza três arquivos obrigatórios:

- Arquivo onde são definidos os parâmetros de inversão (*startup file*)
- Arquivo contendo os dados de entrada com todas as informações de resistividade aparente e fase dos modos TE e/ou TM, e seus respectivos erros.
- Arquivo de modelo de entrada contendo informações sobre a malha utilizada e valores iniciais de resistividades para cada uma das células.

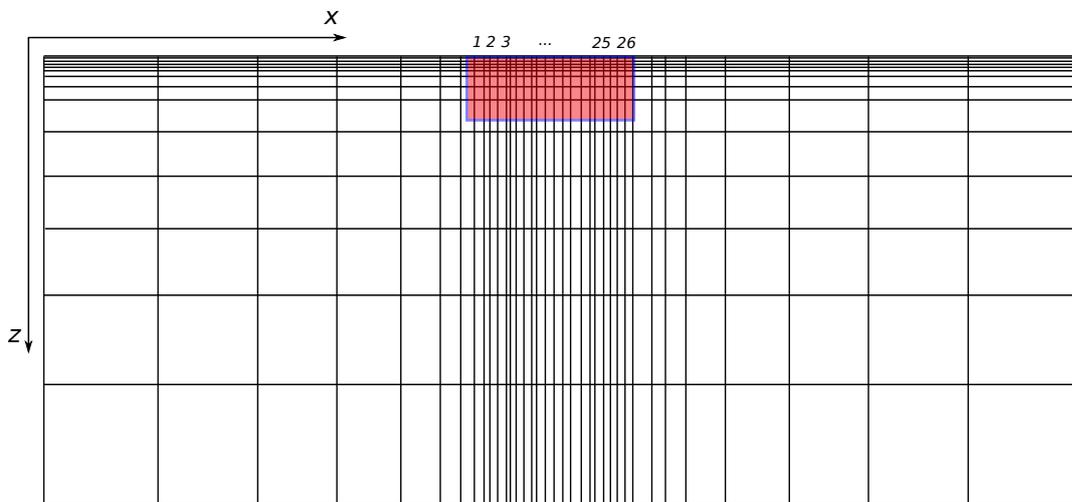


Figura 5.1: Representação da malha criada para a distribuição de valores de resistividade elétrica dos modelos 2-D do REBOCC. A região em vermelho é a representação da área do perfil e os números de 1 a 26 indicam a posição relativa das estações MT.

Uma malha não regular do perfil (eixo-x) com a profundidade (eixo-z) foi usada nos modelos de entrada (Figura 5.1).

A espessura  $\Delta Z$  dos blocos da primeira e segunda linha da malha foi definida como sendo  $1/5$  do “skin-depth” mínimo calculado a partir da menor resistividade observada na frequência máxima. As espessuras dos blocos subjacentes da malha tiveram suas espessuras aumentadas gradativamente por um fator de 1.2 até que a profundidade total atingisse três vezes o valor do “skin-depth” máximo (considerando valores de profundidade e resistividades restringidos pelas análises da transformada Niblett-Bostick, seção 3.2.2.1) com o propósito de minimizar efeitos de borda <sup>2</sup>. Entre a primeira e a última estação

<sup>2</sup> Segundo Weaver (1994), expandir o modelo para estas dimensões é essencial para resolver o problema do modelo direto com precisão lidando com o problema de valor de contorno.

do perfil, os comprimentos desses blocos ( $\Delta x$ ) foi variável, mas tentou-se deixá-los o mais homogêneo possível. Para os blocos anteriores à primeira estação e posteriores à última o comprimento também foi aumentado gradativamente por um fator de 1.2 até que o comprimento máximo da malha também atingisse três vezes o valor do “skin-depth” máximo. Para as camadas de ar tomou-se a primeira camada com o mesmo valor da espessura  $\Delta Z$  e incrementou-se o valor das seguintes camadas por um fator de 3 até alcançar 100 km.

Na preparação dos dados para a inversão se fizeram alguns testes para a remoção de dados espúrios e algumas das estações foram retirados do processo. Uma delas é a estação 034a que por estar muito próxima à estação 035a (a distância entre elas era de 400 m), não acrescentaria informação adicional ao modelo, além de ocasionar irregularidades na malha do programa de inversão REBOCC. Outras estações removidas foram as estações 040a e 042a, que mostraram um padrão nas curvas de resistividade e fase muito diferente das vizinhas. Resultados da decomposição GB e análise visual dos vetores de indução sugerem que esses dados estejam afetados por efeitos 3D.

## 5.2 Resultado das inversões

Preferiu-se iniciar a inversão pelo modo TM uma vez que os dados desse modo normalmente são menos afetados por distorções 3-D. Primeiramente, efetuou-se uma inversão da fase somente <sup>3</sup> a fim de se observar as estruturas básicas presentes no modelo.

### Modo TM

A Figura 5.2 mostra o modelo obtido pela inversão das fases do **modo TM**. Um modelo de semi-espaço homogêneo com resistividade de  $100\Omega m$  foi inicialmente usado como modelo de entrada para o programa REBOCC. Neste modelo se observa um contraste lateral de resistividade de escala litosférica dividindo o perfil em duas partes com características muito diferentes. A parte sudoeste (SW), entre as estações 025a e 038a é caracterizada por uma crosta com resistividade moderadas ( $600\Omega m$ ), e um manto condutivo ( $20 - 100\Omega m$ ). Na parte nordeste (NE) a crosta ( $> 1400\Omega m$ ) e o manto ( $800\Omega m$ ) são bem mais resistivos. Semi-espacos com valores de resistividades de 50, 300 e  $700\Omega m$  também foram testados e os

---

<sup>3</sup> Como descrito no começo desta seção, isto pode ser feito usando a matriz de inclusão de dados tanto para a fase como para a resistividade.

resultados dos dados obtidos foram similares, porém com valores rms maiores ao rms=2.47 mostrado na Figura 5.2.

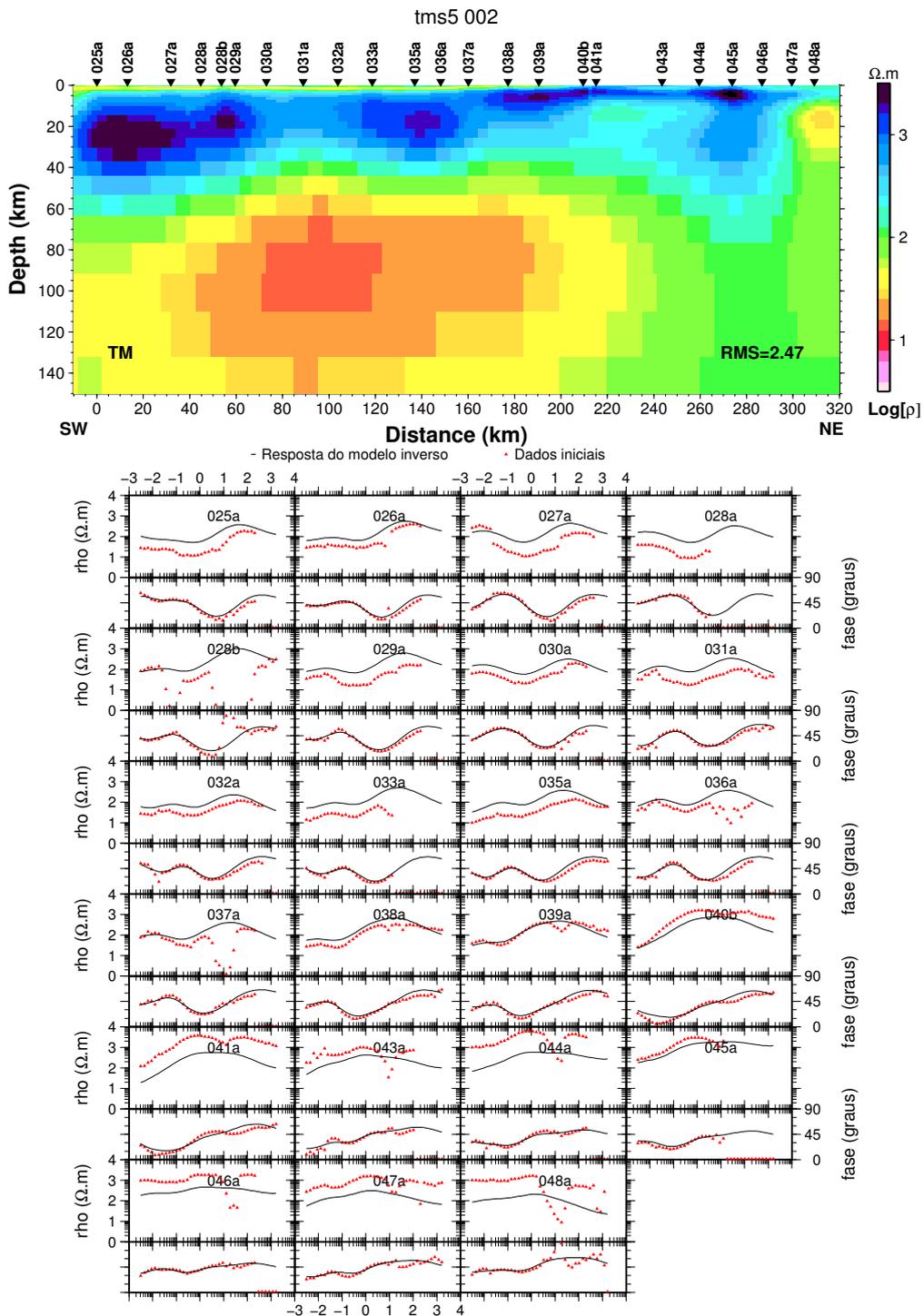


Figura 5.2: Modelo geolétrico obtido pela inversão do modo TM usando somente as fases, e ajuste das respostas em cada estação.

Em seguida também inseriu-se a informação da resistividade aparente na inversão. En-

tretanto foram atribuídos desvios fixos (*error floor*) de 5% para as fases e 25% para as resistividades de modo que as fases foram enfatizadas em relação às resistividades com o propósito de diminuir a influência do static shift nos dados. As estações foram sendo incluídas gradualmente para observar a estabilidade dos modelos. O resultado é mostrado na Figura 5.3. O ajuste dos dados com o modelo mostrou ótimos resultados tendo um valor de rms=2.27. Na Figura 5.3 se pode observar o contraste lateral de resistividade que apareceu na inversão de fases da Figura 5.2 como também uma maior definição das estruturas. Na parte SW do perfil é mais resistiva ( $> 1500 \Omega m$ ) enquanto que o manto é condutivo ( $100 \Omega m$ ) aparecendo uma anomalia altamente condutiva ( $10 - 40 \Omega m$ ) a uma profundidade em torno de 60 km sob as estações 030a, 031a e 032a. Já na parte NE a crosta superior é altamente resistiva com valores superiores a  $1500 \Omega m$  enquanto que o manto apresenta valores entre 500 e  $1000 \Omega m$ .

Na parte rasa do modelo, entre as estações 025a-040b se observa uma camada condutiva de 20 m que deve corresponder aos arenitos do grupo Bauru, logo abaixo tem-se uma camada resistiva de 100-300  $\Omega m$  e de cerca 500 m de espessura associada aos basalto da Formação Serra Geral seguido de uma camada altamente condutiva ( $< 10 \Omega m$ ) com espessura aproximada de 700 m associada aos sedimentos pré-vulcânicos da Bacia do Paraná. O embasamento geoeletrico, ao redor de 2 km de profundidade mantendo esta profundidade até a estação 037a onde é observado rapidamente se torna mais raso até chegar ao limite da bacia na estação 040b. Isópacas obtidas a partir de dados regionais provenientes de poços (Yoshida e JUNIOR, 1982) mostram que a borda norte/nordeste da Bacia do Paraná é caracterizada por uma variação suave na profundidade do embasamento (representados na Figura 5.3b pela linha azul). Podemos notar que os resultados deste trabalho mostram maior detalhe no delineamento da profundidade do embasamento da bacia nesta região que os obtidos a partir dos dados de poços de Yoshida e JUNIOR (1982).

Já na parte NE, mostra-se uma litosfera resistiva com valores ao redor de  $1000 \Omega m$ , mas com duas regiões altamente resistivas ( $> 1500 \Omega m$ ) embaixo das estações 040b e 044a respectivamente.

O programa REBOCC tem a opção de fazer o ajuste automático do static shift. A Figura 5.5 mostra o resultado aplicando o ajuste. Como pode ser observado as curvas de ajuste da Figura 5.5 não mostraram grande variação se comparadas com as curvas de ajuste

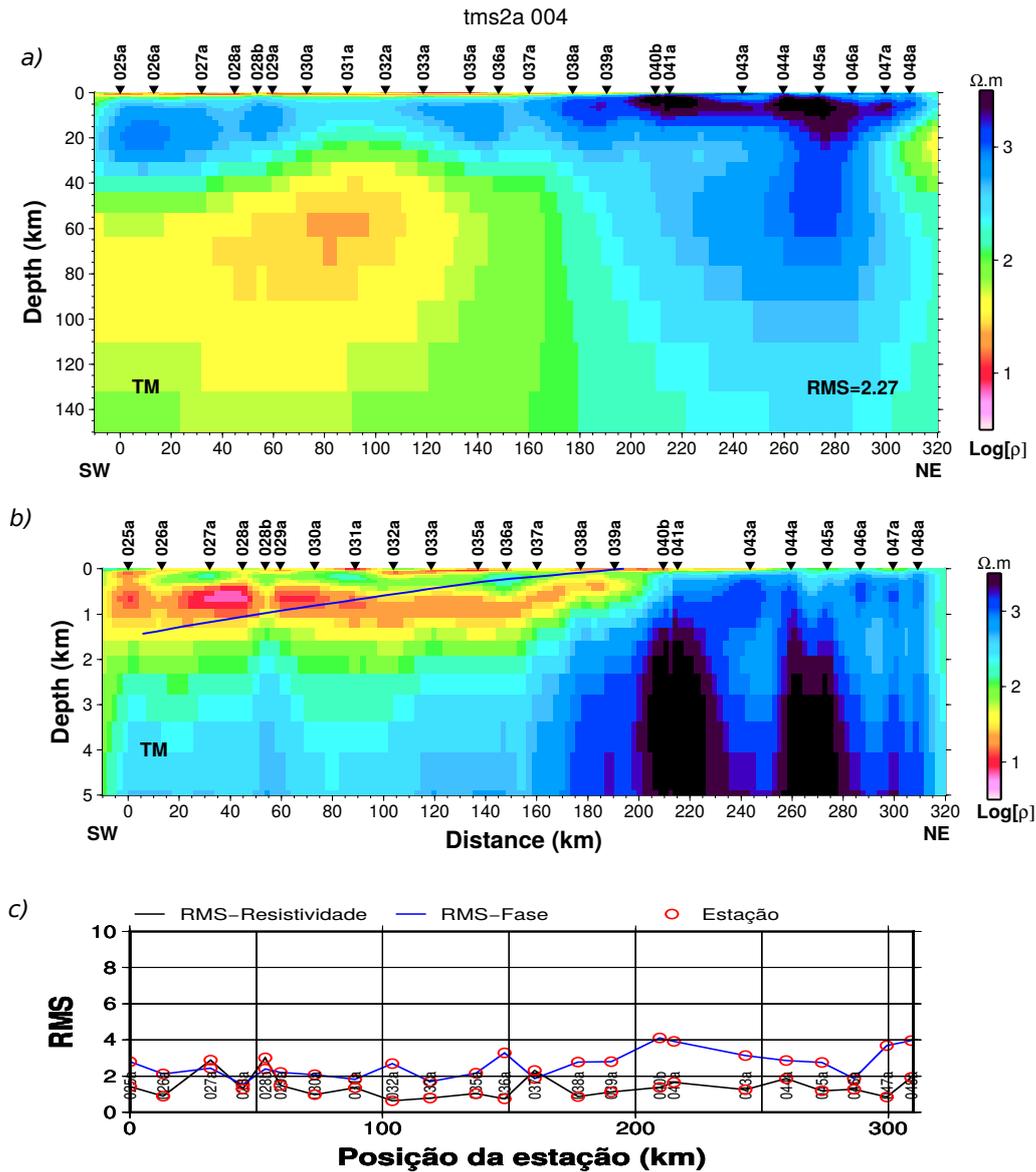


Figura 5.3: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TM; a) profundidade máxima de 150 km, b) profundidade máxima de 5 km (a linha azul é a profundidade do embasamento dada por isópacas da bacia) e c) valores de rms vs posição da estação.

da Figura 5.4, embora os valores de rms sejam de 2.13 e 2.27 respectivamente. Notar que em ambos modelos ainda persistem as características das estruturas gerais descritas nos anteriores modelos.

### Modo TE

Os mesmos procedimentos gerais da inversão do modo TM também foram adotados para a inversão do modo TE. Assim como no TM, os dados de resistividade aparente da estação 045a tiveram seu nível alterado para minimizar o efeito do “static-shift”.

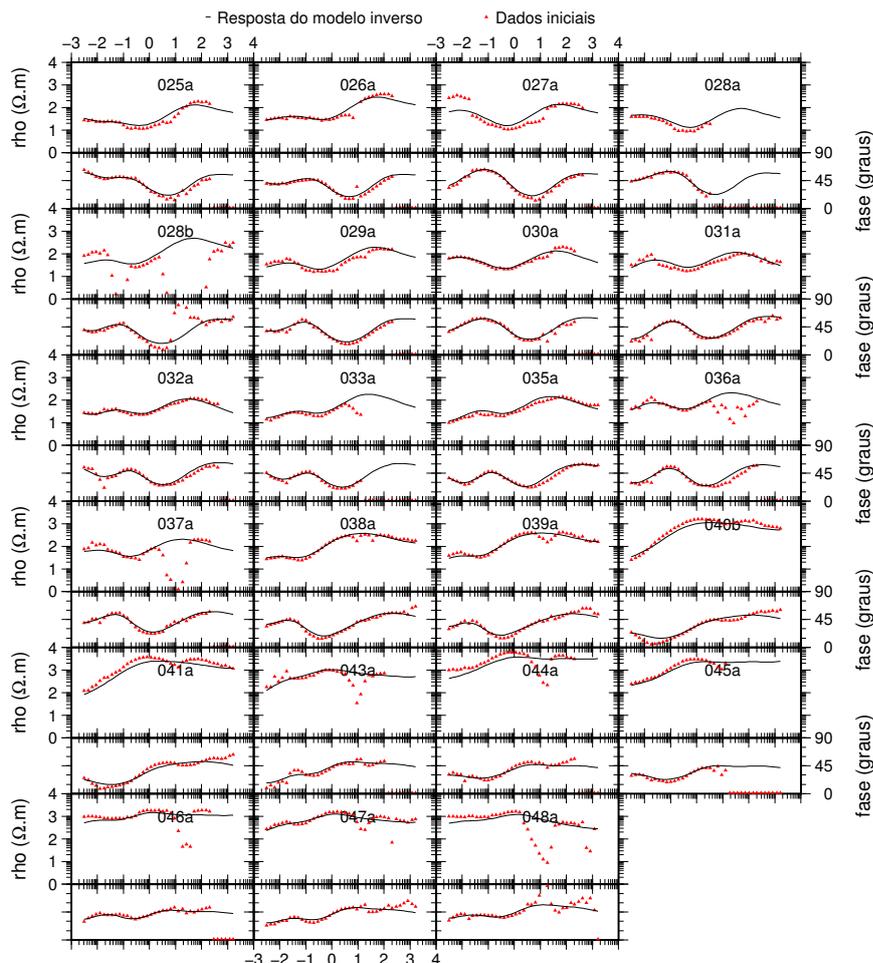


Figura 5.4: Curvas de ajuste da inversão do modo TM.

Outra procedimento adotado foi usar o modelo TM da Figura 5.3 como modelo inicial ao invés de um semi-espaco homogêneo. Este último ajustou melhor as curvas de fase do modelo TE final preferido neste trabalho (figura 5.6).

Assim como no modo TM, no modelo mostrado na Figura 5.6a, se observa um contraste lateral de resistividade de escala litosférica dividindo o perfil em duas partes. A parte SW entre as estações 025a e estação 036a é caracterizada por uma crosta moderadamente resistiva ( $400 \Omega m$ ) e um manto condutivo com valores menores a  $100 \Omega m$ . Na parte NE a crosta é altamente resistiva com valores maiores  $1000 \Omega m$  enquanto que o manto é relativamente resistivo com valores entre  $300$  e  $600 \Omega m$ . Nota-se também o aparecimento de uma anomalia condutiva em nível crustal ( $10 km$ ) com resistividade de  $20 \Omega m$  sob as estações 040b, 041a e 043a.

Para profundidade máxima de  $5 km$  (Figura 5.6b), como no modo TM, pode-se observar

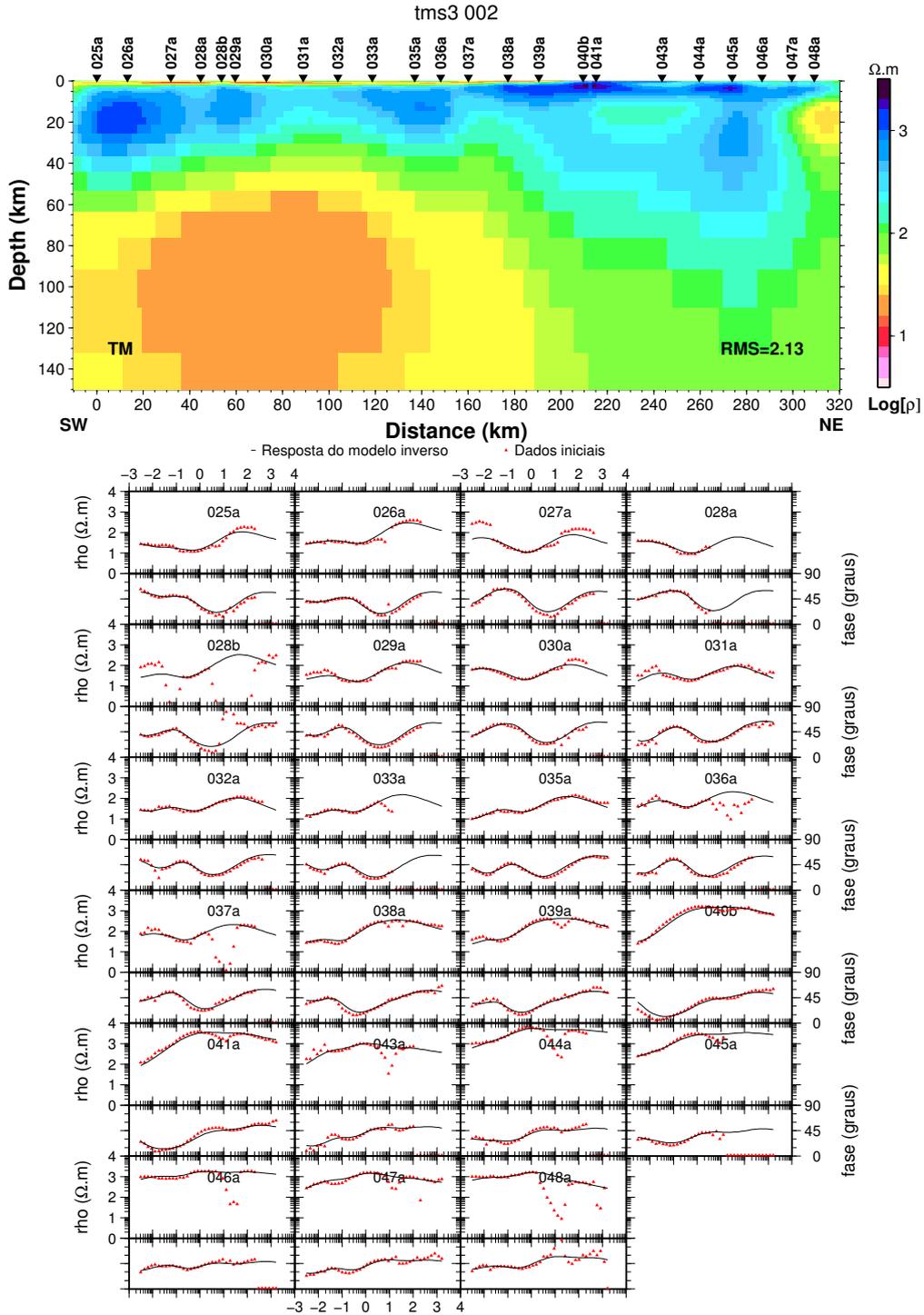


Figura 5.5: Inversão do modo TM incluindo correção automática do static shift.

algumas diferentes camadas da bacia mostradas na região NW. Uma camada condutiva de  $\Omega m$ , sobreposta a uma camada resistiva de 100-200  $\Omega m$  e de 300 m de espessura seguido de uma camada altamente condutiva ( $< 10 \Omega m$ ) com espessura aproximada de 900 m. O embasamento geoeletrico ocorre ao redor de 2 km de profundidade mantendo esta profun-

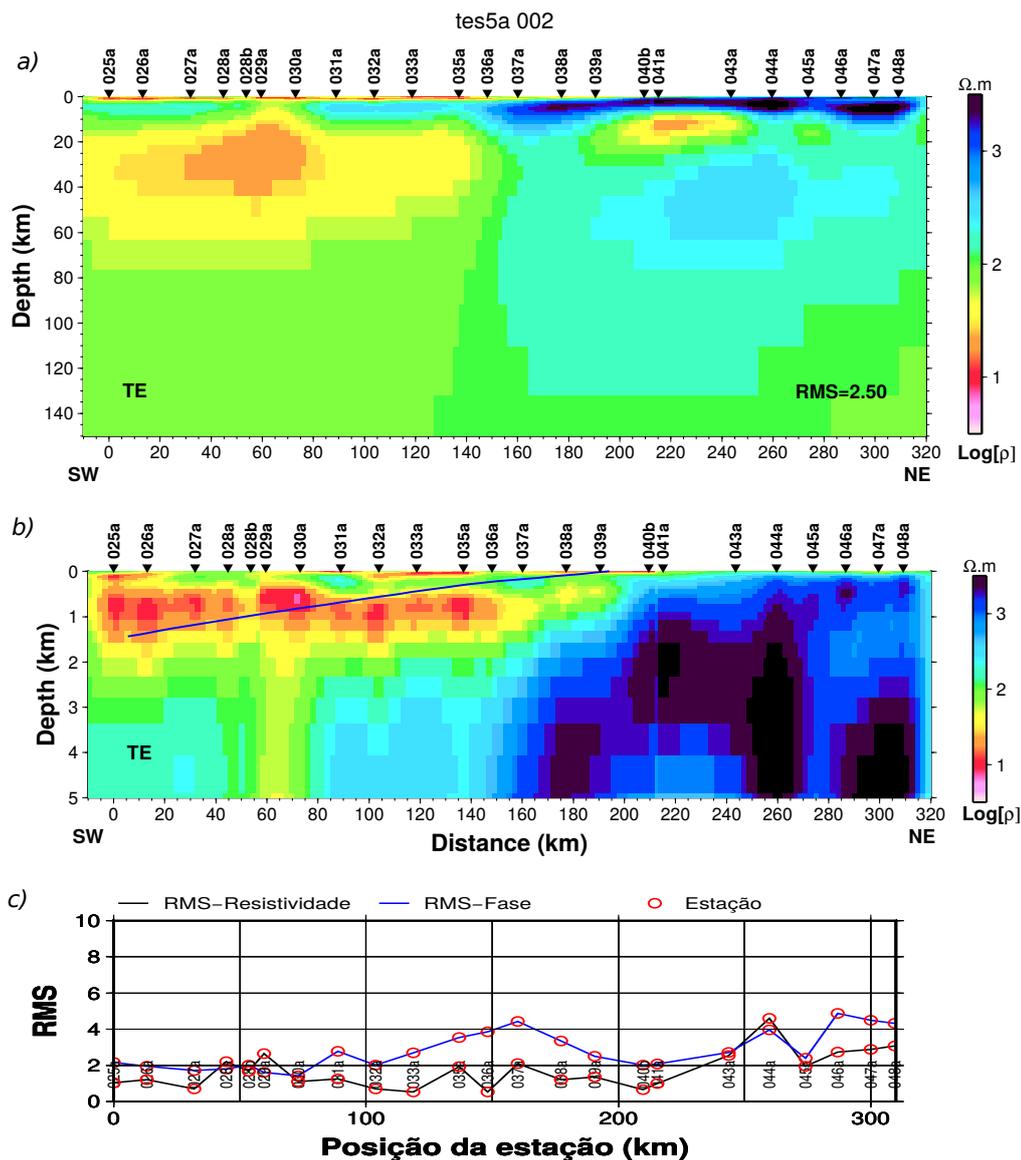


Figura 5.6: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D do modo TE; a) profundidade máxima de 150 km, b) profundidade máxima de 5 km e c) valores de rms vs posição da estação.

didade até a estação 036a onde rapidamente se torna mais rasa até chegar ao limite da bacia cerca da estação 040b. Nota-se o mesmo comportamento da variação da profundidade do embasamento mostrado pelos dados do modo TM; o limite da bacia mostra uma mudança abrupta comparada com os dados de isópacas obtidos a partir de poços (Yoshida e JUNIOR, 1982). Na parte NE, se mostra uma litosfera altamente resistiva com valores maiores que  $1000 \Omega m$ . O ajuste do modelo aos dados do TE também foi bastante satisfatório, tendo um valor de  $rms=2.50$ .

No apêndice D, encontram-se os modelos resultantes da inversão das fases (Figura D.4), de semiespaço homogêneo (Figura D.5) e de correção automática do static shift (Figura D.6).

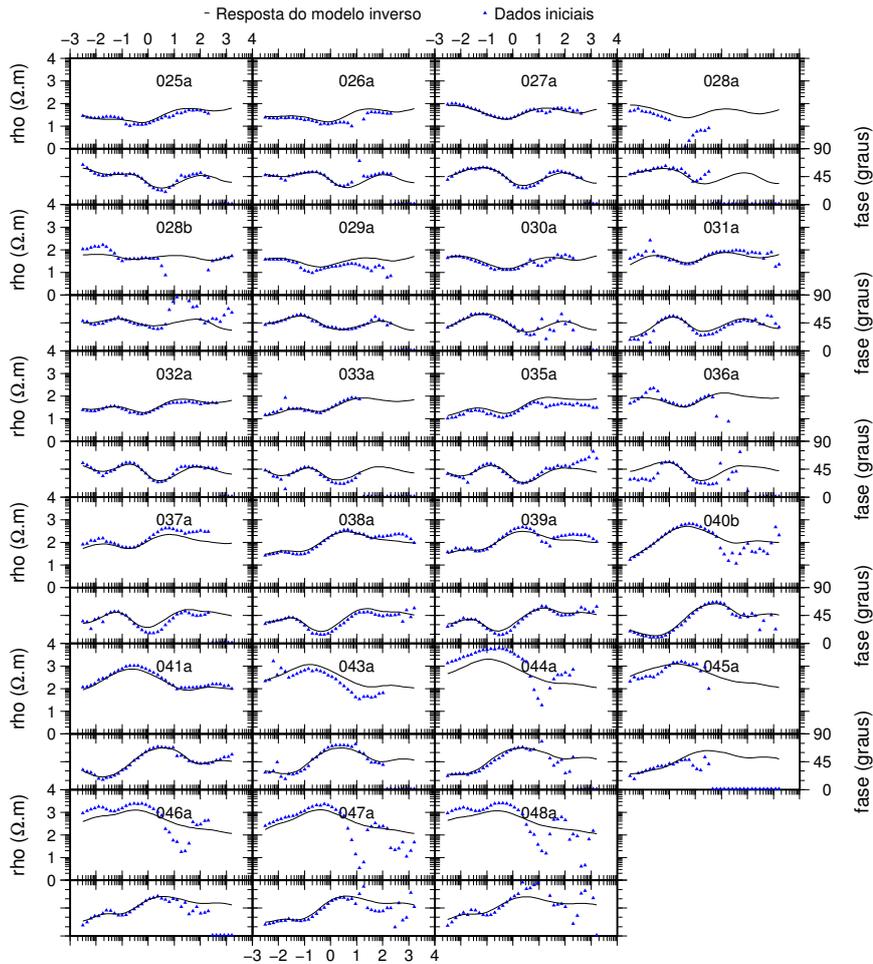


Figura 5.7: Curvas de ajuste da inversão final do modo TE referente ao modelo da figura 5.6.

### Inversão simultânea dos modos TM e TE

Os mesmos procedimentos básicos feitos para os modos TM e TE também foram feitos para a inversão simultânea dos dois modos. O modelo final escolhido (Figura 5.8) foi aquele que forneceu melhor ajuste entre os dados experimentais e os teóricos derivados do modelo inicial. Os modelos de entrada testados foram o do semi-espaco de  $100 \Omega m$  e o modelo 2-D resultado da inversão final do TM. Nesse caso o modelo de semi-espaco mostrou melhores ajustes na fase que o modo TM e, portanto, foi escolhido como modelo de entrada para o modelo de inversão simultânea final mostrado na Figura 5.8. O modelo final ajustou-se muito bem aos dados ( $rms=2.52$ ), salvo o ajuste em longo período de algumas estações do modo TE (043a e 045a), como pode ser visto nas curvas de resposta MT e nos gráficos de rms das Figuras 5.8c e 5.9. Estas estações situam-se na Faixa Brasília onde a geologia é mais complexa.

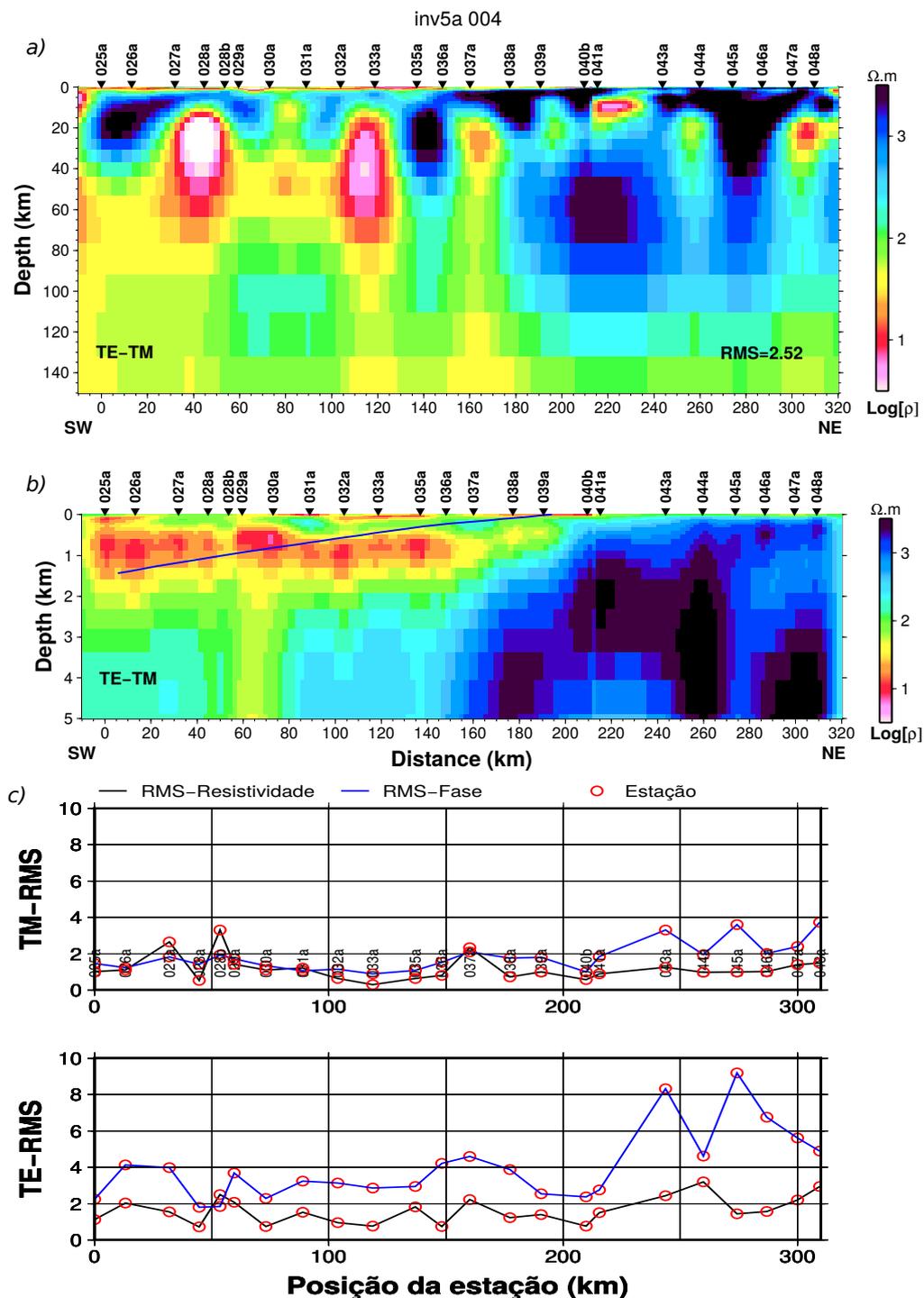


Figura 5.8: Modelo de resistividade elétrica resultante da inversão 2-D simultânea dos modo TE e TM; a) profundidade máxima de 150 km, b) profundidade máxima de 5 km e c) valores de rms vs posição da estação.

Na Figura 5.8a, a partir da distribuição da condutividade no perfil analisado foi possível discriminar duas regiões geoelectricamente distintas na crosta e manto litosférico. A primeira está localizada na parte SW do perfil, entre as estações 025a e 038a, com uma crosta

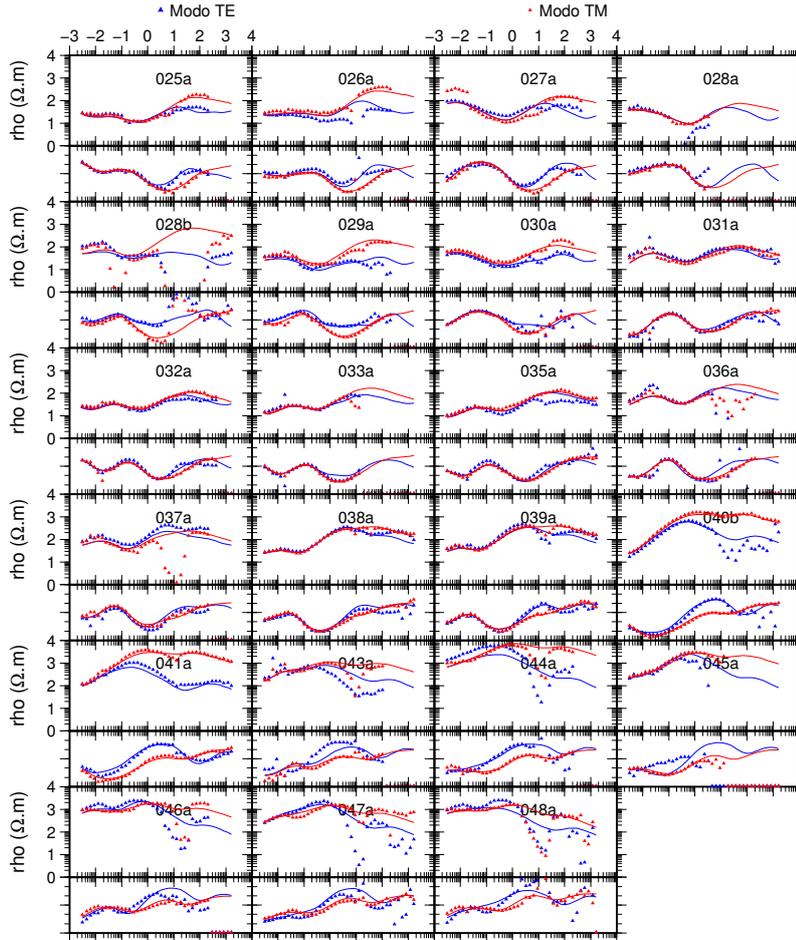


Figura 5.9: Curvas de ajuste da inversão simultânea referente ao modelo da figura 5.8.

altamente resistiva com valores superiores a  $1500 \Omega m$  e um manto condutivo com valores entre  $40$  e  $100 \Omega m$ . Podem-se observar duas anomalias altamente condutivas com valores menores a  $10 \Omega m$  a uma profundidade de  $10$  km que se estendem no manto até uma profundidade de  $80$  km, entre as estações  $027a$  e  $033a$ . A porção NE, entre as estações  $039a$  e  $048a$ , apresenta valores de resistividade na litosfera variando entre  $800 \Omega m$  e  $1500 \Omega m$ . Se apresentam duas estruturas altamente resistivas ( $> 1500 \Omega m$ ), uma entre as estações  $040b$  e  $041a$  estendendo-se desde a profundidade de  $40$  até  $80$  km e outra entre as estações  $043a$  e  $048a$  estendendo-se desde a superfície até profundidades de  $80$  km.

Na Figura 5.8b, o comportamento do modelo até a profundidade máxima de  $5$  km mostra os mesmos resultados que os modos TM e TE. Os dados para períodos inferiores a  $1$  s tem comportamento 1-D e portanto são independentes da direção de medida.

As inversões foram realizadas passo a passo, e os resultados invertendo-se somente as fases (Figura D.7) e com testando a correção automática do static shift (Figura D.8) se

encontram no apêndice D.

## Discussões e conclusões

Os dados possuem boa qualidade, principalmente até períodos de 400 s. Com isto foi possível mapear as distribuições de resistividade desde alguns metros até cerca de 150 quilômetros de profundidade. Diversos modelos foram obtidos variando diferentes parâmetros até chegar ao modelo final. Ao longo dessas inversões permaneceram as principais estruturas invariantes, mostrando a robustez das anomalias de resistividade.

Algumas complexidades ocorrem nos dados. Isto é confirmado, por exemplo, pelo comportamento dos vetores de indução na porção NE da área de estudo onde os vetores apontam para fora do perfil em várias faixas de períodos. Entretanto, a análise quantitativa da dimensionalidade e strike demonstraram que uma estrutura regional 2-D é uma parametrização válida. O strike obtido para todo o conjunto de dados, N13.5W, reflete as principais direções de estruturas gravimétricas e são condizentes com o resultado do trabalho de Bologna et al. (2013), N25W, no qual utilizou inversão 2-D de dados MT na região de Aporé, próxima à área de estudo deste trabalho. Bologna et al. (2013) identificaram um contraste lateral de resistividade coincidentes com a borda de um baixo gravimétrico atravessado por seu perfil. Este baixo está associado a uma litosfera mais condutiva, enquanto o alto gravimétrico justaposto está associado a uma litosfera mais resistiva.

Em geral, este trabalho confirma a relação entre resistividade e anomalias gravimétricas observada em Bologna et al. (2013). O extremo SW do perfil deste estudo está situado no alto gravimétrico no qual Bologna et al. (2013) modelaram como sendo uma litosfera resistiva, sobretudo a crosta inferior. No modelo desta dissertação a região da crosta se mostra altamente resistiva com uma litosfera resistiva em termos gerais. Na parte central, onde ocorre outro baixo gravimétrico, também se verifica, uma diminuição de resistividade de valores inferiores a 100  $\Omega m$ , similares ao intervalo observado em Aporé sob o baixo

---

gravimétrico. Há condutores fortes na crosta e manto cuja posição coincide espacialmente com cada borda do baixo gravimétrico. Fora do baixo gravimétrico, rumo à borda da bacia, a litosfera volta a ficar mais resistiva. Seguindo rumo à parte NE do perfil, o gradiente gravimétrico coincidente espacialmente com uma forte transição geológica na qual a litosfera sob a Faixa Brasília é imageada como sendo ainda mais resistiva sobretudo o manto. De acordo com os valores de resistividade esperados para a litosfera em função da idade (Jones, 2013), a litosfera sob a faixa Brasília seria compatível com uma região relativamente antiga, possivelmente arqueana.

## Referências Bibliográficas

- Bologna M. S., Nunes H. O., Padilha A. L., Vitorello Í., Pádua M. B., Anomalous electrical structure in the northwestern Paraná Basin, Brazil, observed with broadband magnetotellurics, *Journal of South American Earth Sciences*, 2013, vol. 42, pp 74–82.
- Cagniard L., Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 1953, vol. 18, pp 605–635.
- Cordani U., Neves B., Fuck R., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha, -Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares Brasileiras, Petrobras, Cenpes, Sintep III, série ciência-técnica-Petróleo, 1984, vol. 15, p. 70.
- Egbert G. D., Robust multiple-station magnetotelluric data processing, *Geophysical Journal International*, 1997, vol. 130, pp 475–496.
- Groom R., Kurtz R., Jones A., Boerner D., A quantitative methodology to extract regional magnetotelluric impedances and determine the dimension of the conductivity structure, *Geophysical Journal International*, 1993, vol. 115, pp 1095–1118.
- Groom R. W., Bailey R. C., Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, vol. 94, pp 1913–1925.
- Hübert J., From 2D to 3D Models of Electrical Conductivity based upon Magnetotelluric Data: Experiences from two Case Studies, 2012.
- Jiracek G. R., Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction, *Surveys in Geophysics*, 1990, vol. 11, pp 163–203.

- Jones A. G., On the equivalence of the Noblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method, *Geophysics*, 1983, vol. 53, pp 81–143.
- Jones A. G., Imaging and observing the electrical Moho, *Tectonophysics*, 2013, vol. 609, pp 423–436.
- Julià J., Assumpção M., Rocha M. P., Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2008, vol. 113, p. n/a.
- Kaufman A. A., Keller G. V., *The magnetotelluric sounding method*. vol. 15 of *Methods in geochemistry and geophysics*, Elsevier Scientific Publication Company Amsterdam, 1981.
- McNeice G. W., Jones A. G., Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, 2001, vol. 66, pp 158–173.
- Mantovani M., Quintas M., Shukowsky W., Brito Neves B., Delimitation of the Parapanema Proterozoic block: a geophysical contribution, 2005.
- Meqbel N. M. M., The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data, Freie Universität Berlin, Germany, 2009, Tese de Doutorado.
- Milani E. J., Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul., 1997, Tese de Doutorado.
- Milani E. J., França A. B., Medeiros R., Rochas geradoras e rochasreservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 2007, vol. 15, p. 135.
- Milani E. J., Ramos V. A., Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, *Revista Brasileira de Geociências*, 1998, vol. 28, pp 473–484.
- Molina E., Ussami N. B. D., Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da Bacia do Paraná, *Revista Brasileira de Geociências*, 1989, vol. 19, pp 187-196.

- Simpson F., Bahr K., Practical Magnetotellurics. Cambridge University Press, 2005, 254 p.
- Sims W., Bostick Jr F., Smith H., The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data, *Geophysics*, 1971, vol. 36, pp 938–942.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, *Geophysics*, 2000, vol. 65, pp 791–803.
- Swift C. M., A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south western United States, Ph.D. Thesis M.I.T, Cambridge, MA., 1967, Tese de Doutorado.
- Telford W., Telford W. M., Geldart L., Sheriff R., Applied Geophysics. Monograph series, Cambridge University Press, 1990.
- Tikhonov A., On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. In *Sov. Math. Dokl.*, vol. 2, 1950, pp 295–297.
- Vidotti R., Ebinger C., Fairhead J., Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil, *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, vol. 159, pp 117–132.
- Vozoff K., The magnetotelluric method, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2. (ed. M.N. Nabighian). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, 1991, 641.
- Weaver J. T., *Mathematical methods for geo-electromagnetic induction*. vol. 7, *Research Studie*, 1994.
- Yoshida R., JUNIOR G., E. Geologia da Bacia do Paraná: reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos, Paulipetro, *Geologia da Bacia do Paraná*. São Paulo: Consórcio IPT/CESP, 1982, pp 1–17.
- Zalán P., Wolff S., Conceição J. d. J., Marques A., Astolfi M., Vieira I., Zanotto O., *Bacia do Paraná, Origem e evolução das bacias sedimentares*, 1990, pp 135–168.

# Apêndice



# Apêndice A

## Dados originais de resistividade aparente e fase

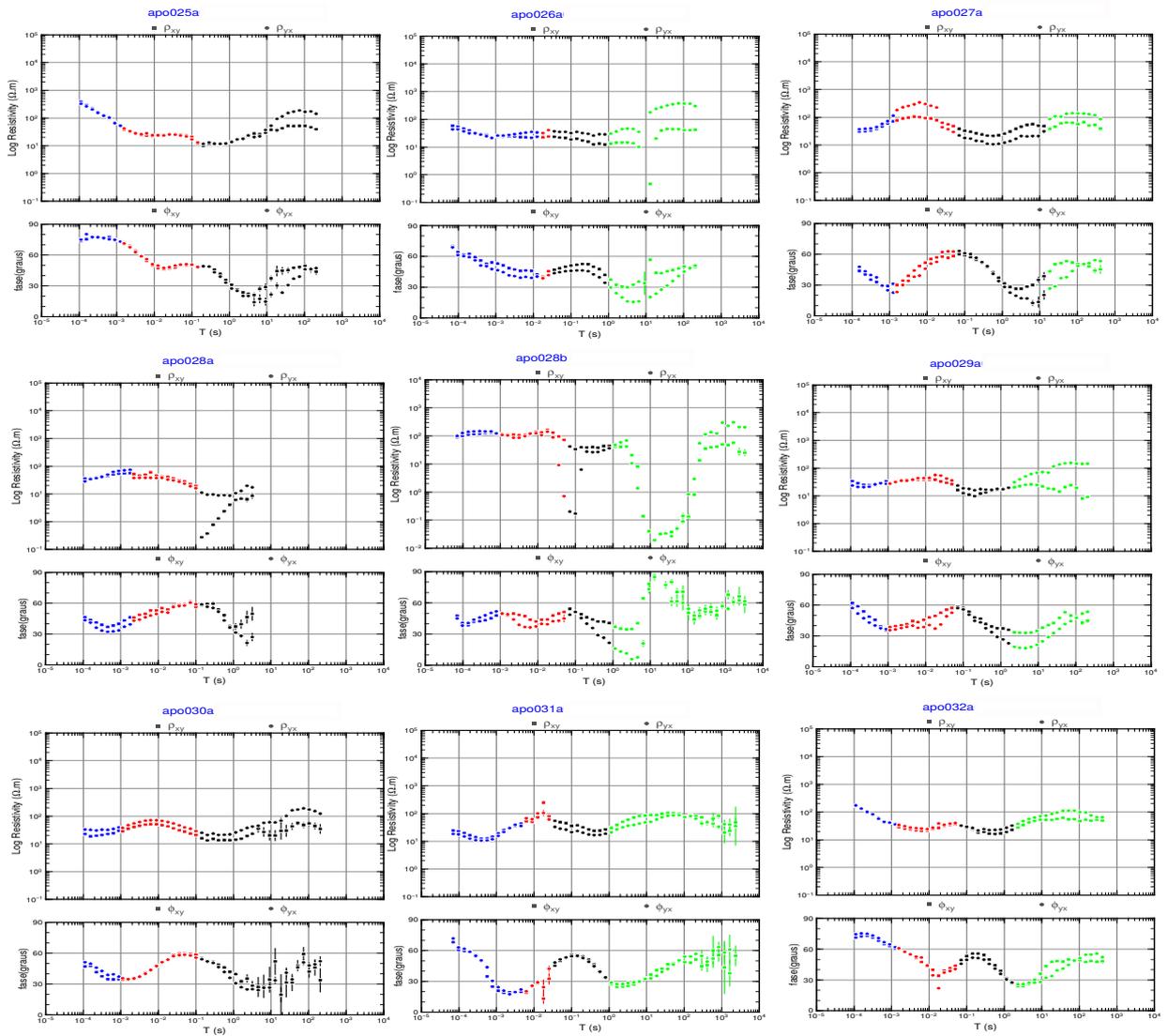


Figura A.1: Curvas de resistividade ( $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ) e fase ( $\phi_{xy}$ ,  $\phi_{yx}$ ) das estações 025a, 026a, 027a, 028a, 028b, 029a, 030a, 031a e 032a.

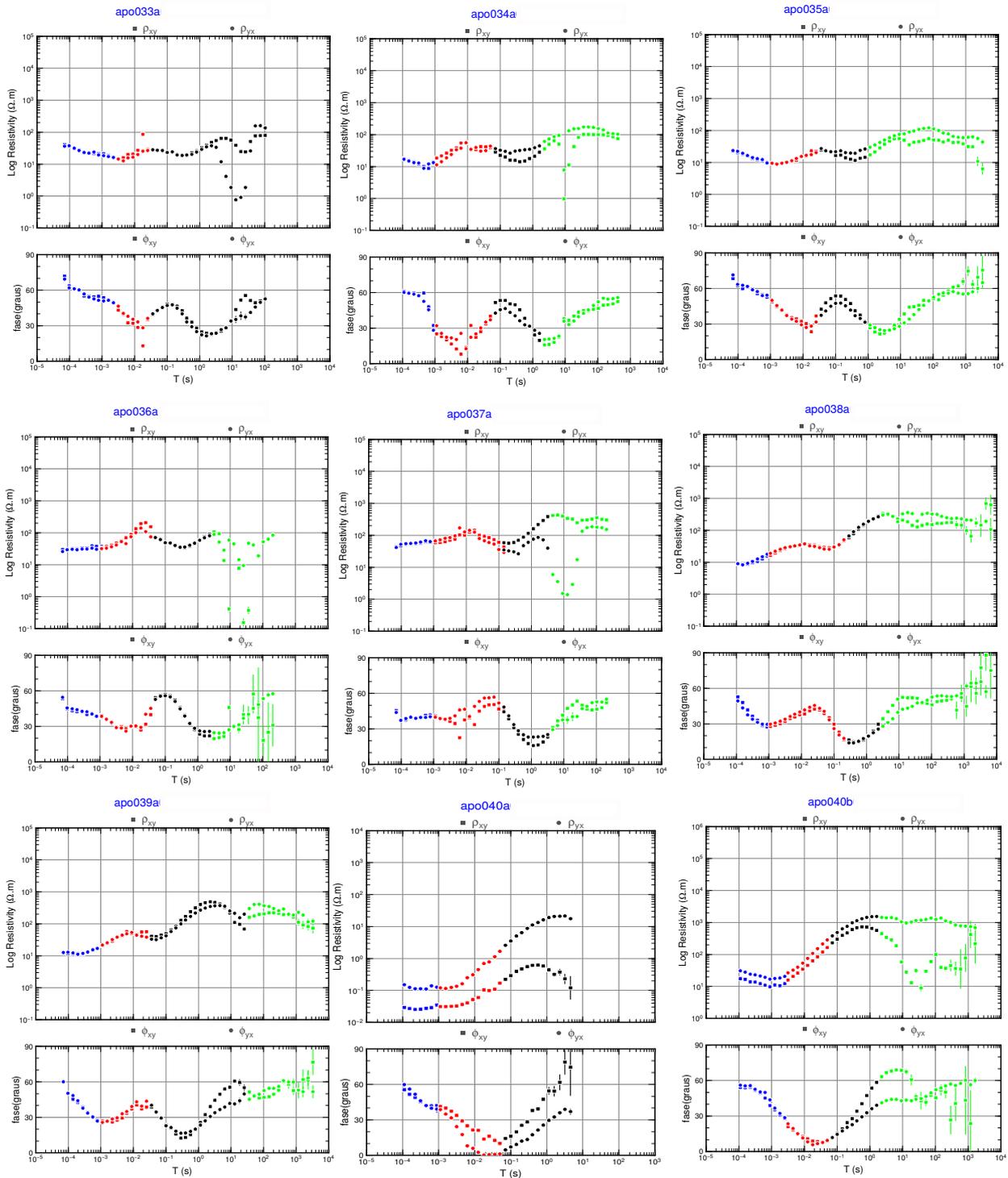


Figura A.2: Curvas de resistividade ( $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ) e fase ( $\phi_{xy}$ ,  $\phi_{yx}$ ) das estações 033a, 034a, 035a, 036a, 037a, 038a, 039a, 040a e 040b.

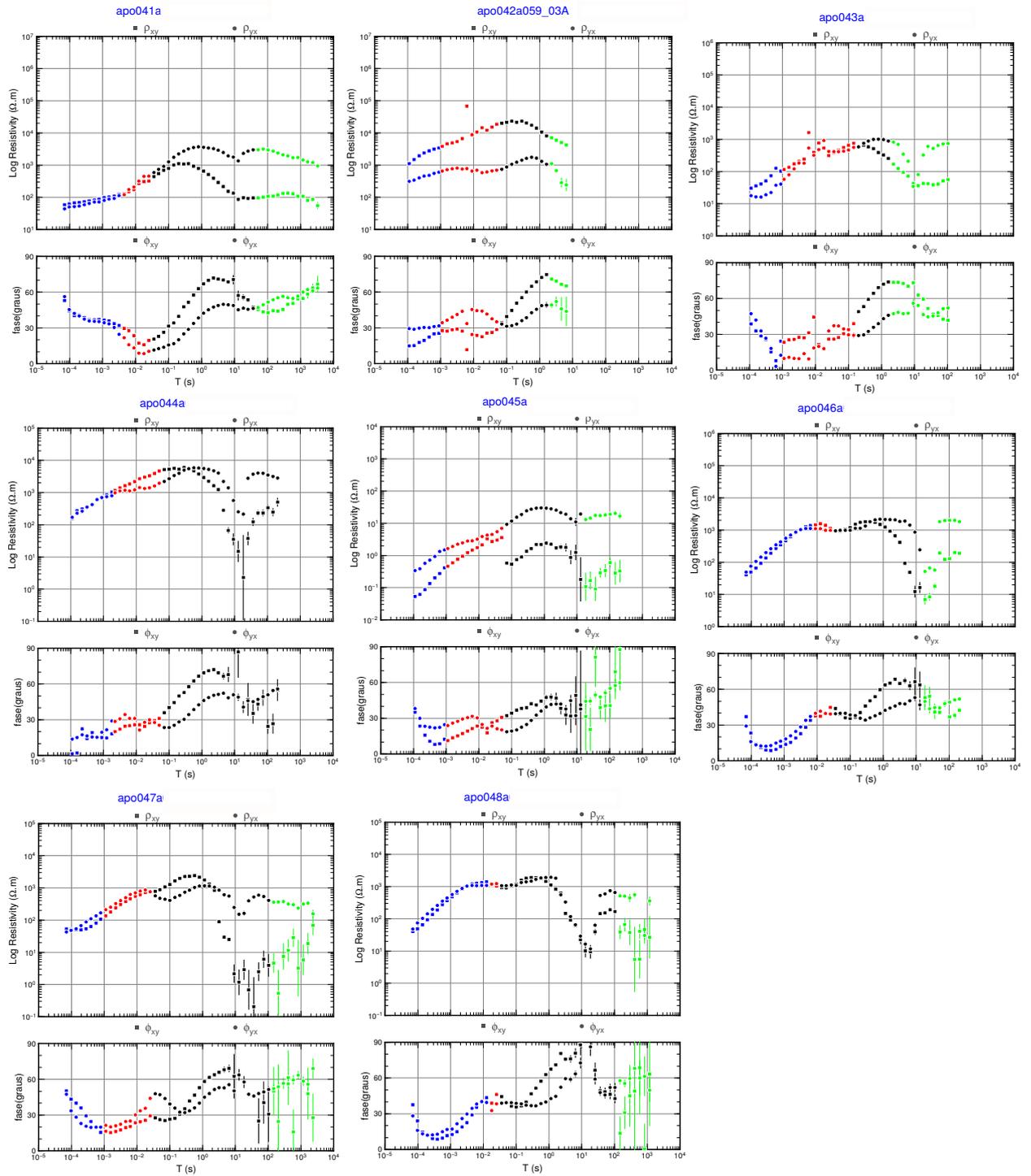


Figura A.3: Curvas de resistividade ( $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$ ) e fase ( $\phi_{xy}$ ,  $\phi_{yx}$ ) das estações 041a, 042a, 043a, 044a, 045a, 046a, 047a e 048a.

## Apêndice B

### Vetores de indução.

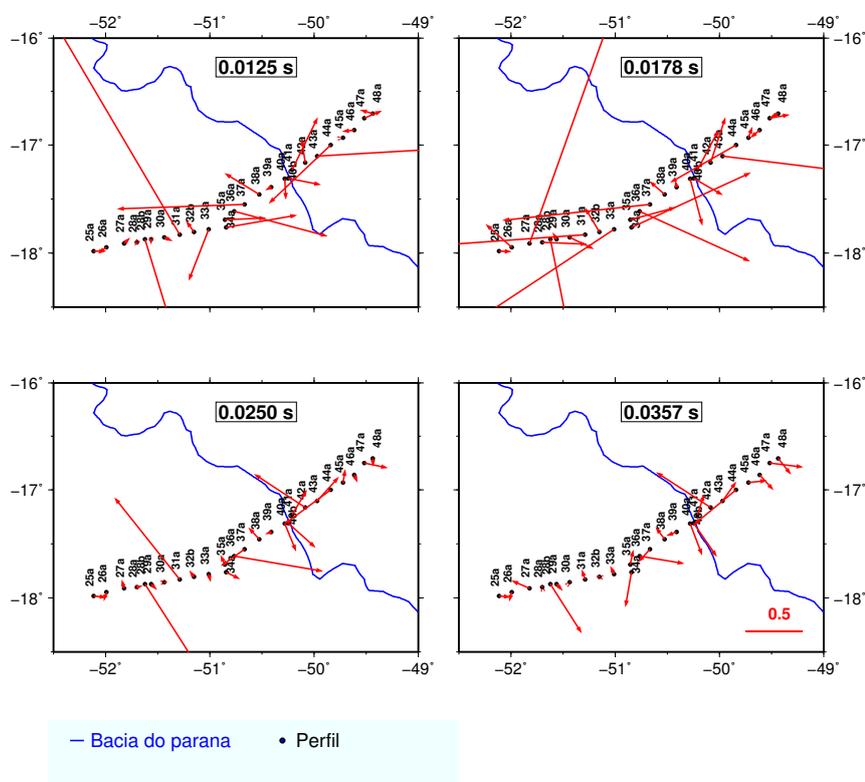


Figura B.1: Vetores de indução para os períodos 0.0125s, 0.0178s, 0.0250s e 0.0357s.

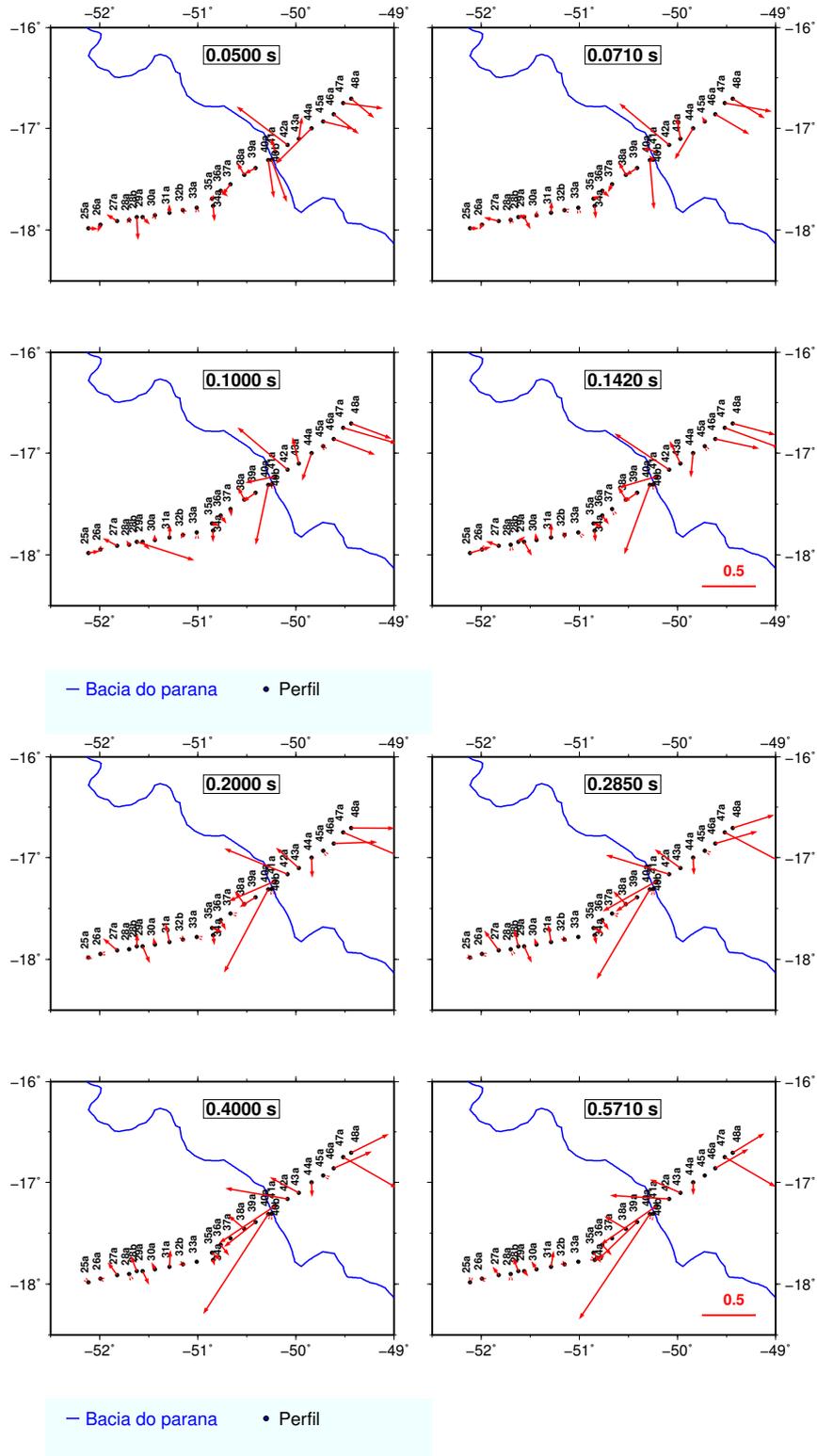


Figura B.2: Vetores de indução para os períodos 0.0500s, 0.0710s, 0.100s, 0.1420s, 0.2000s, 0.2850s, 0.4000s e 0.5710s.

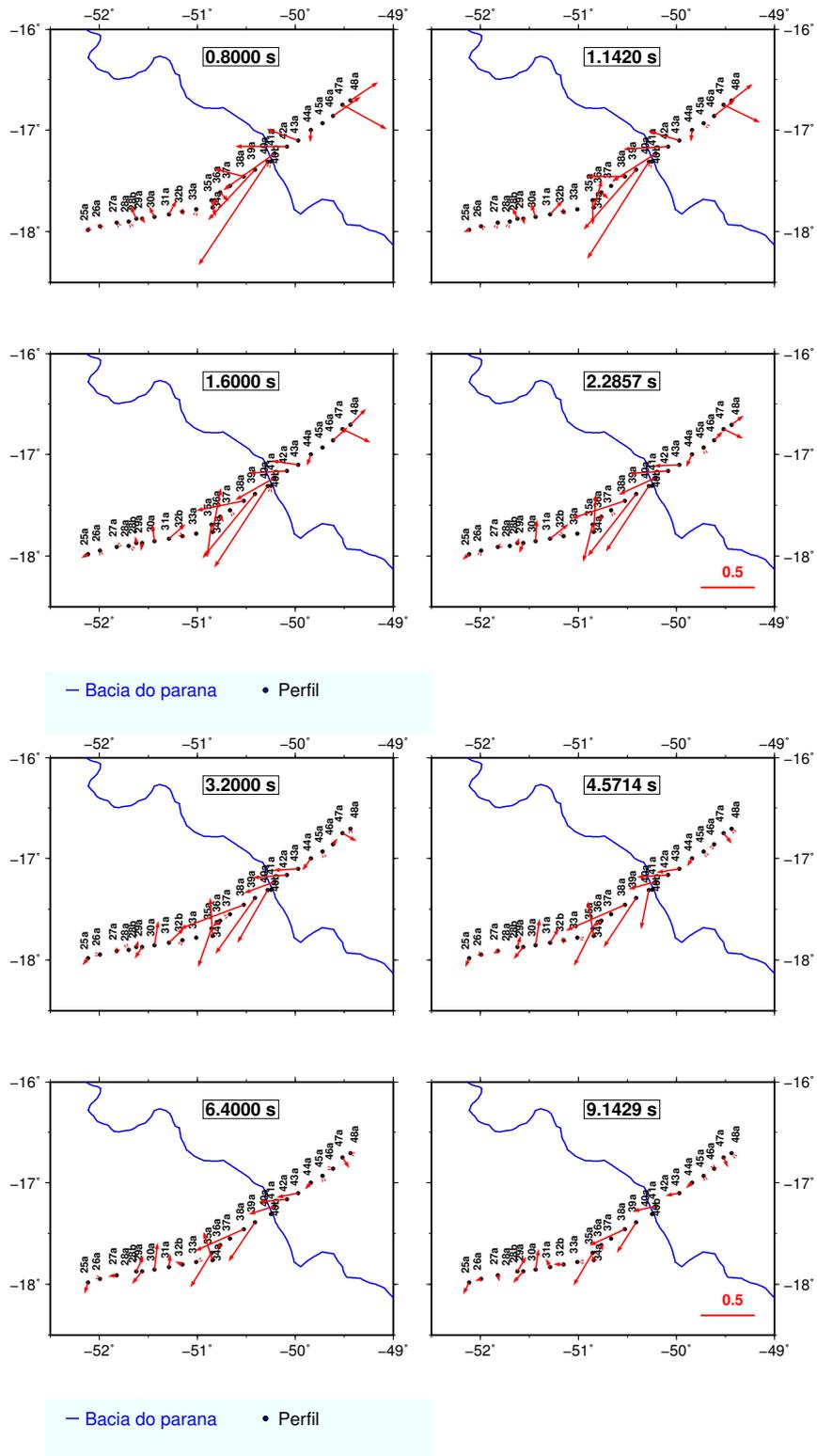


Figura B.3: Vetores de indução para os períodos 0.8000s, 1.1420s, 1.6000s, 2.2857s, 3.2000s, 4.5714s, 6.4000s e 9.1429s.

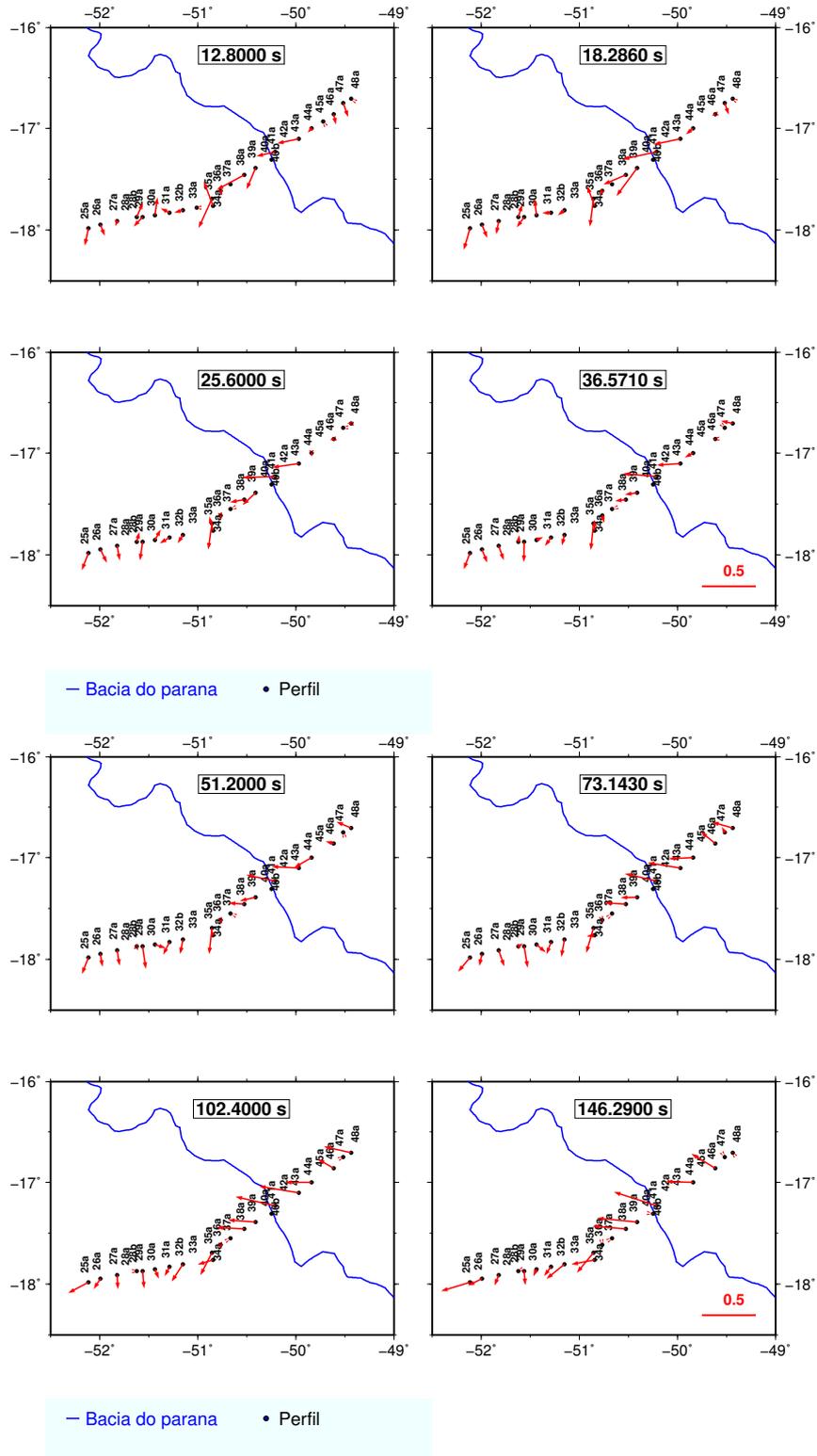
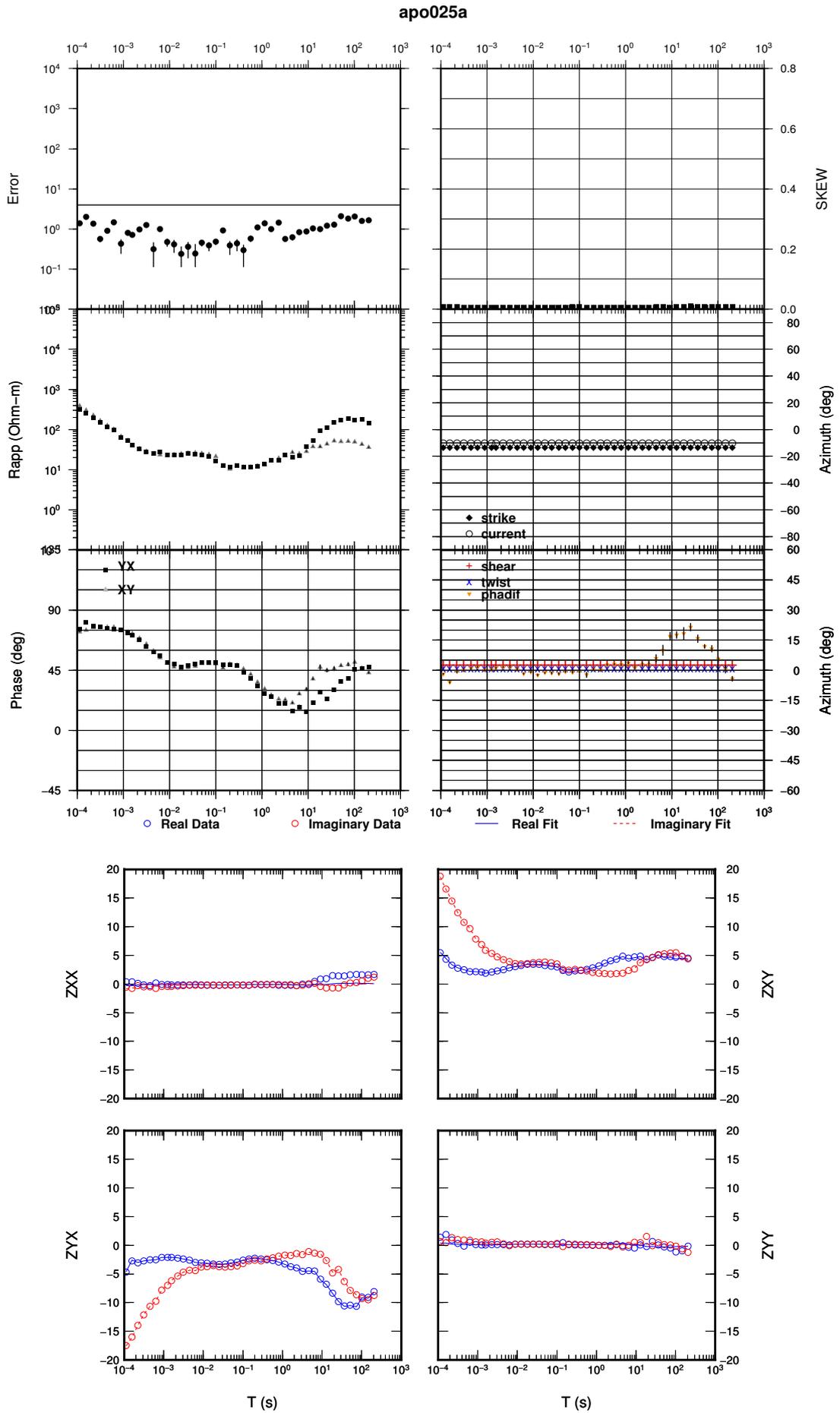


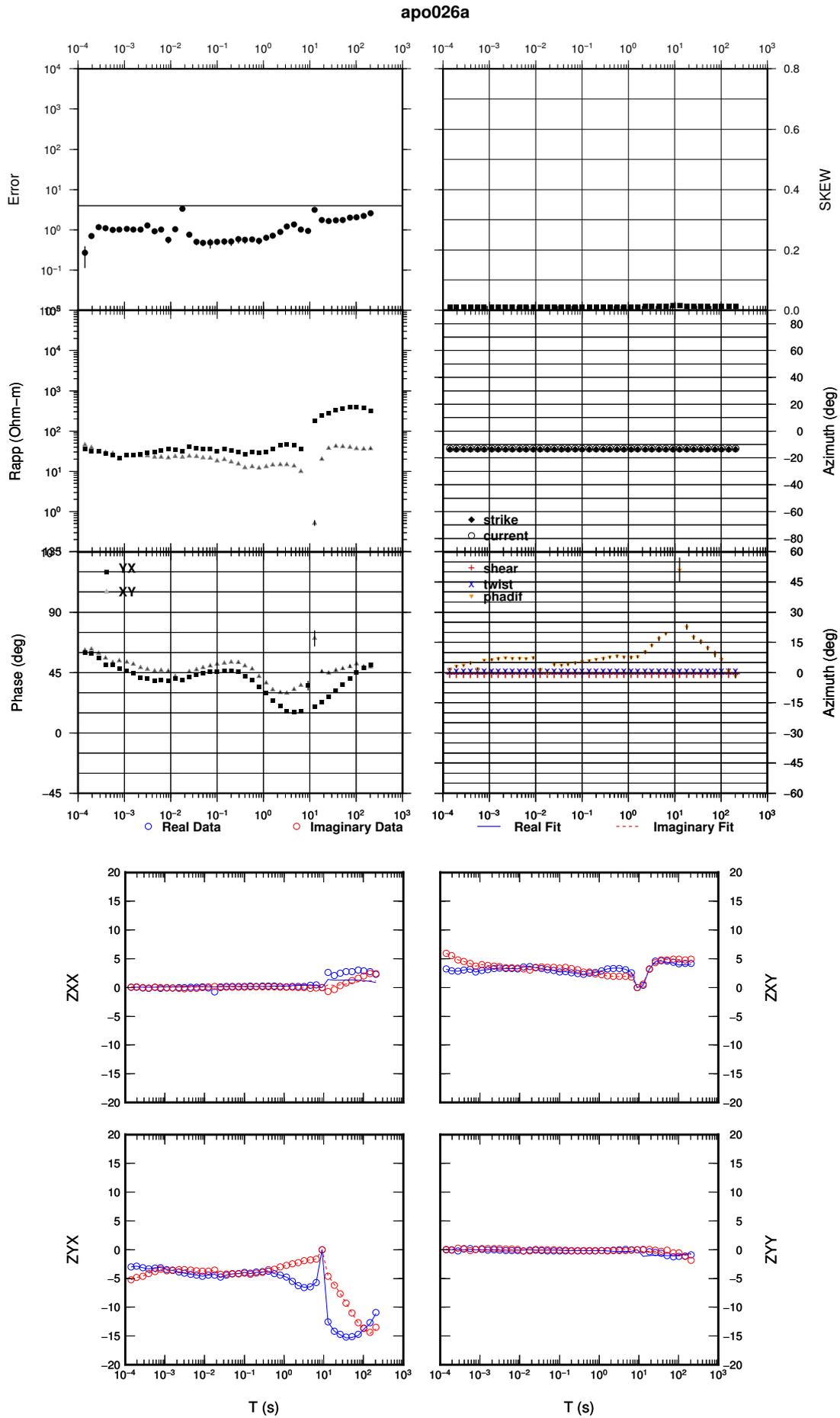
Figura B.4: Vetores de indução para os períodos 12.8000s, 18.2860s, 25.6000s, 36.5710s, 51.2000s, 73.1430s, 102.4000s e 146.2900s.

## Apêndice C

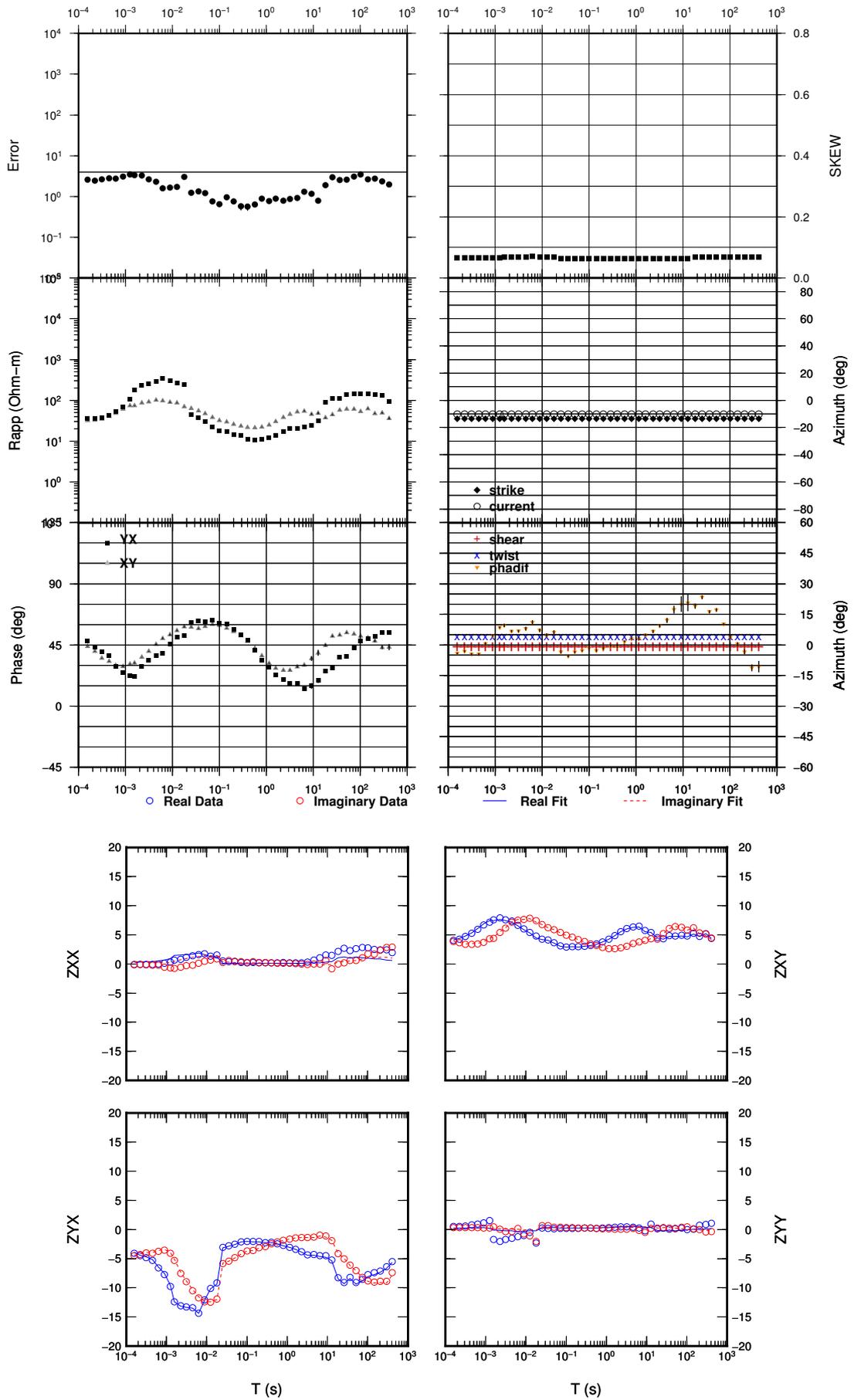
---

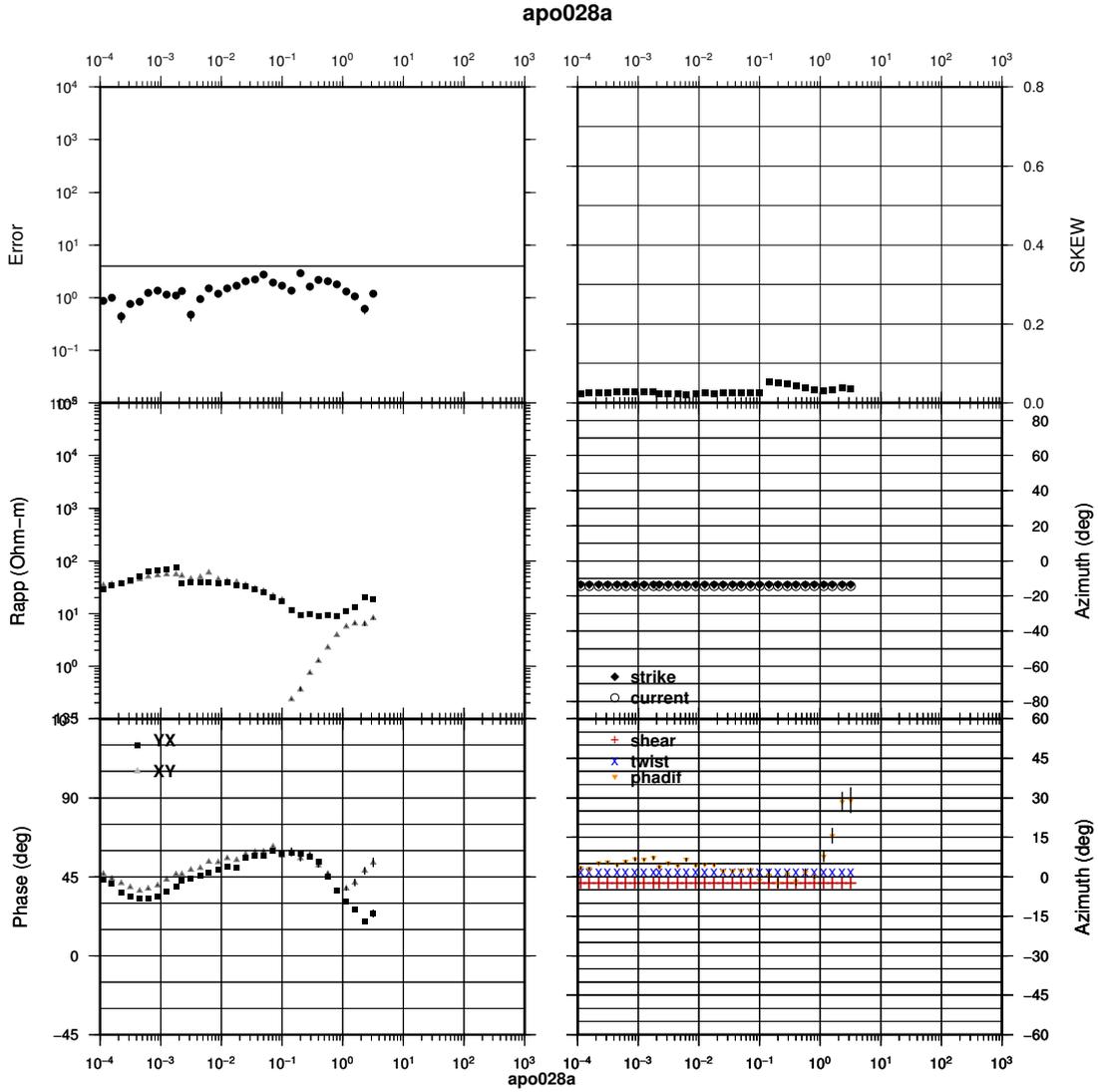
Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido para cada estação.



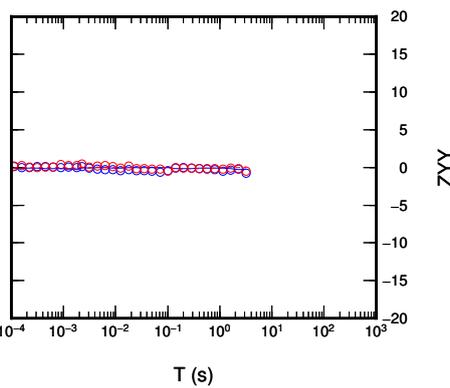
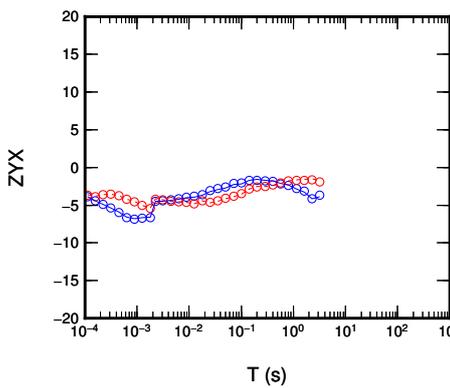
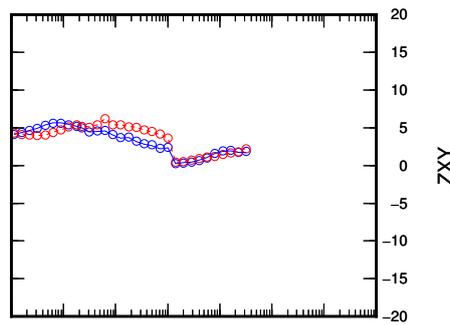
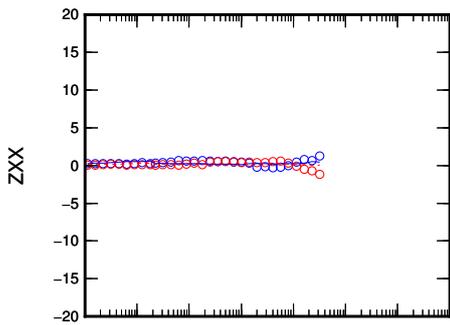


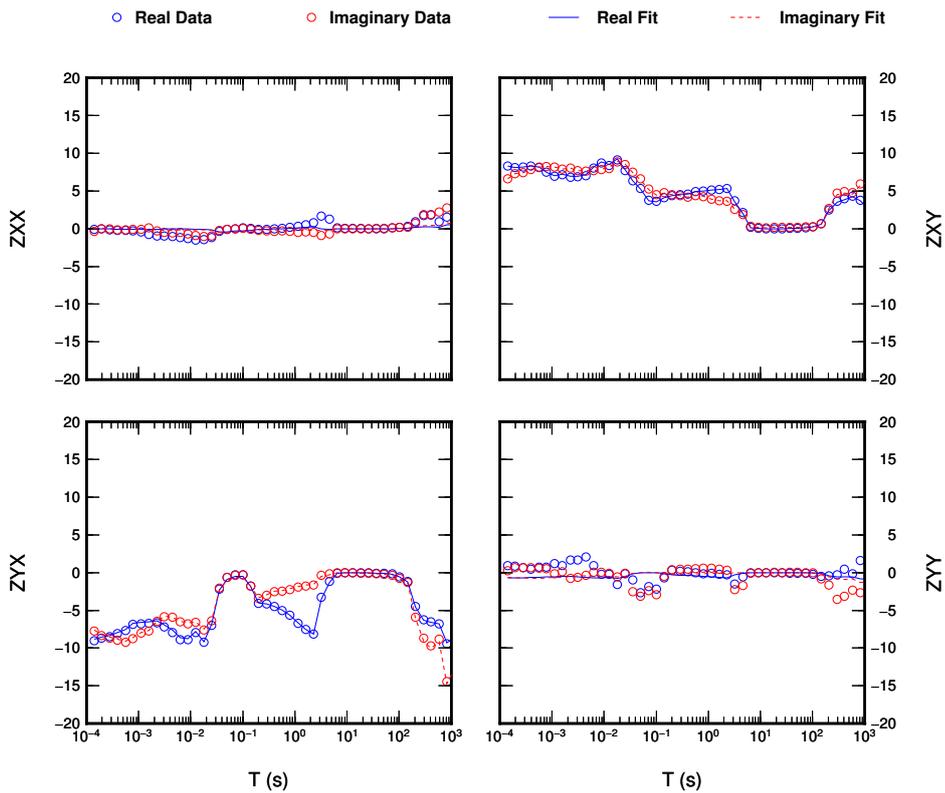
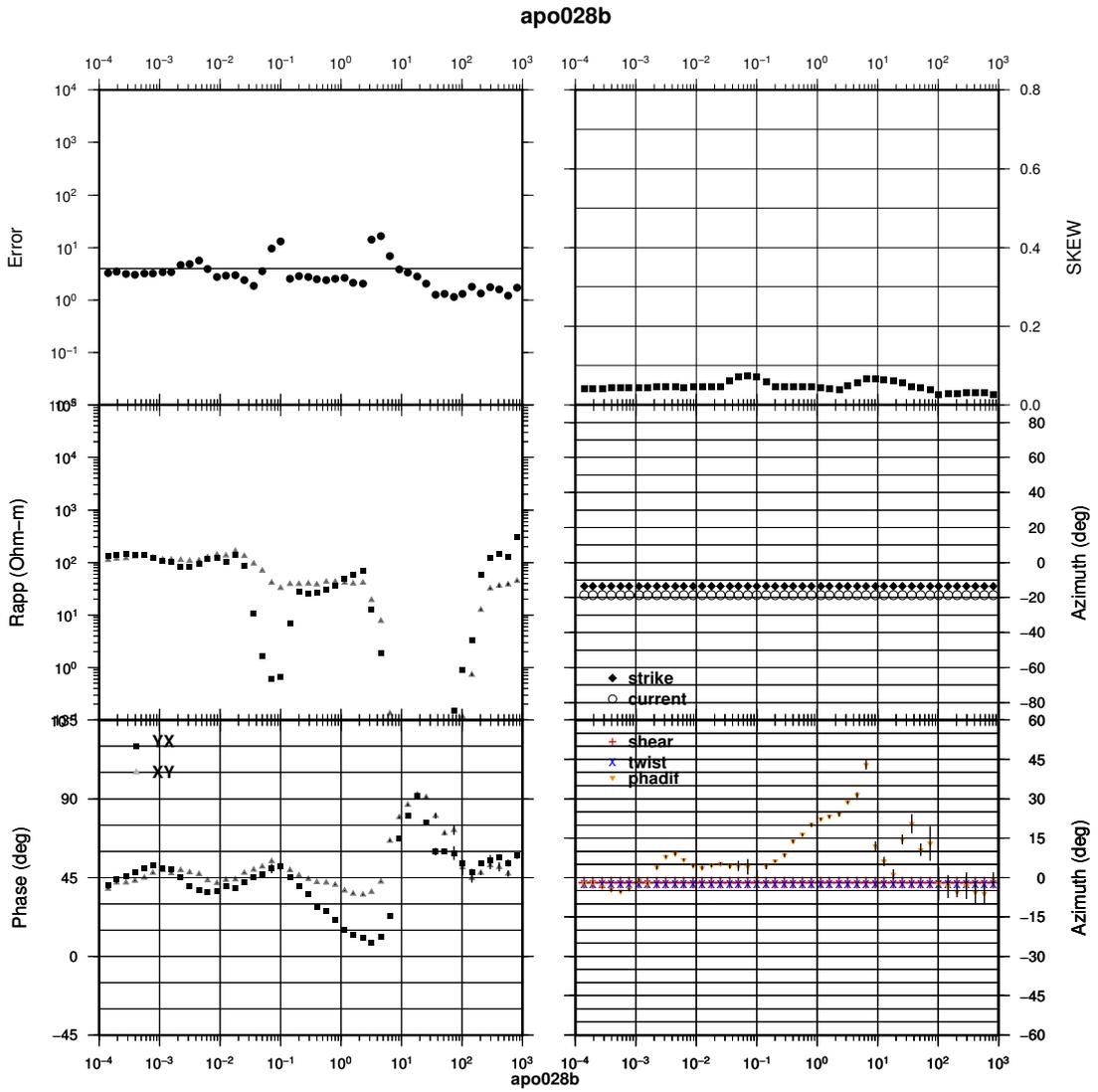
apo027a

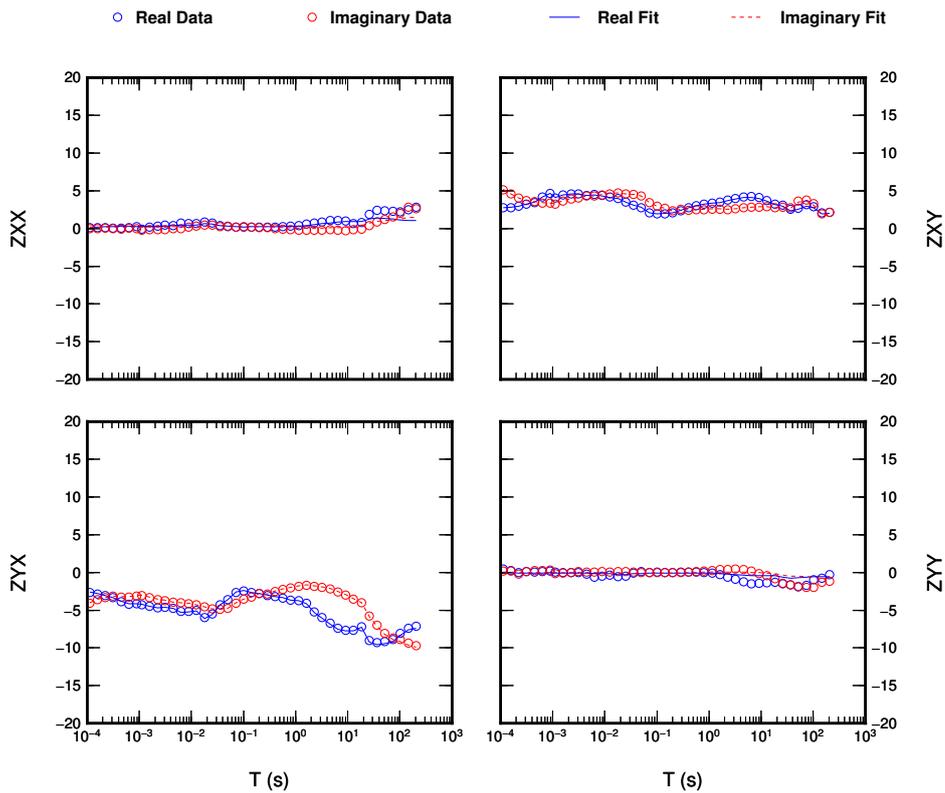
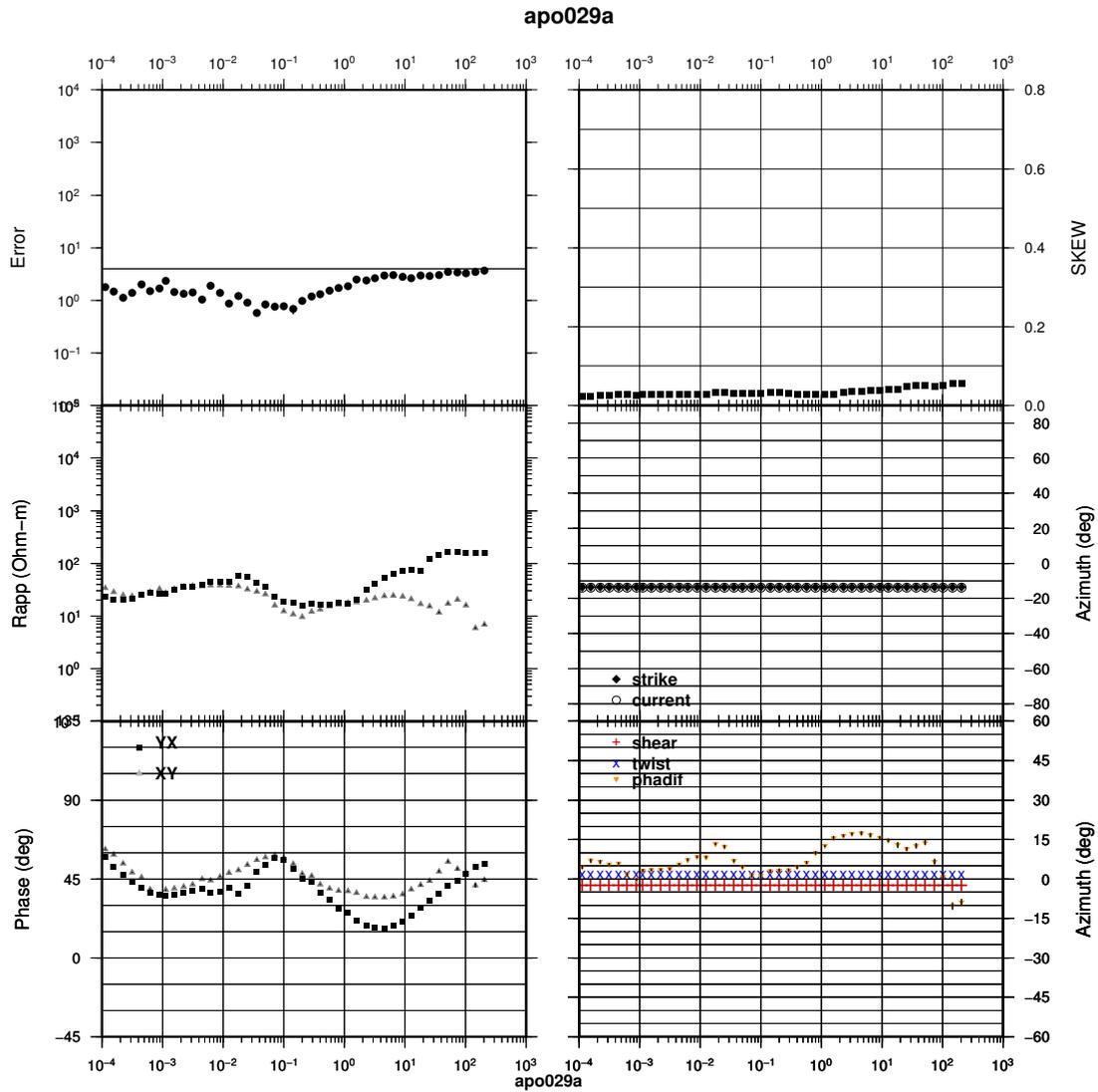


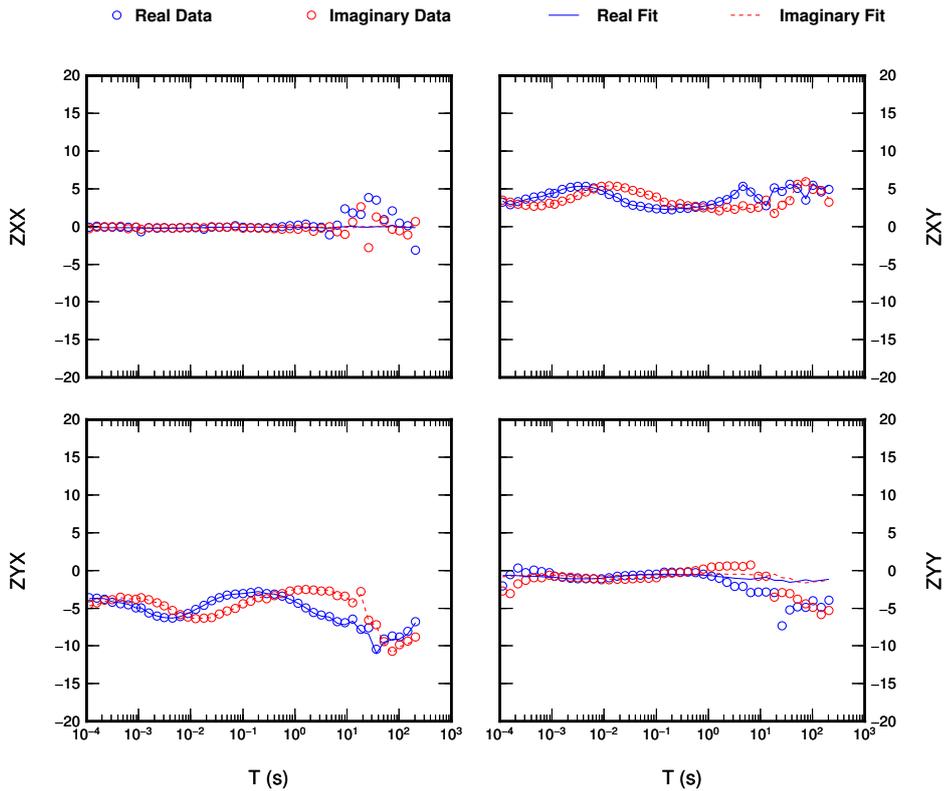
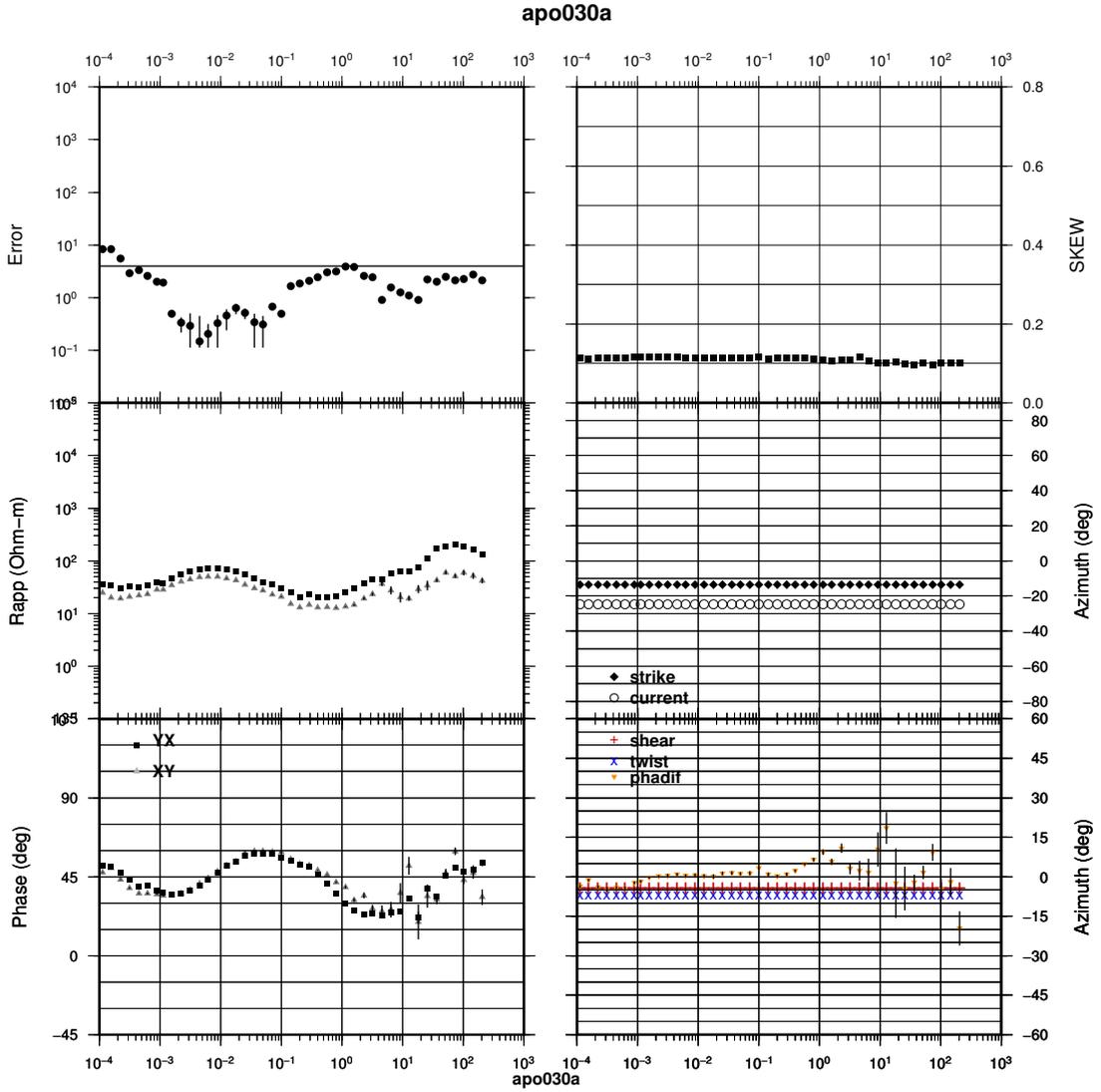


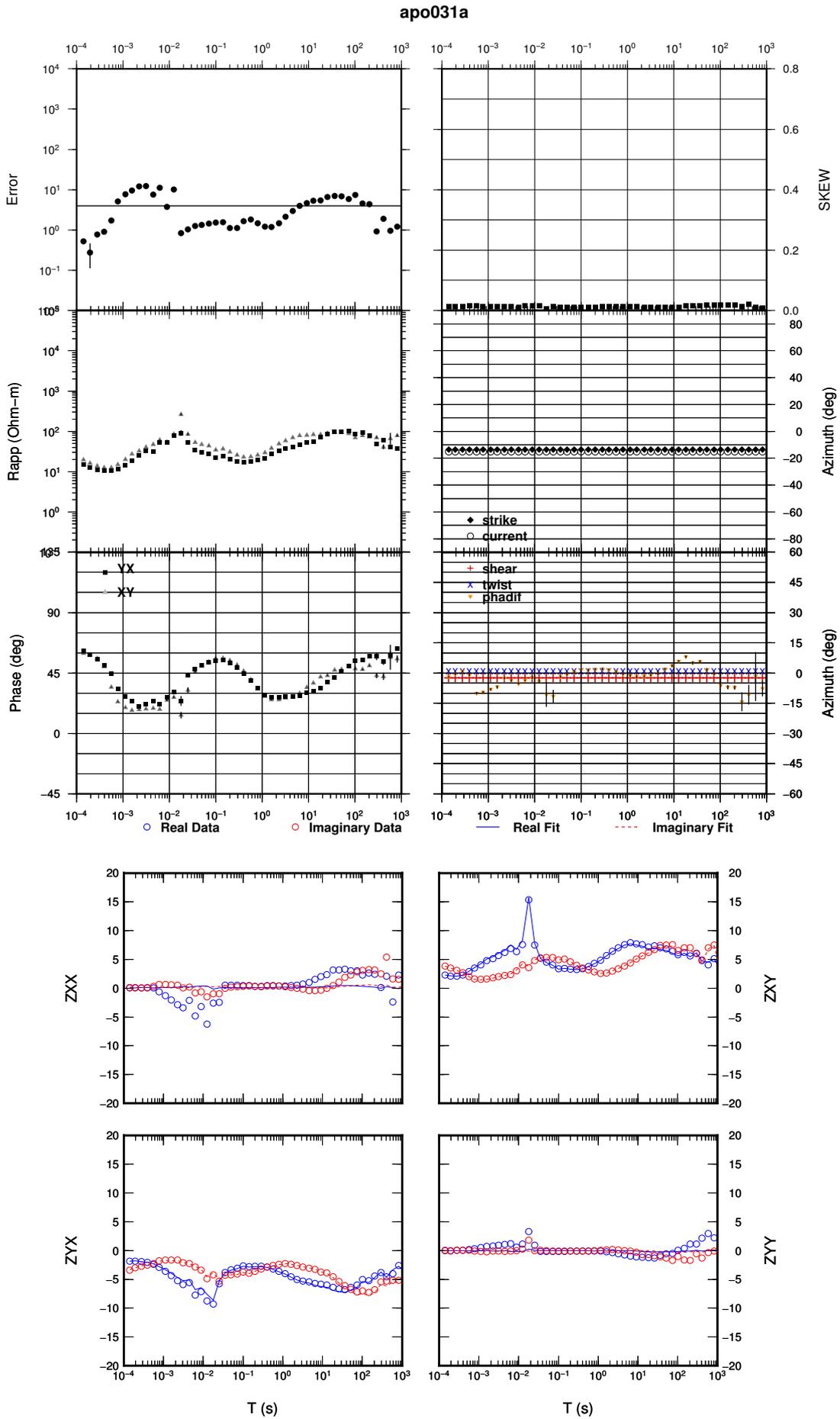
○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit

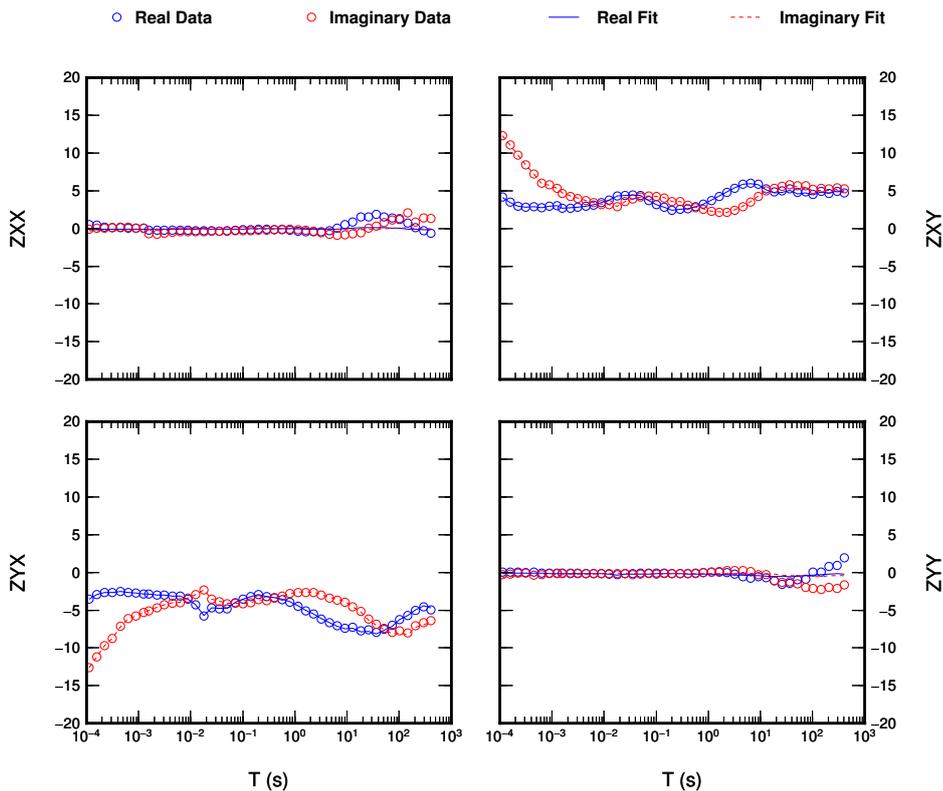
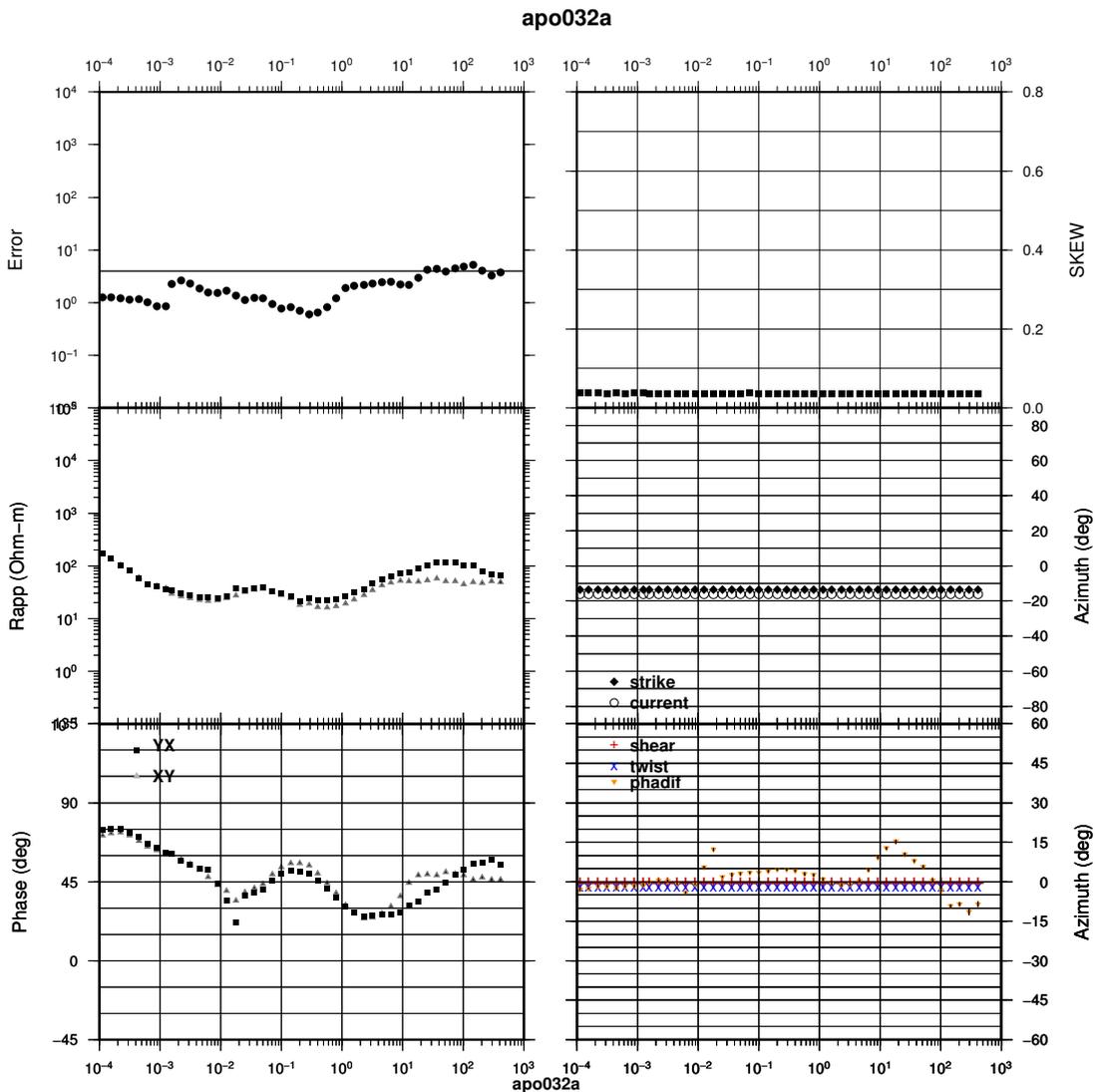


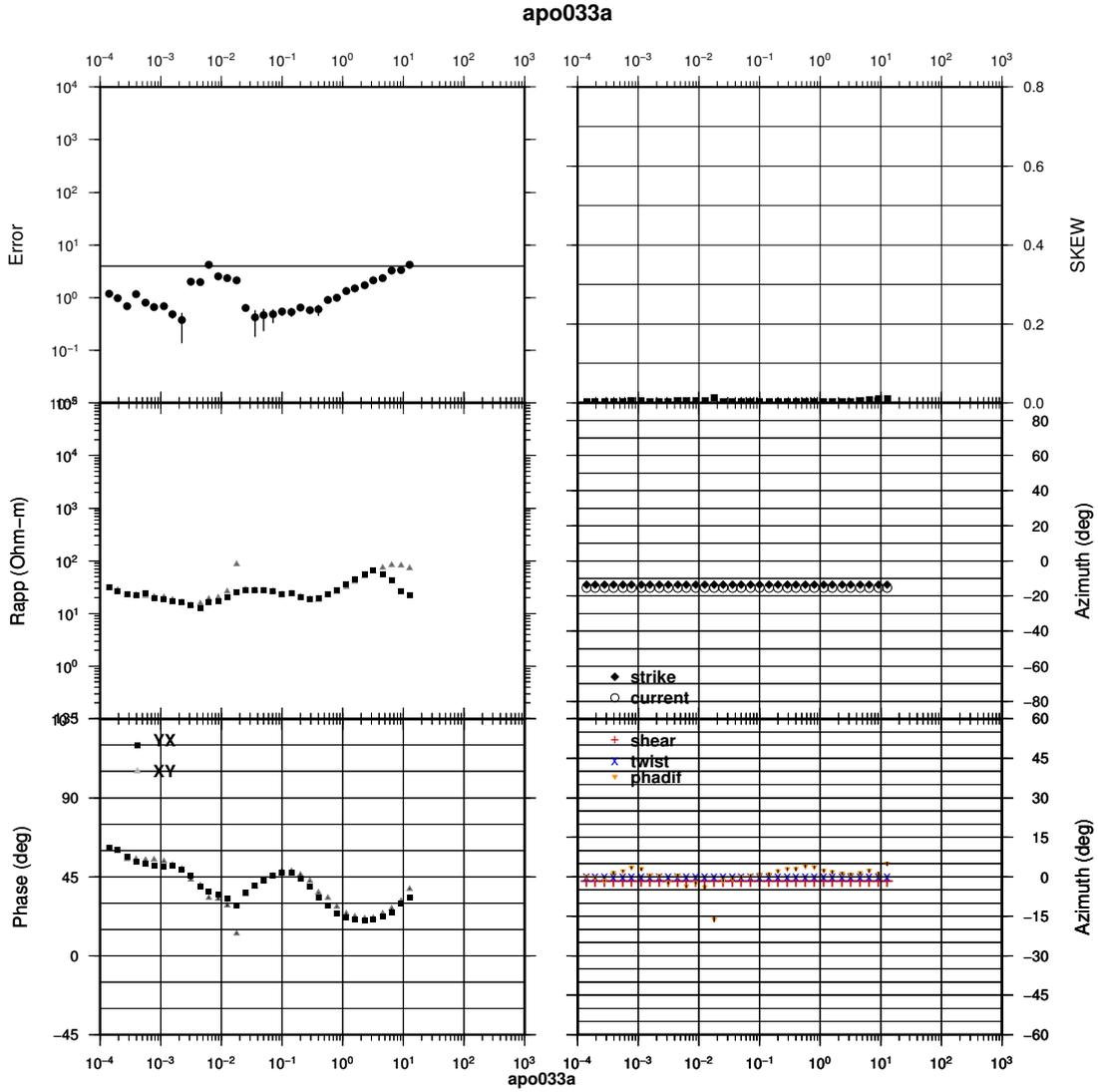




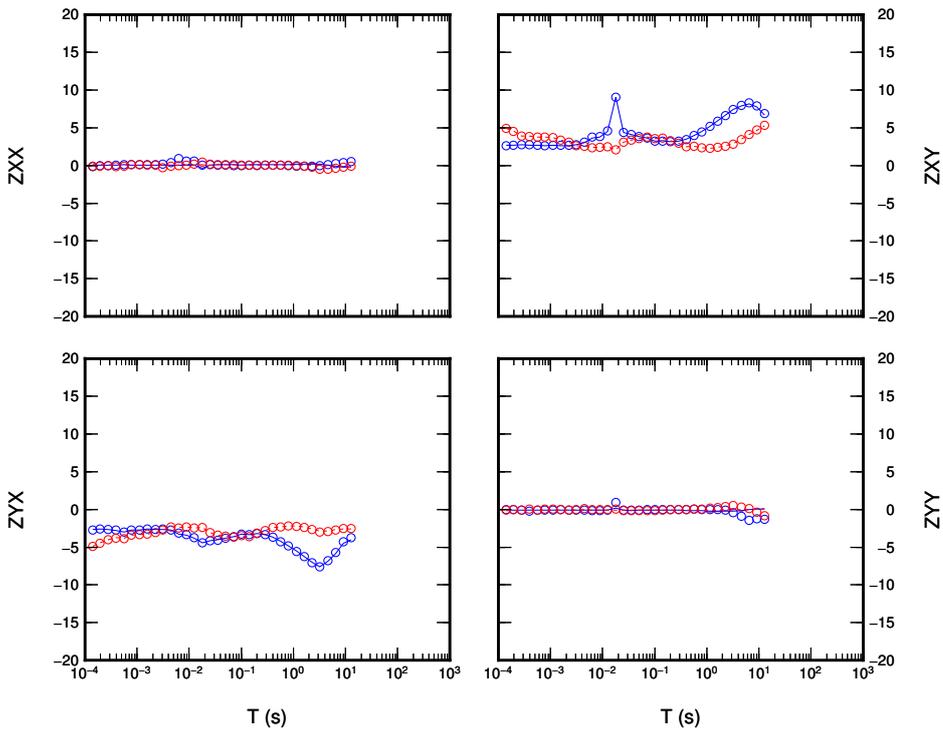


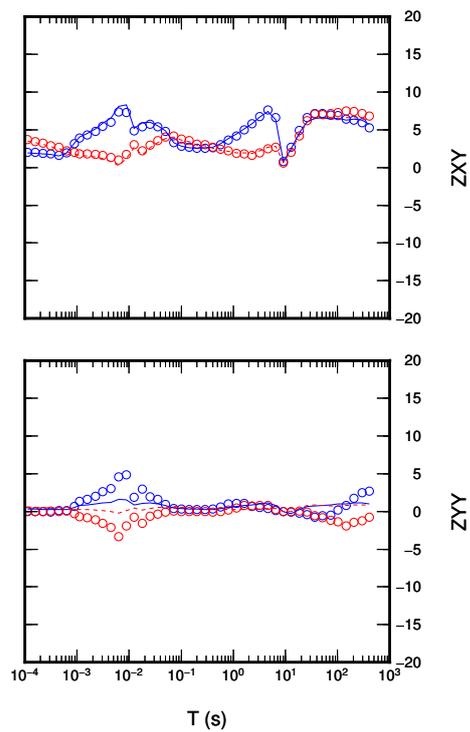
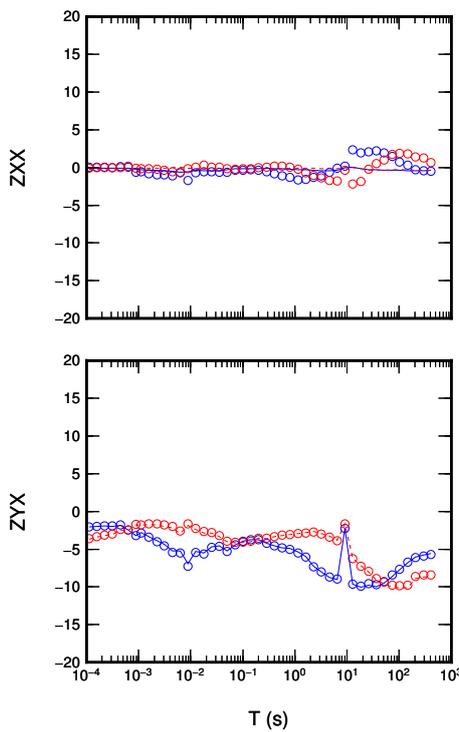
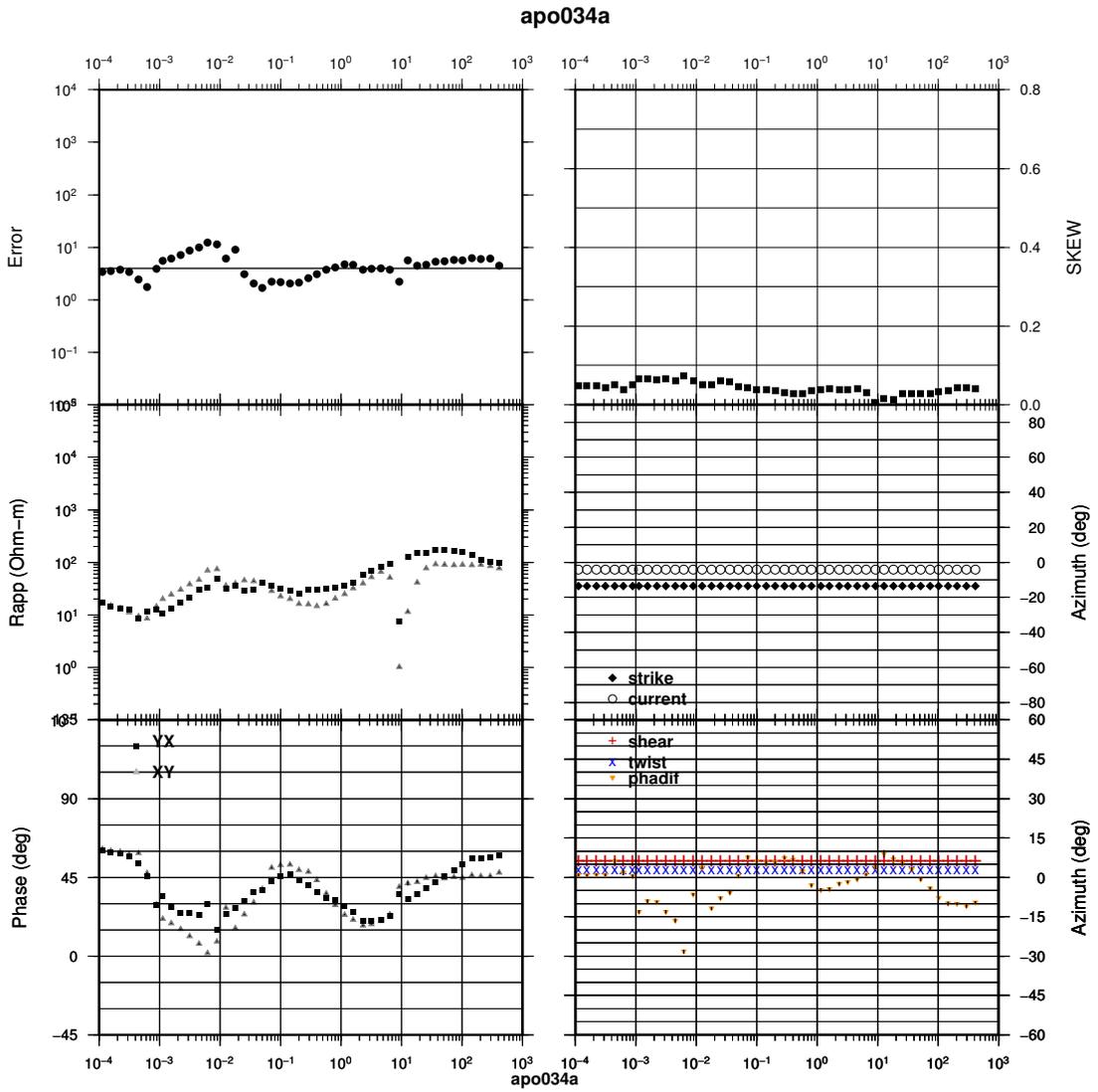


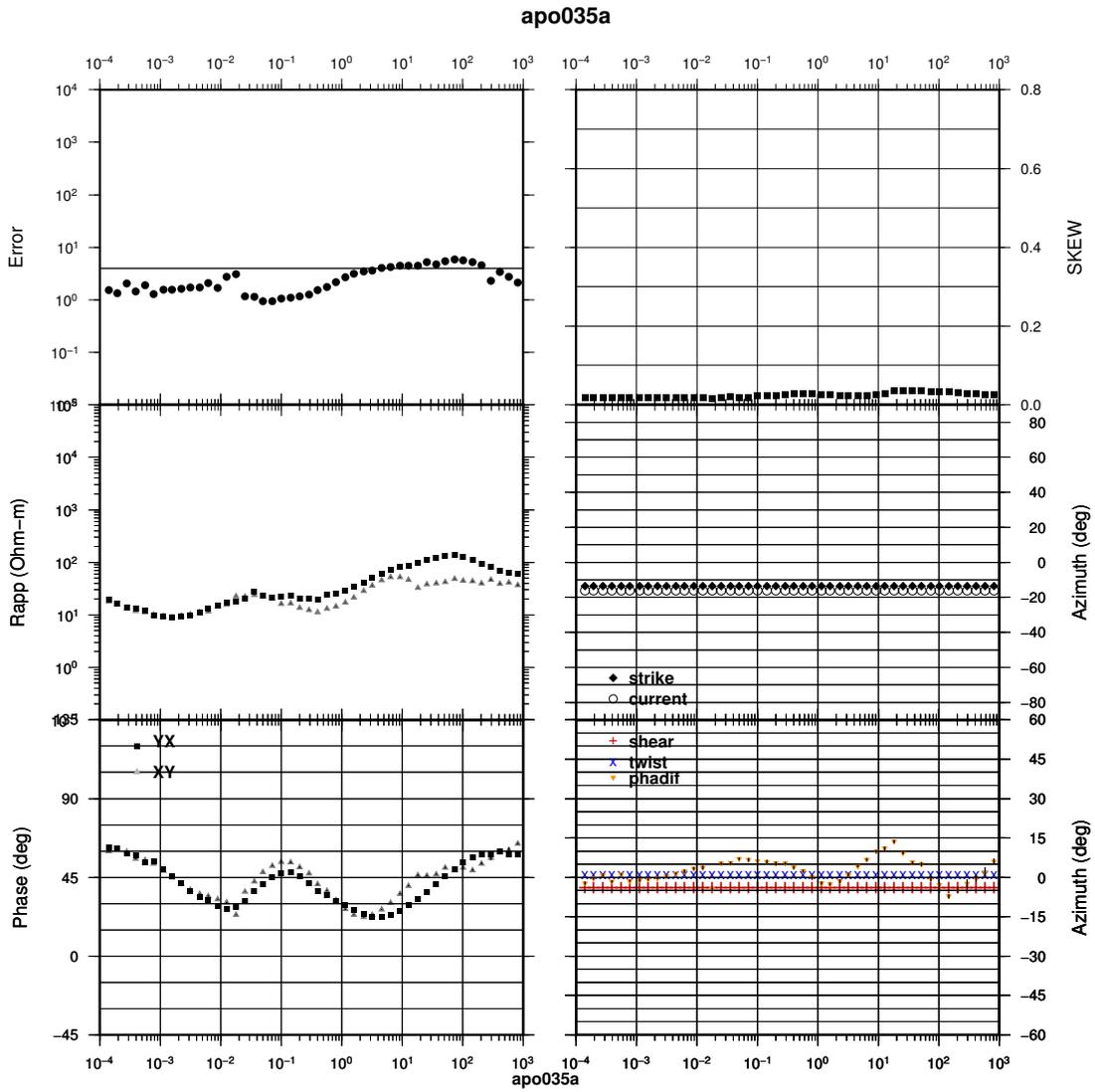




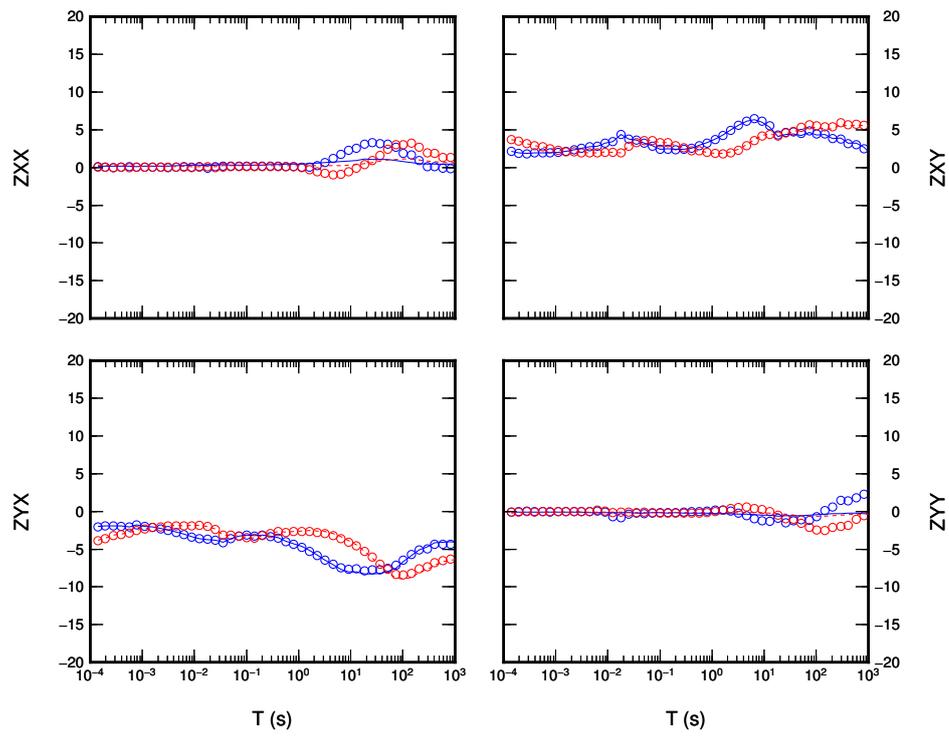
○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit

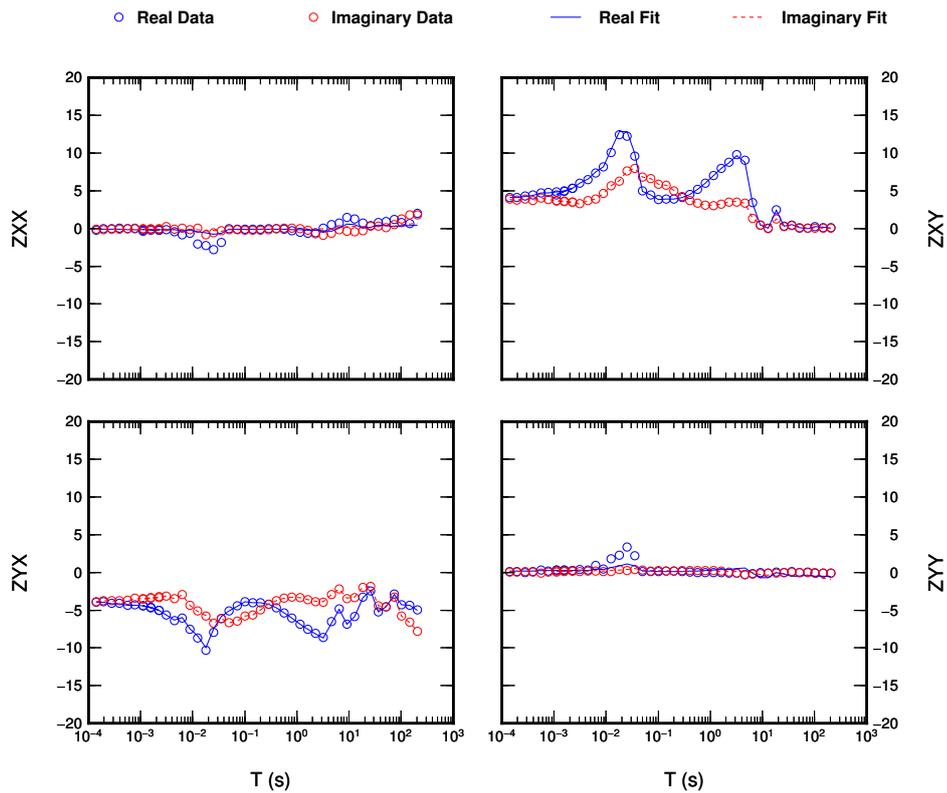
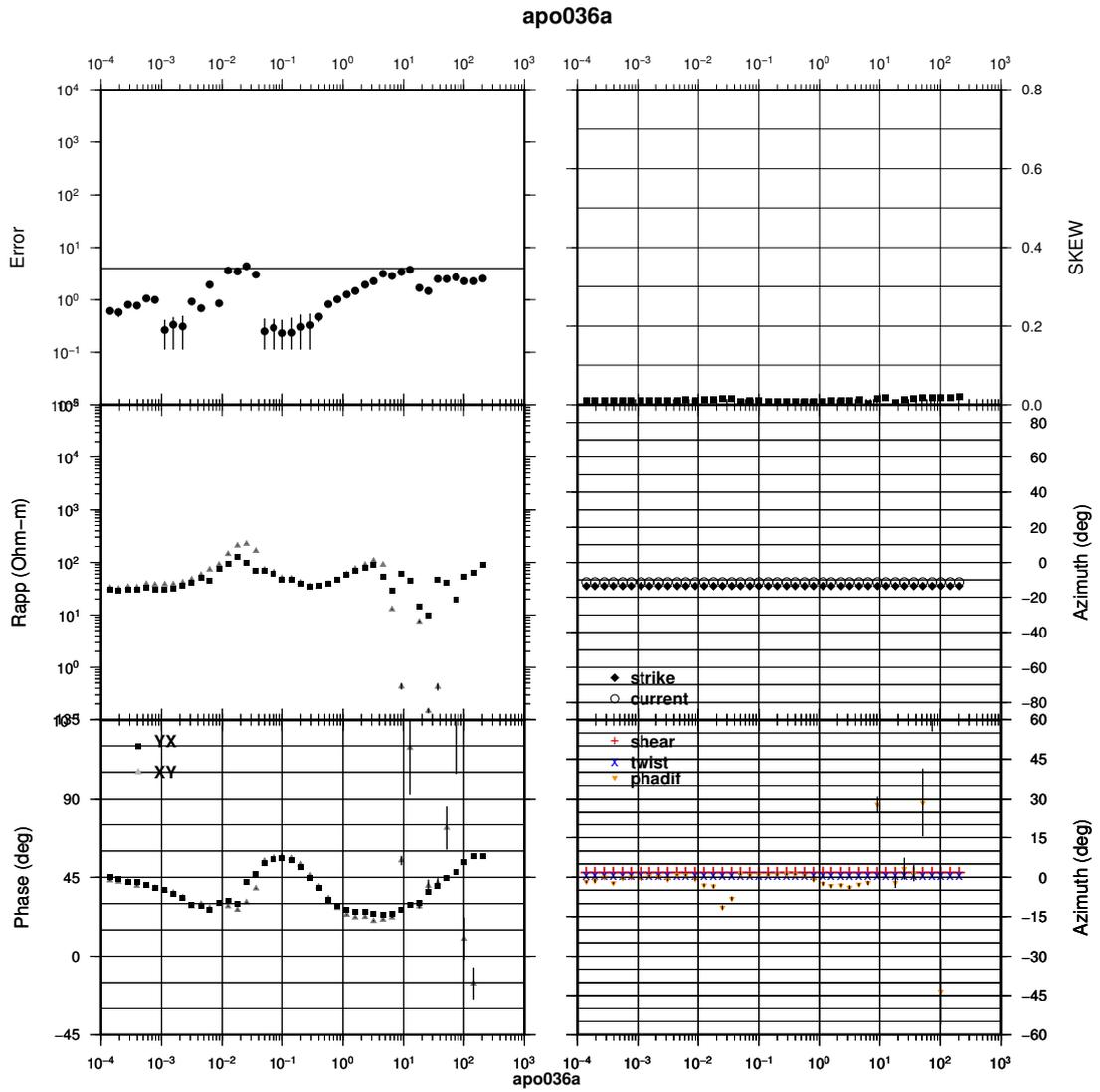


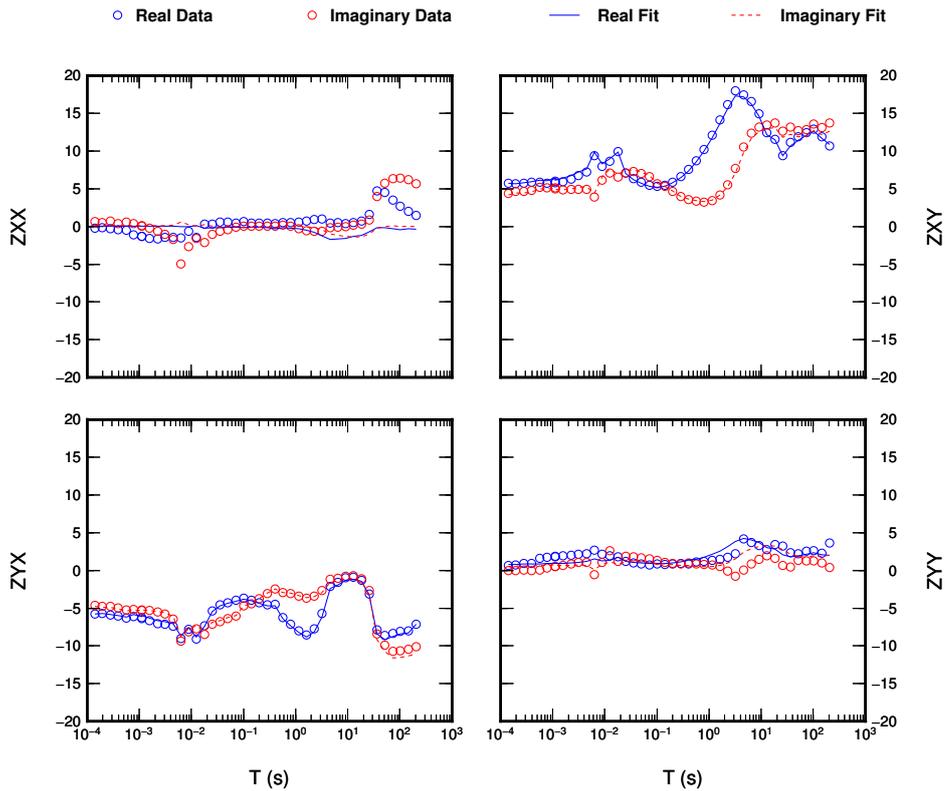
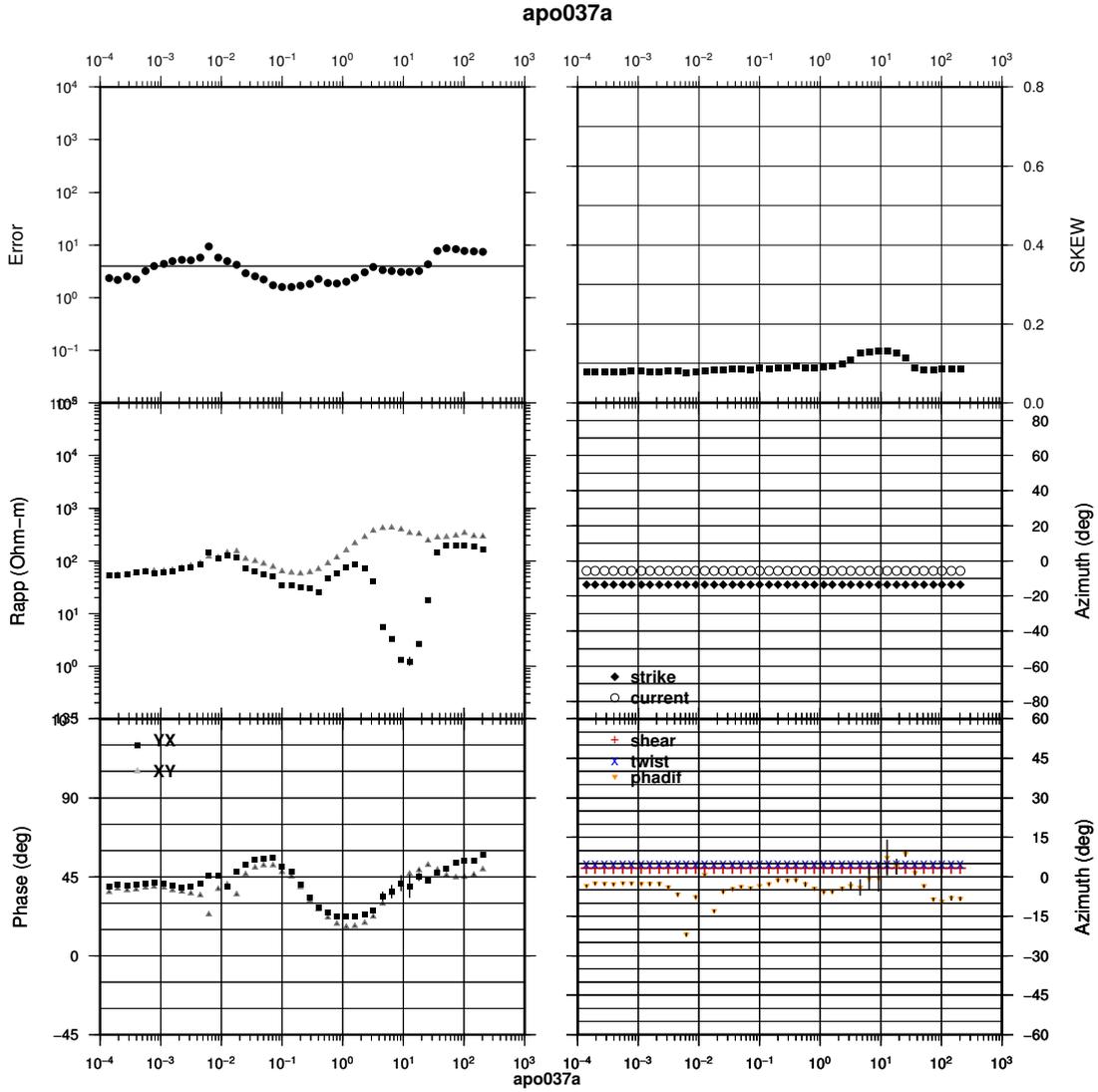


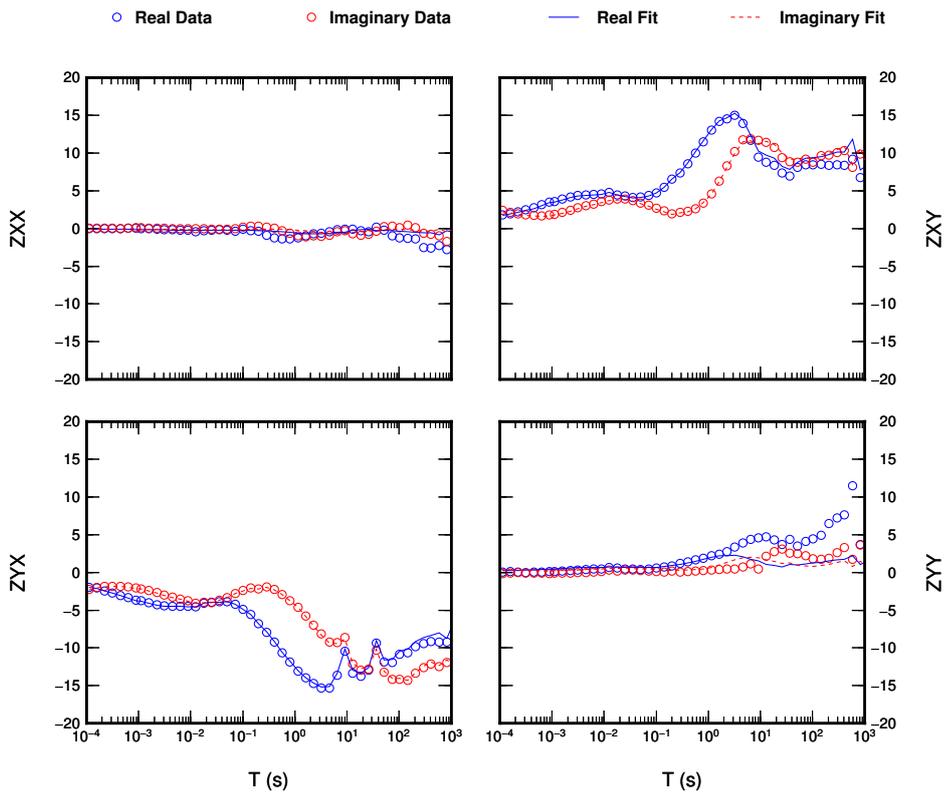
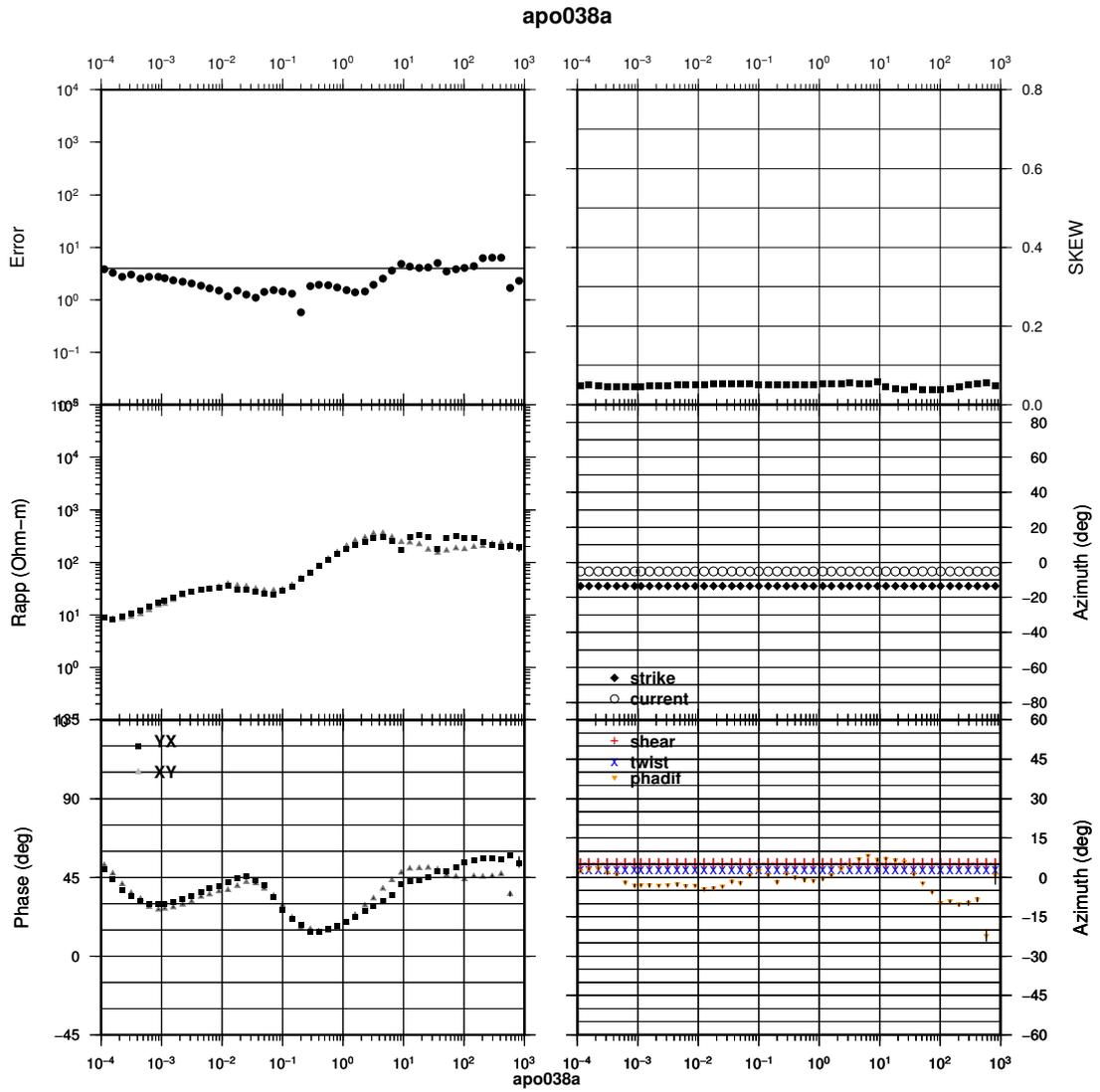


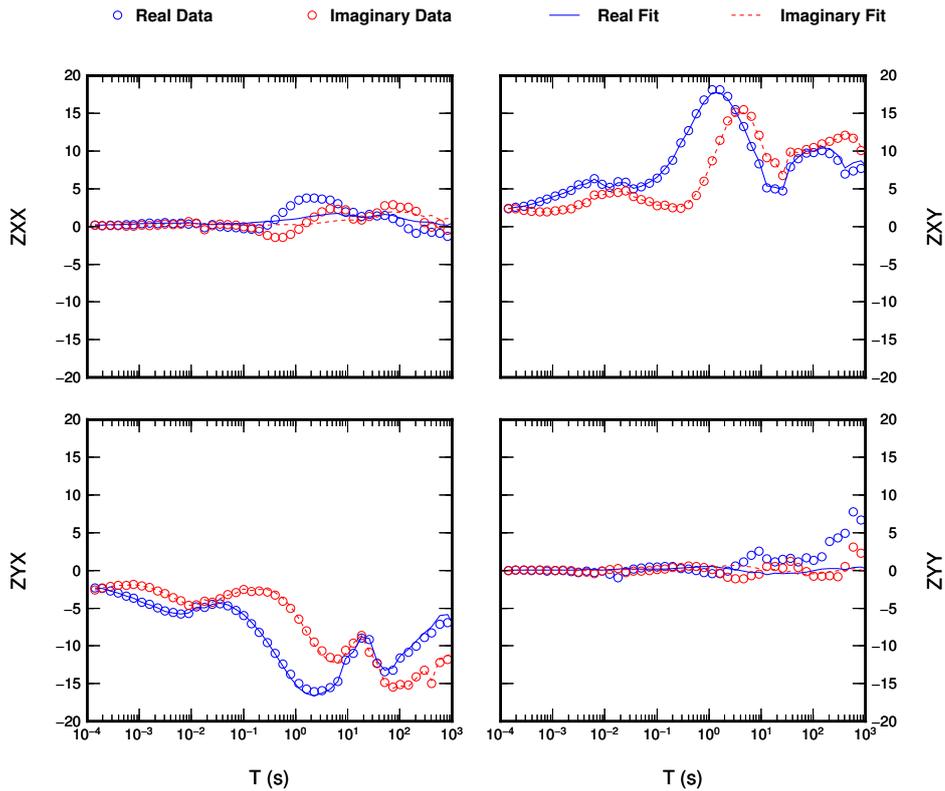
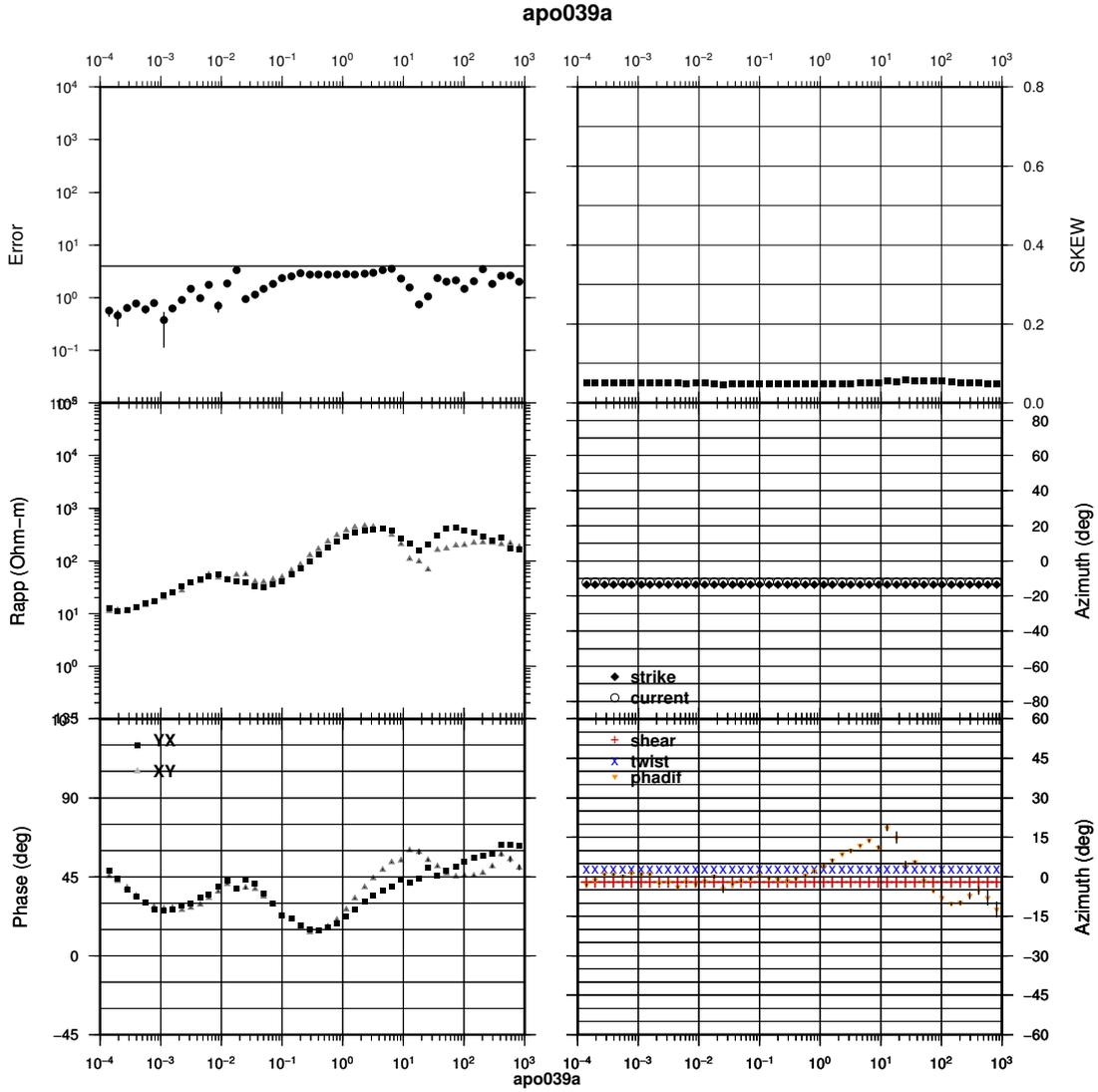
○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit

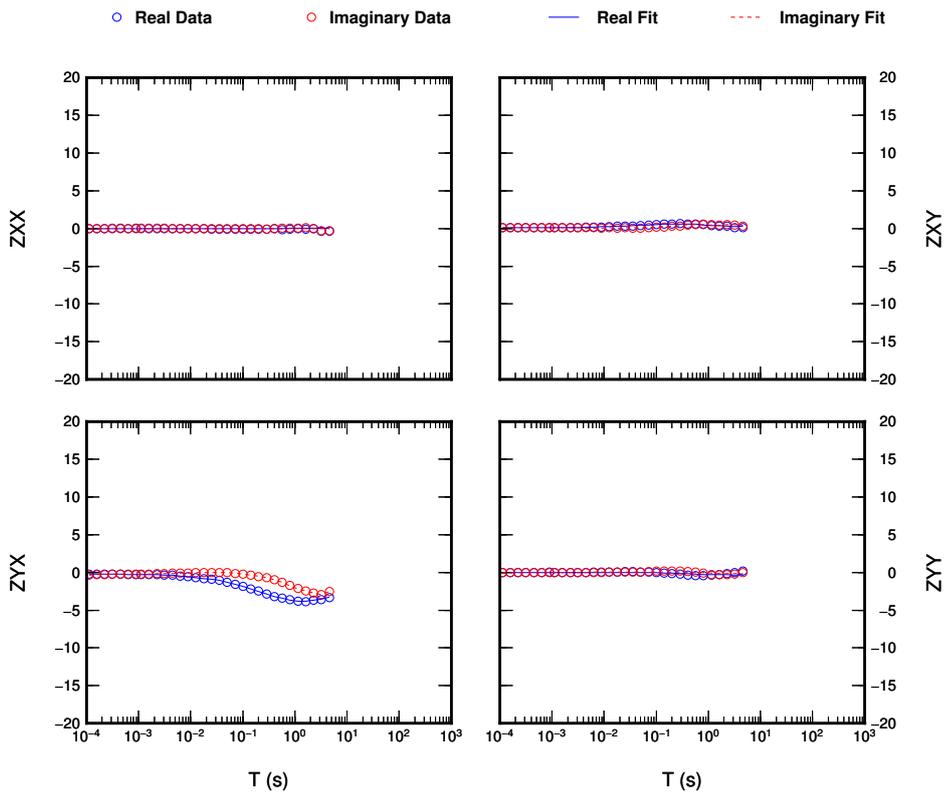
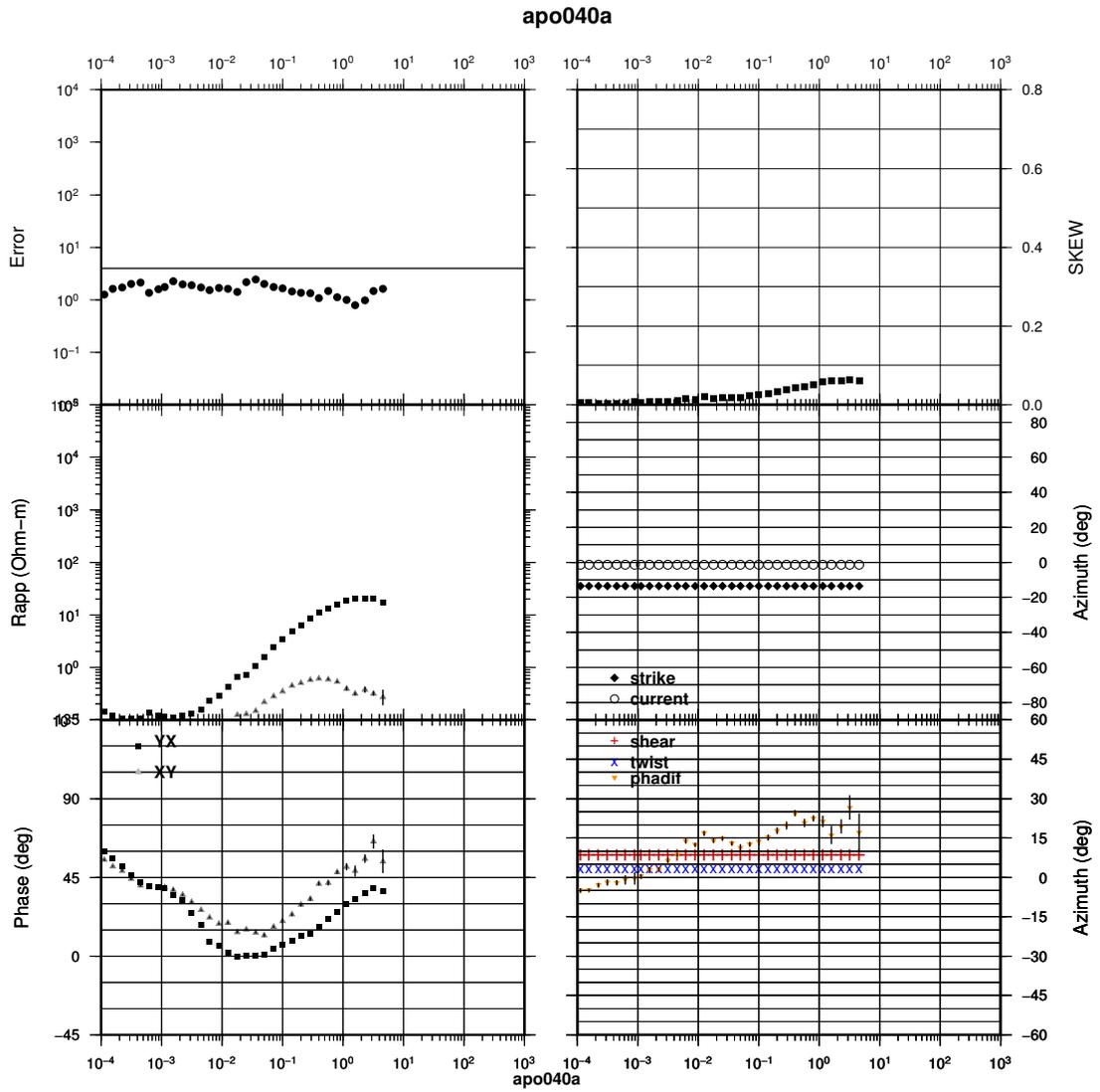


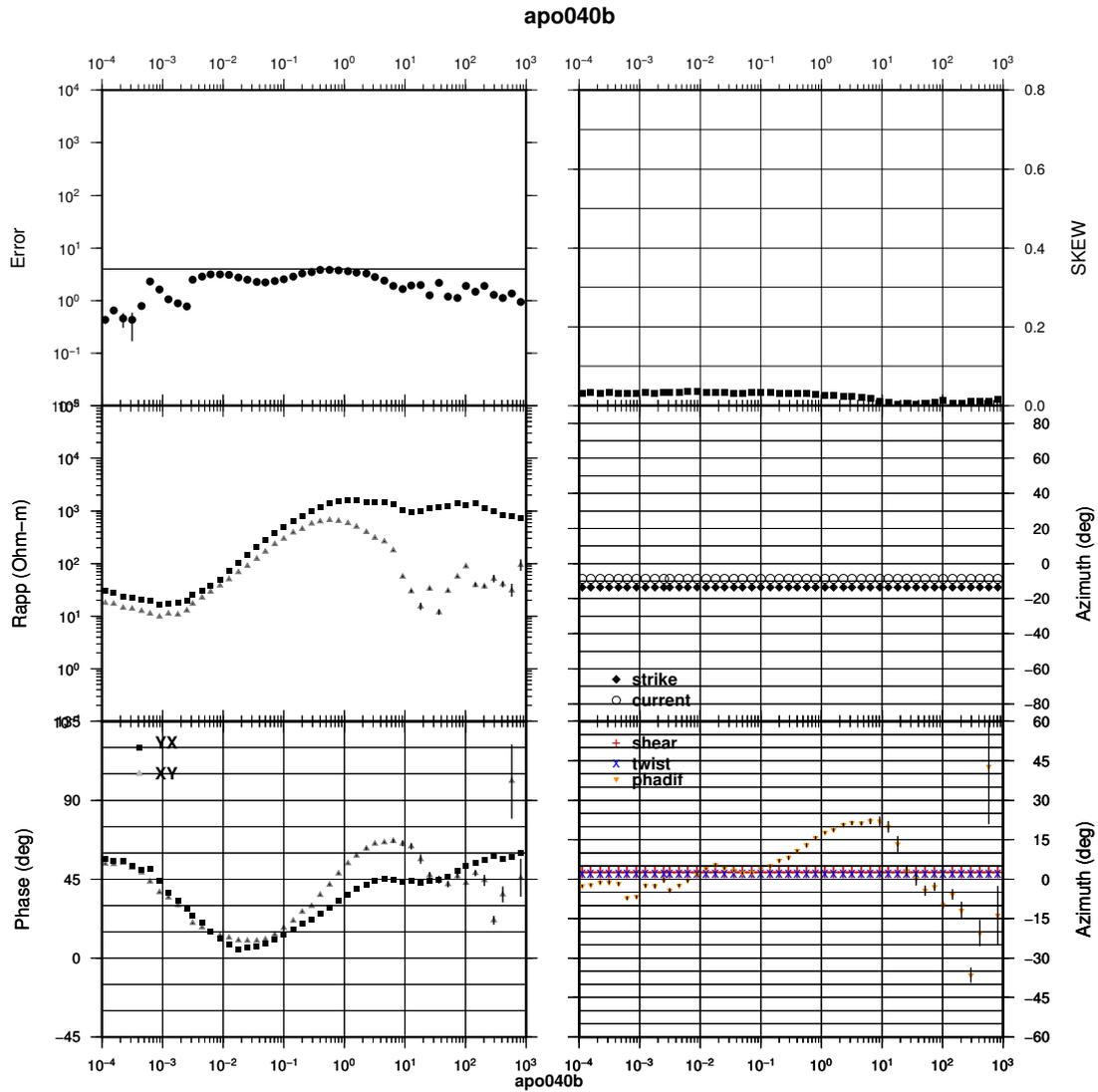




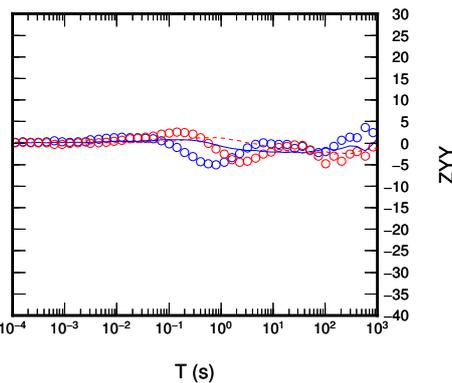
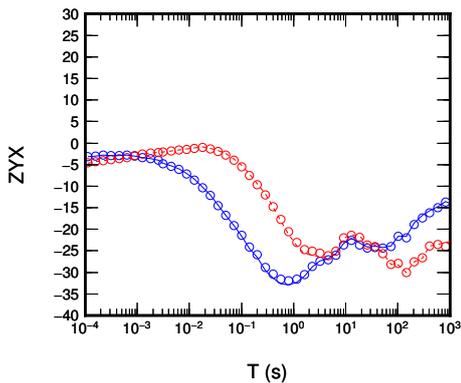
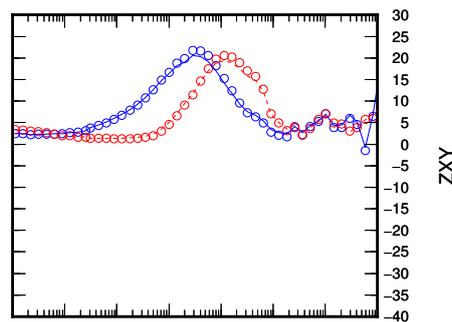
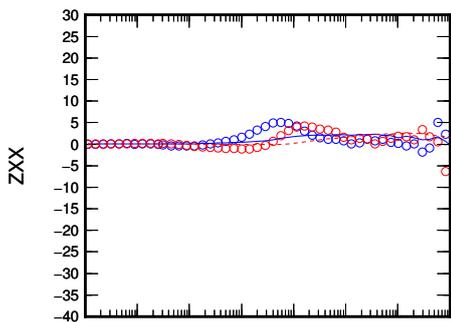


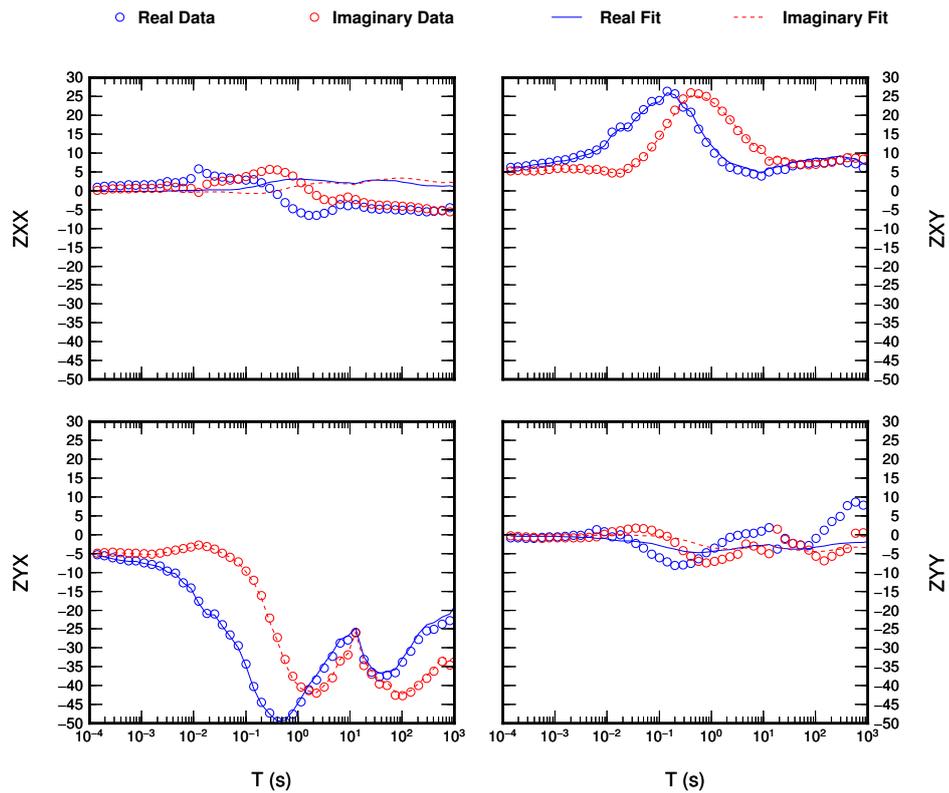
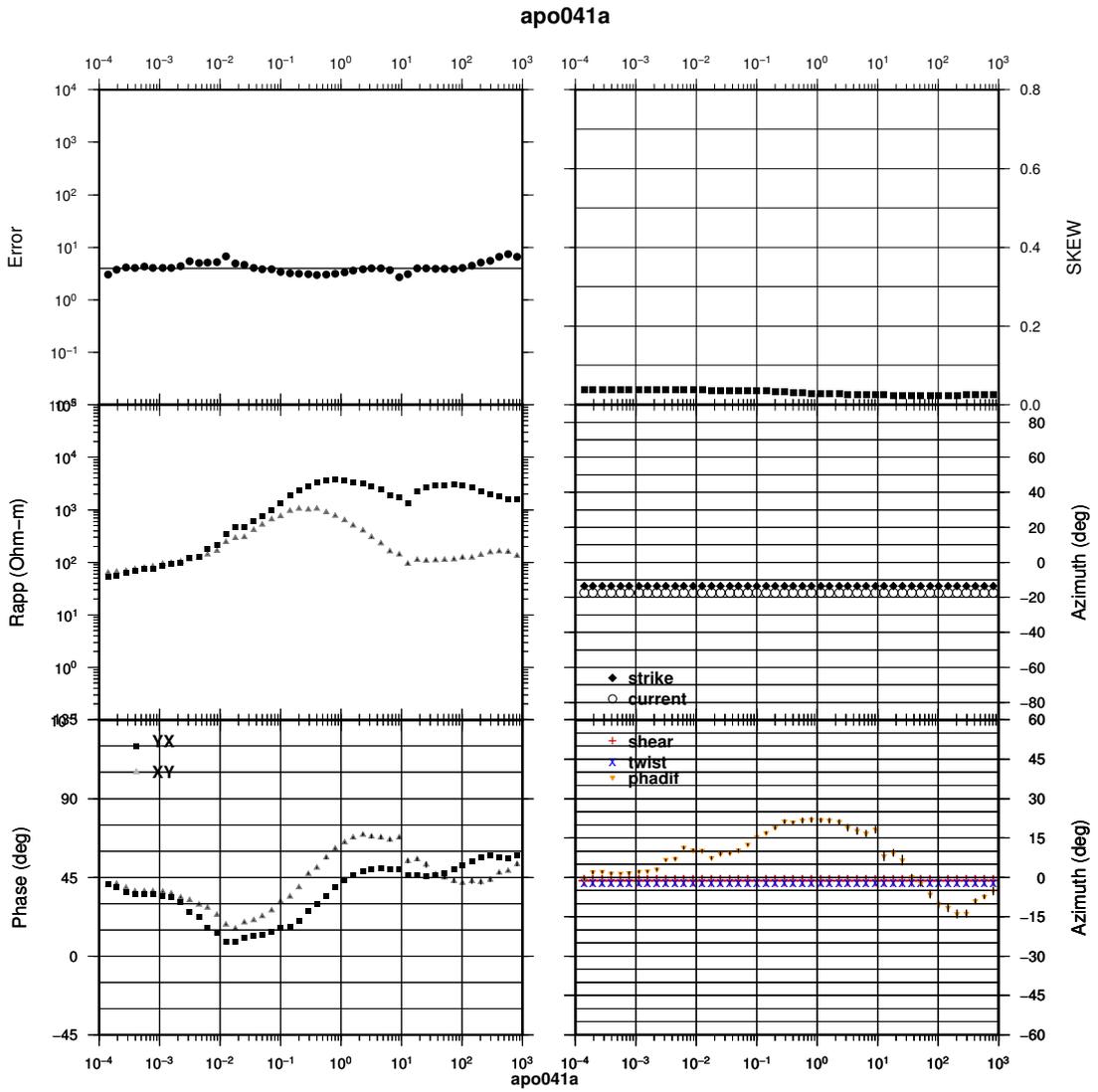


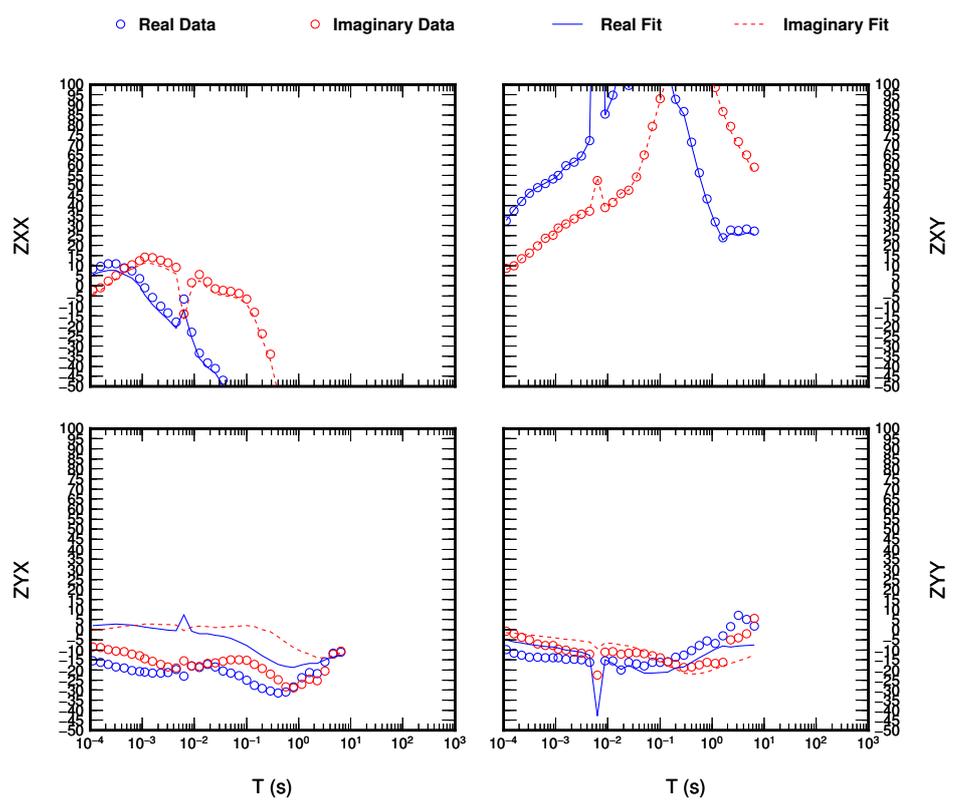
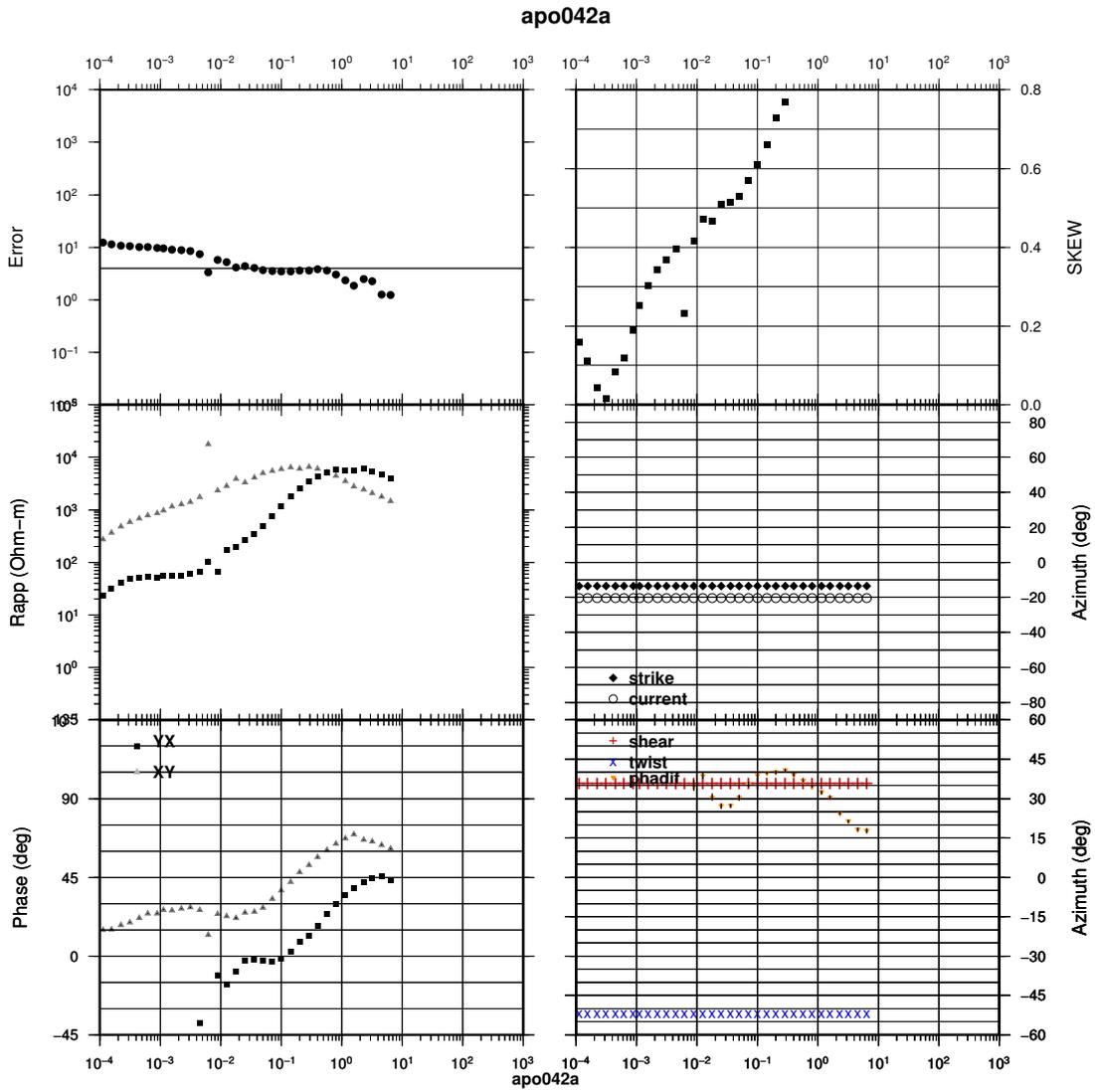


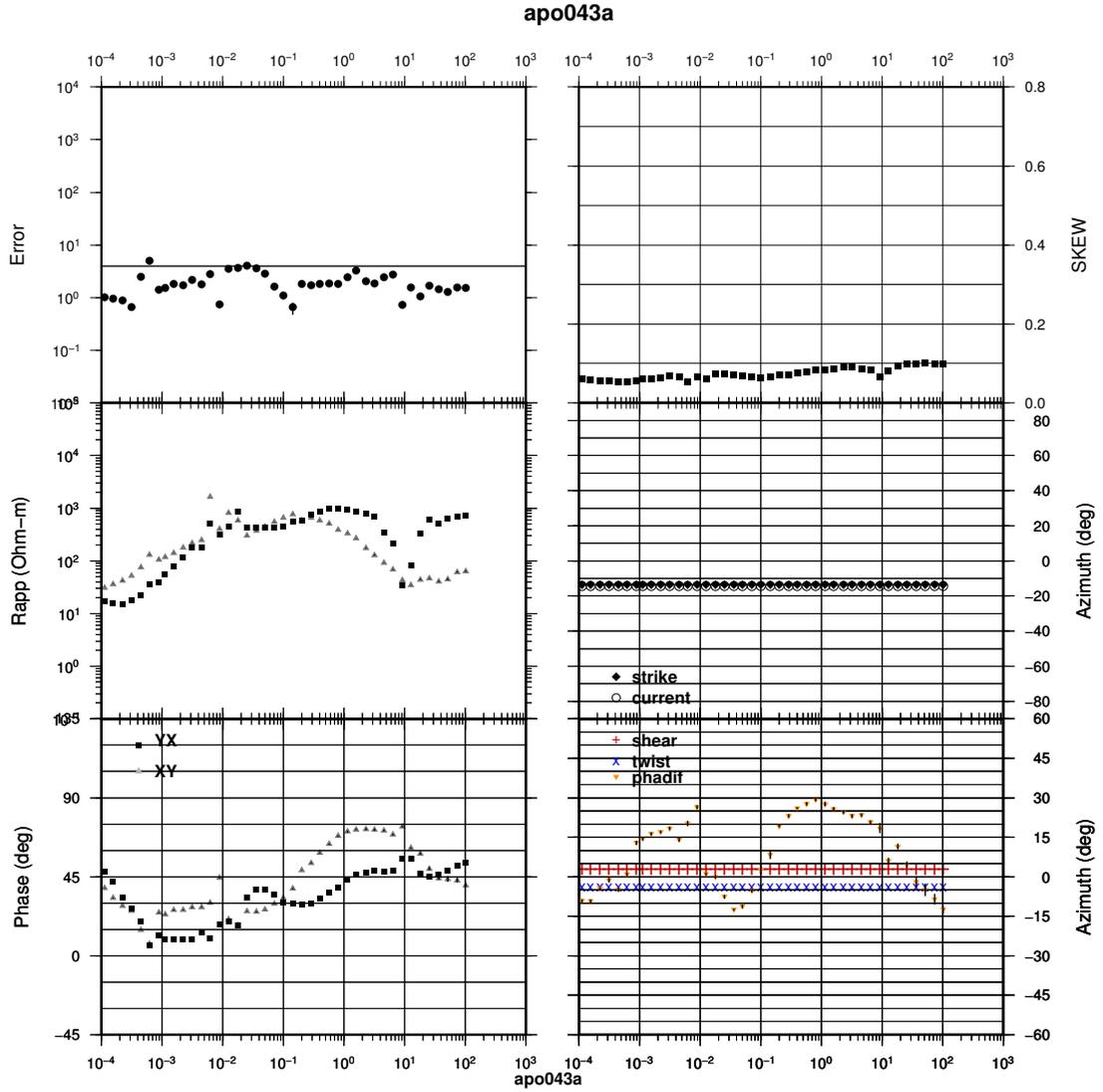


○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit

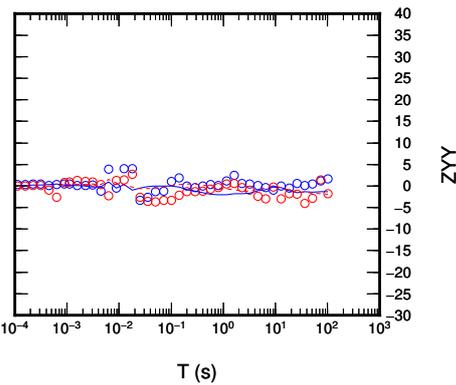
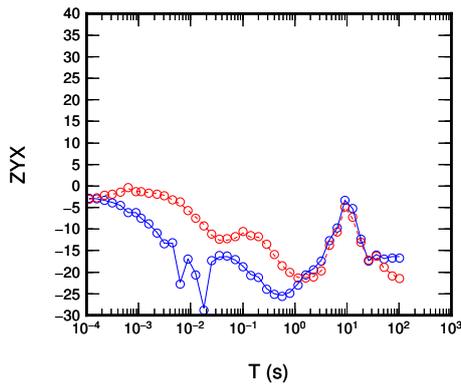
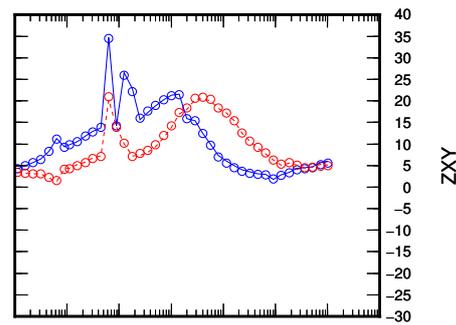
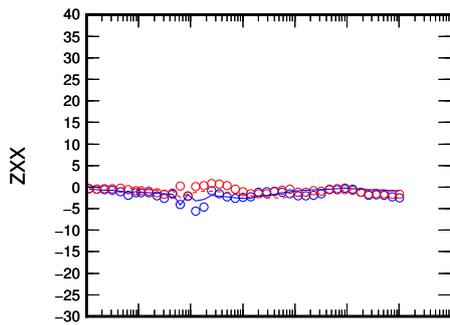


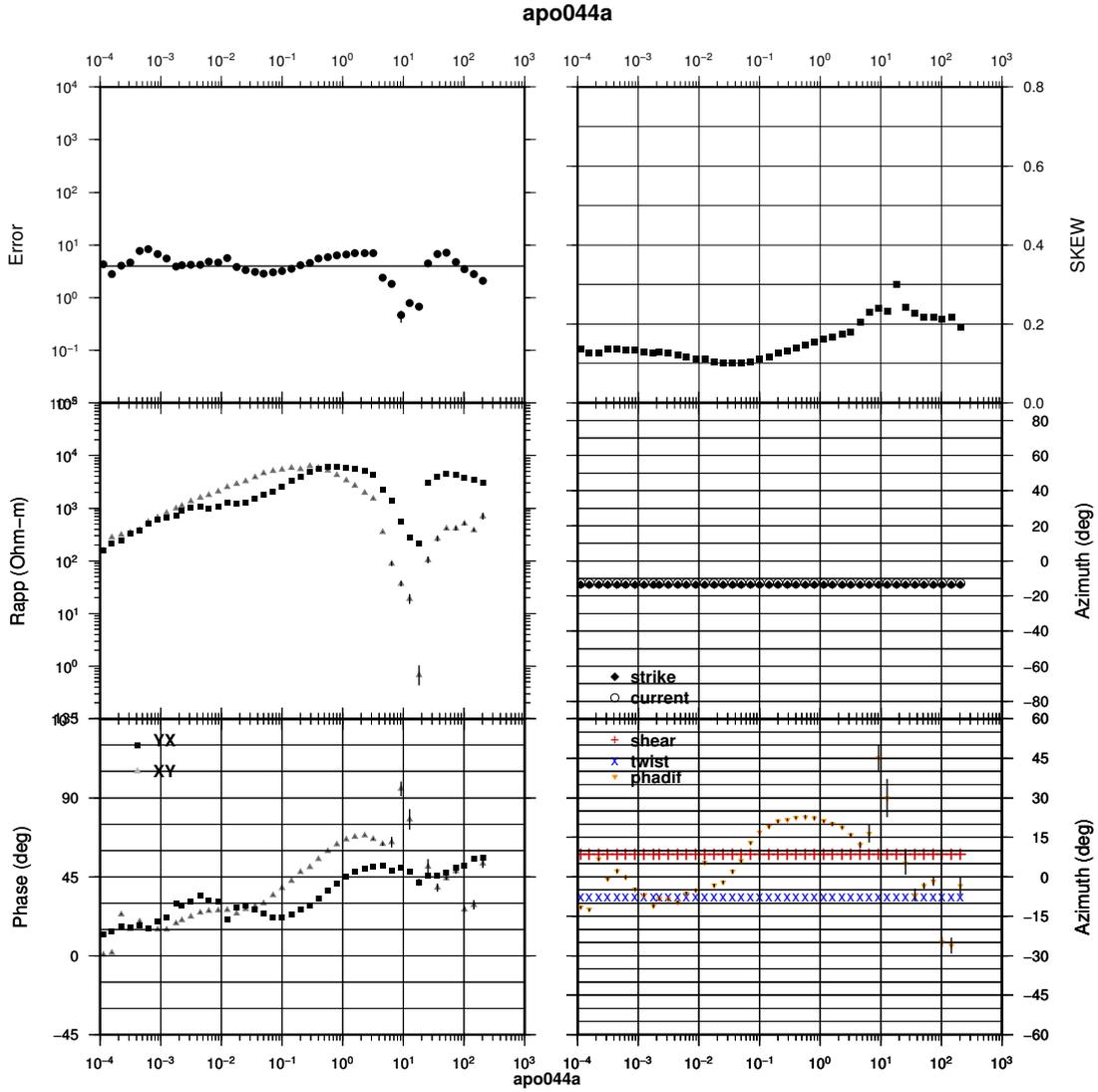




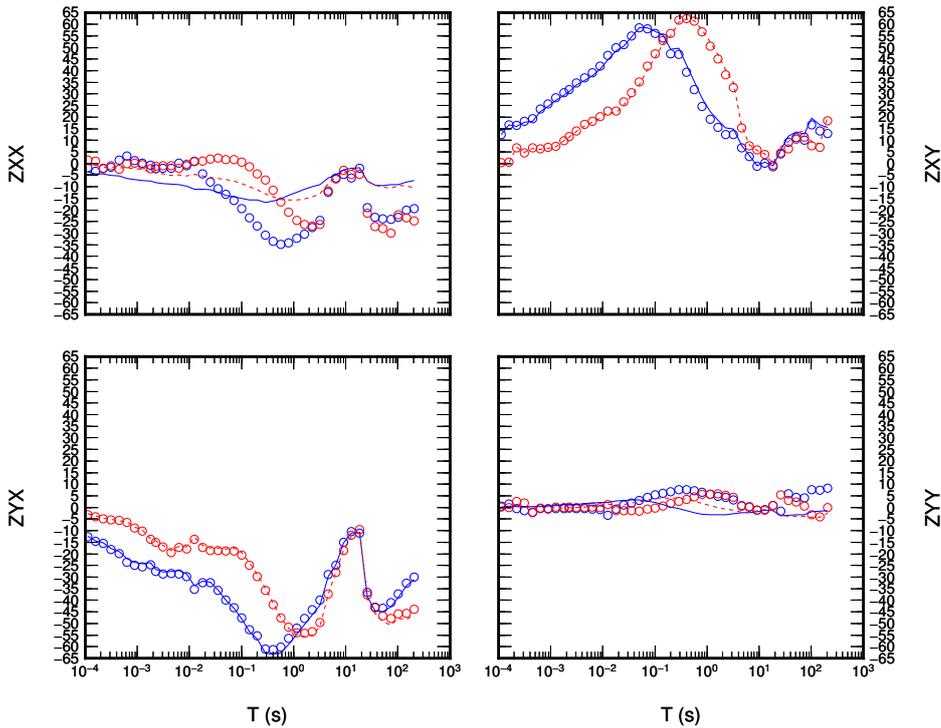


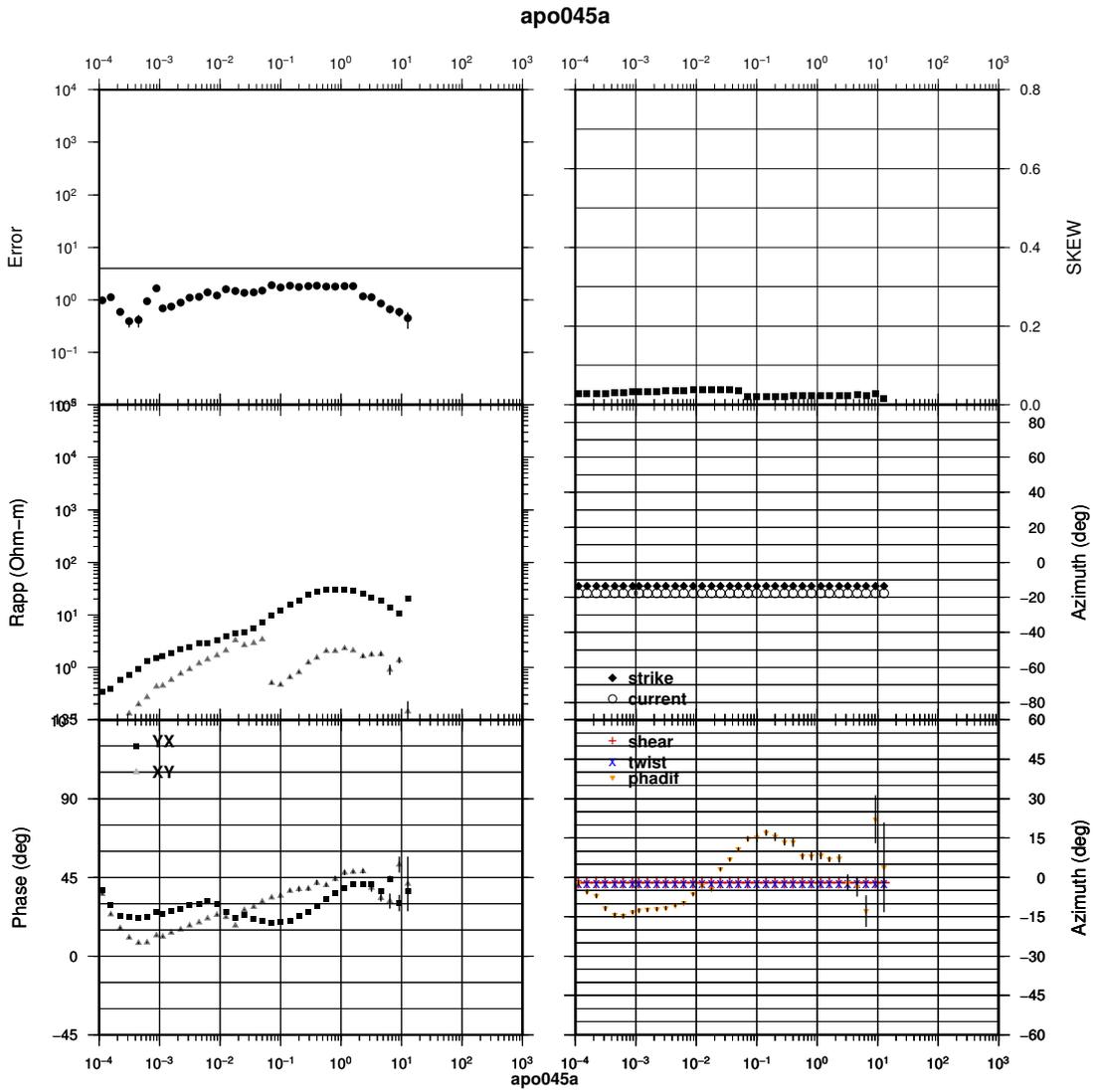
○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit



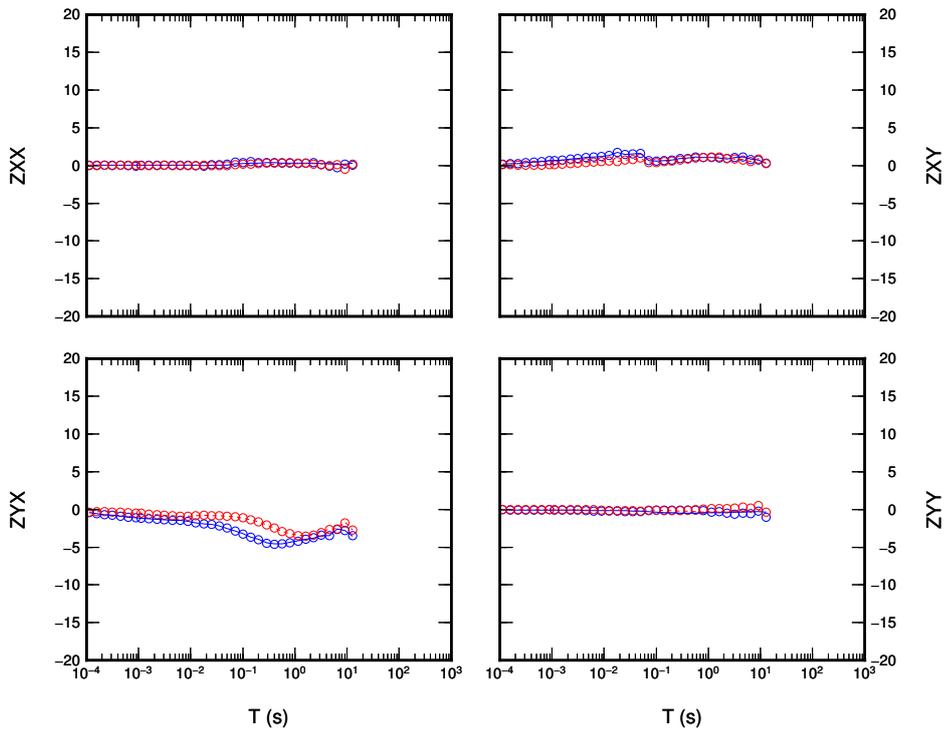


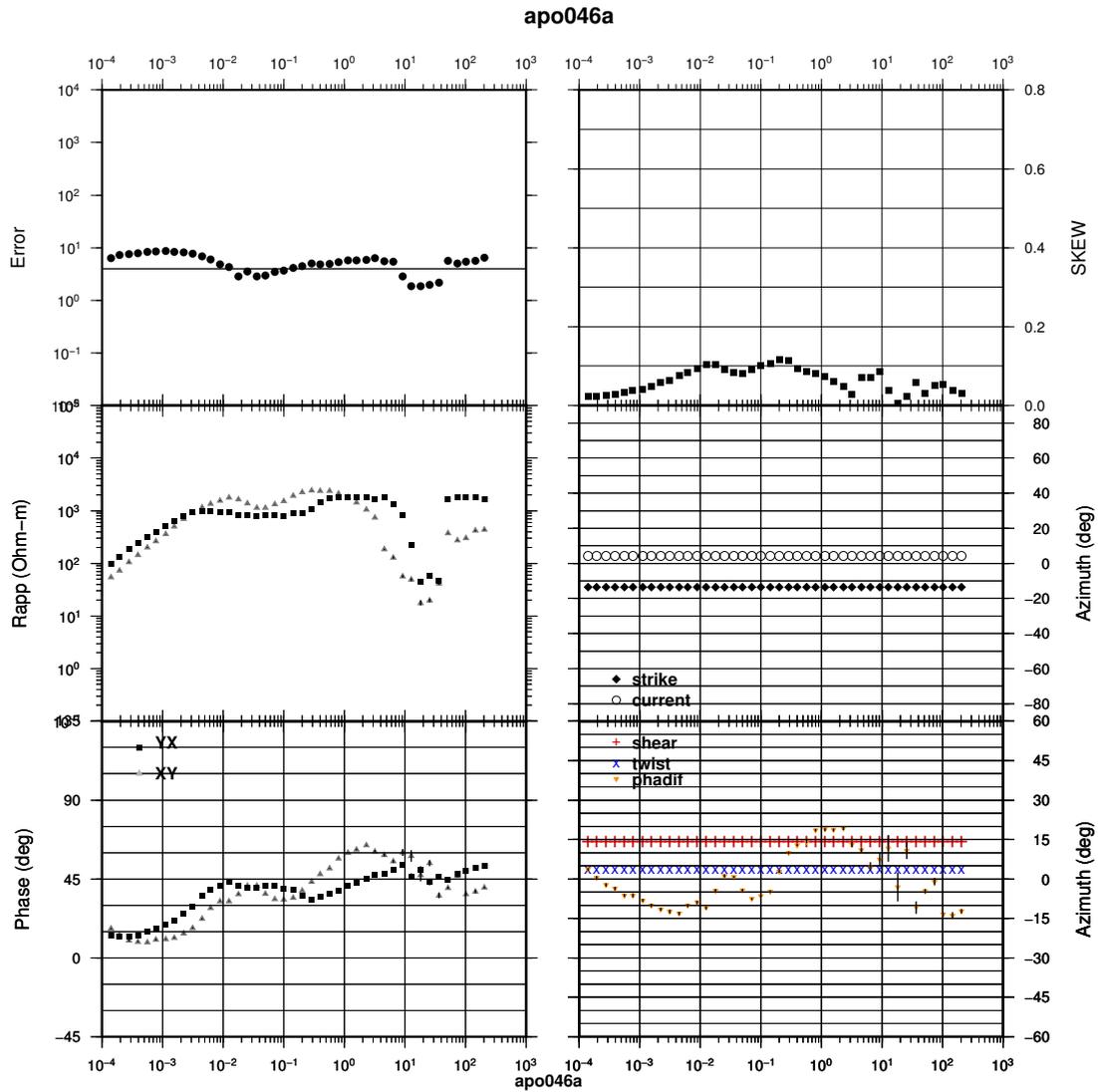
○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit



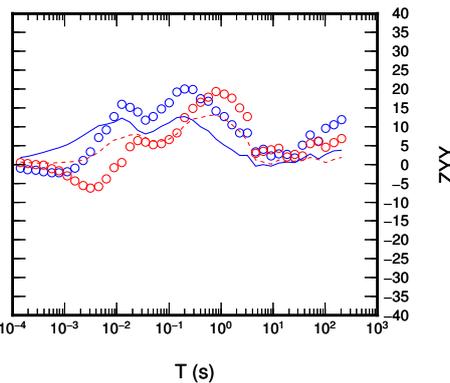
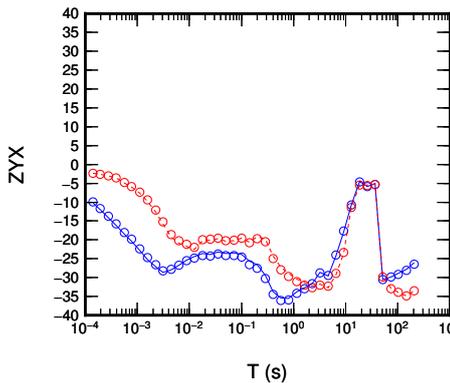
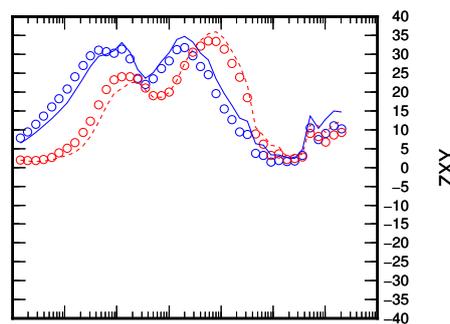
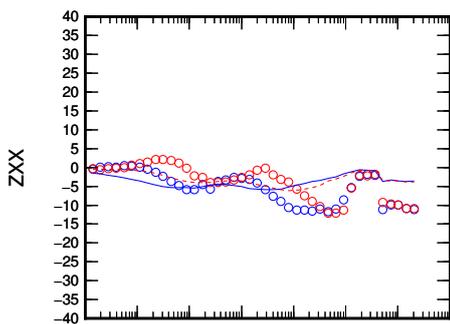


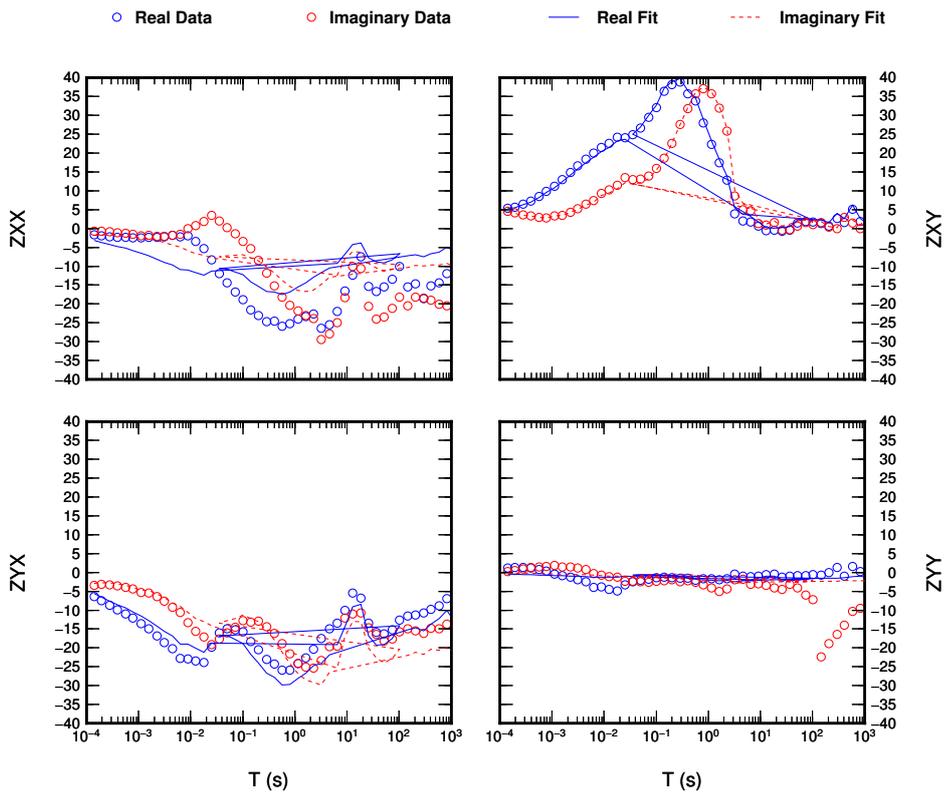
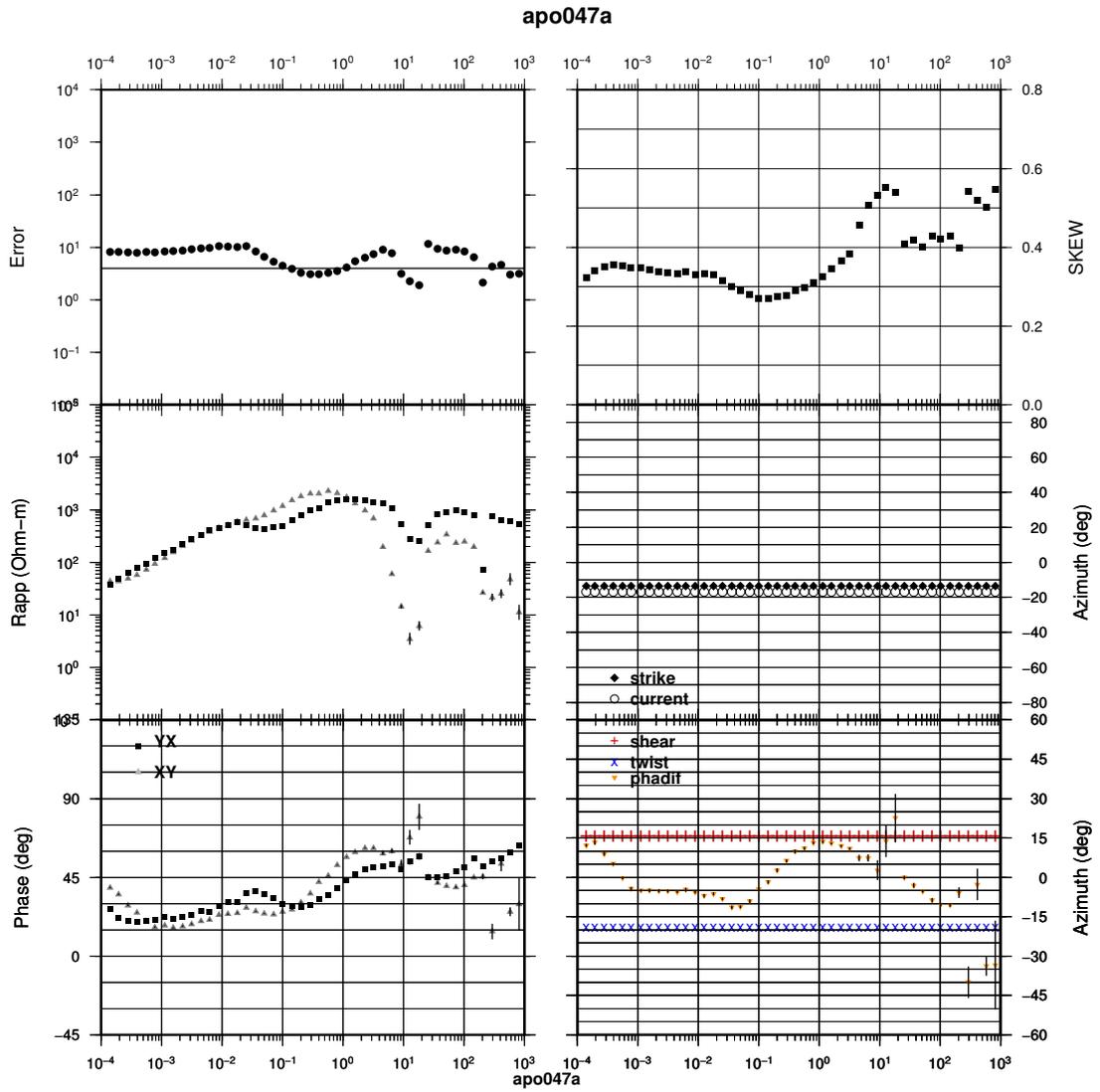
○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit

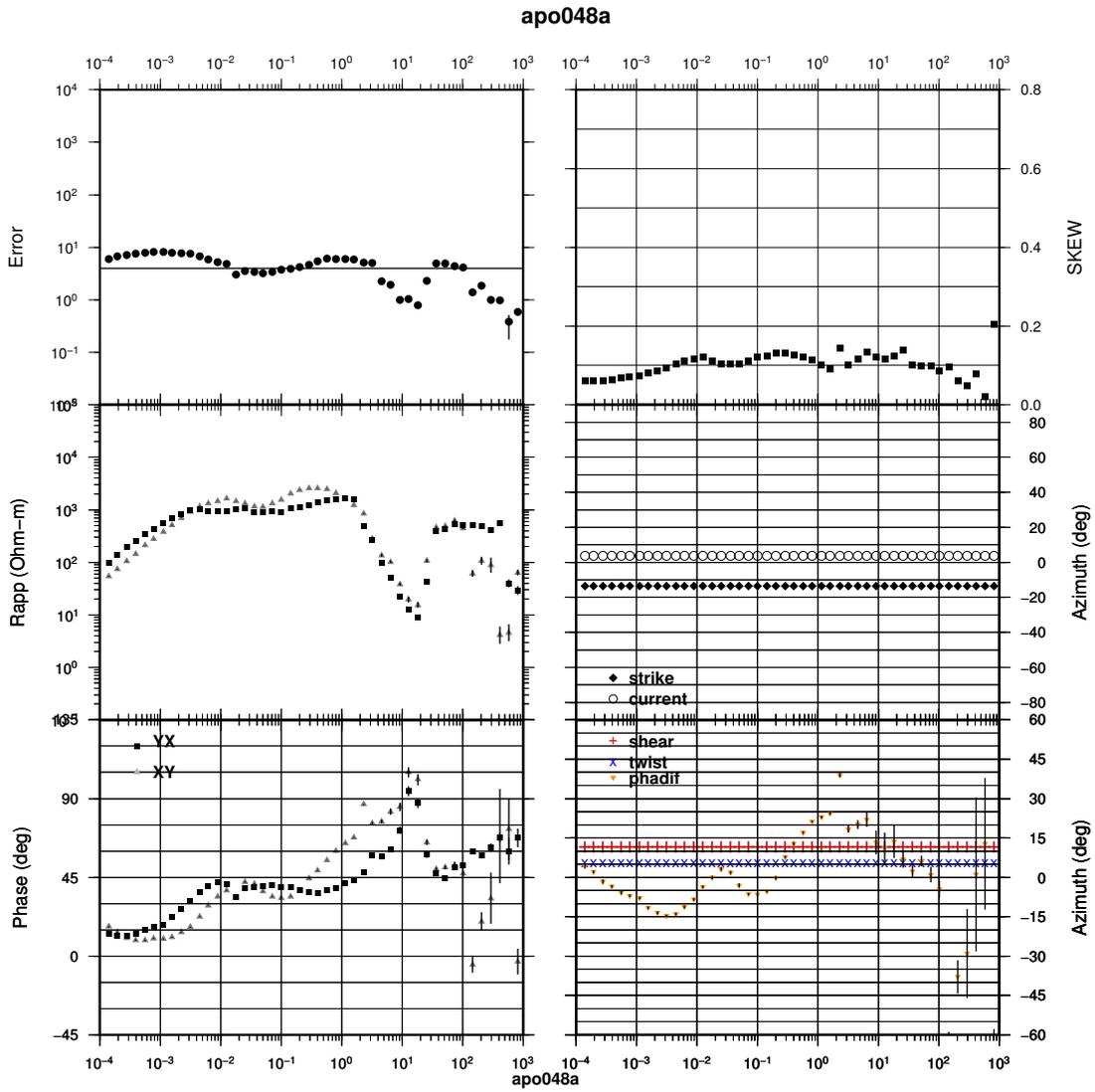




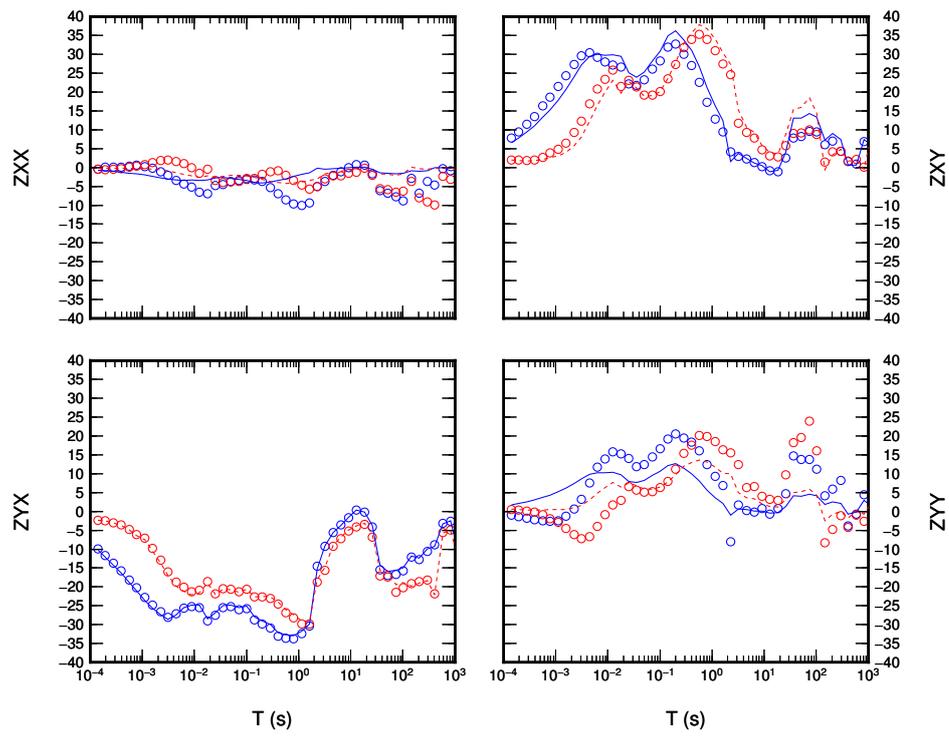
○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit







○ Real Data      ○ Imaginary Data      — Real Fit      - - - Imaginary Fit



# Apêndice D

## Modelos bidimensionais resultantes das inversões intermediárias.

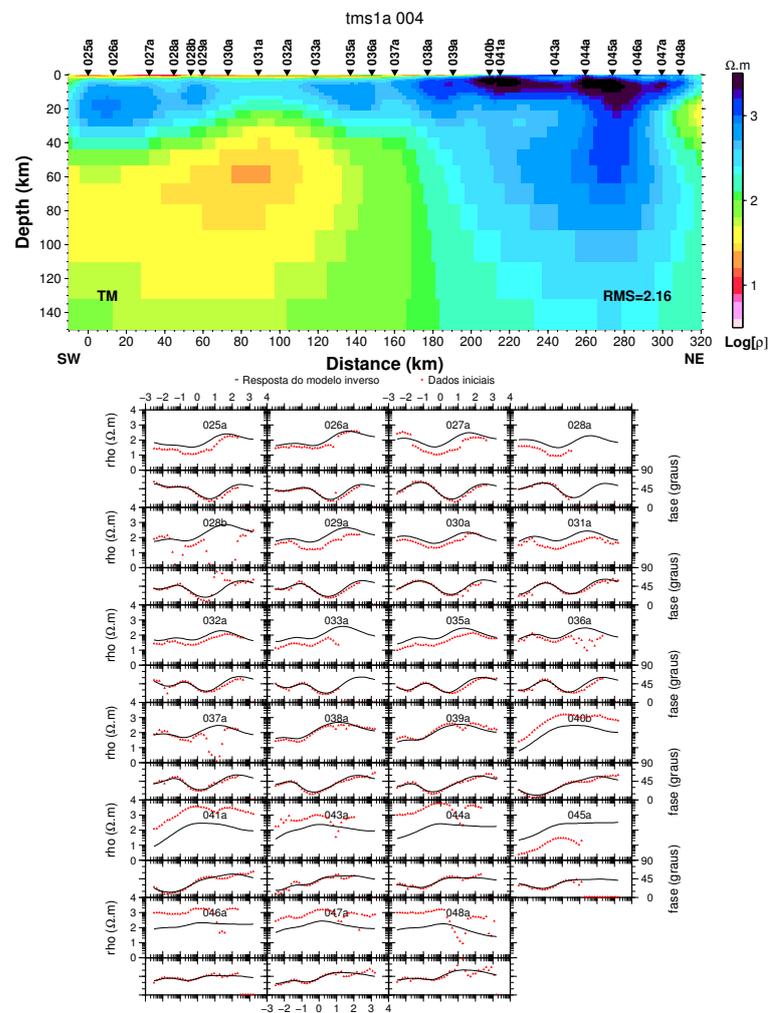


Figura D.1: Modo TM: rho ajustado.

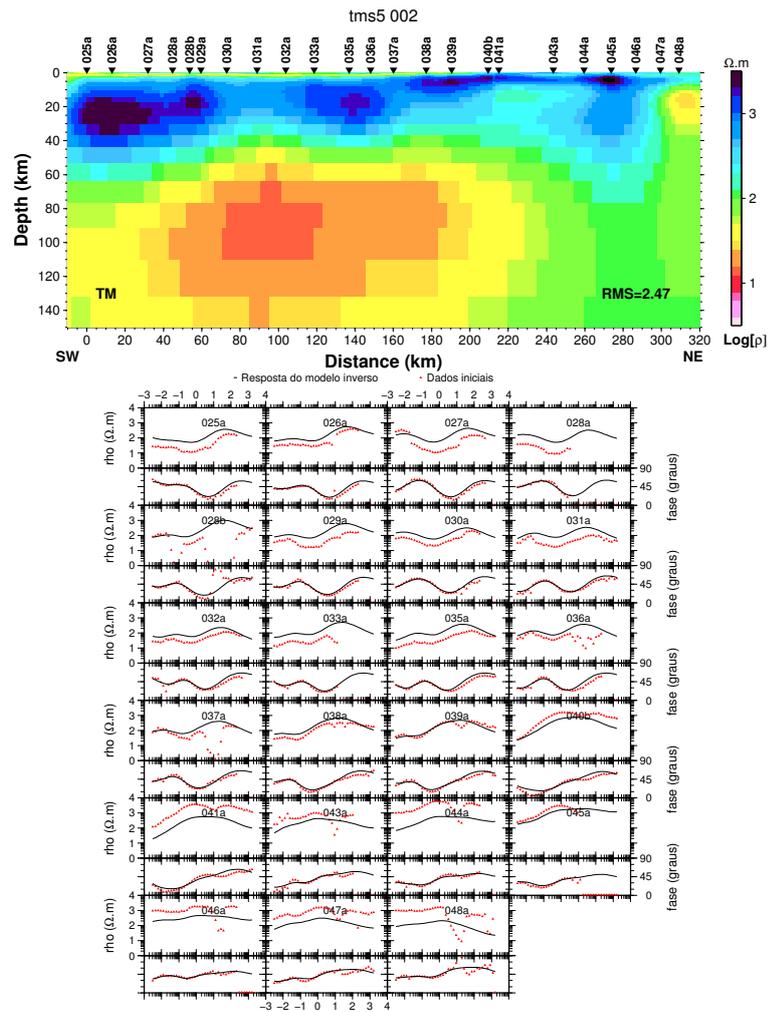


Figura D.2: Modo TM: 045a deslocado.

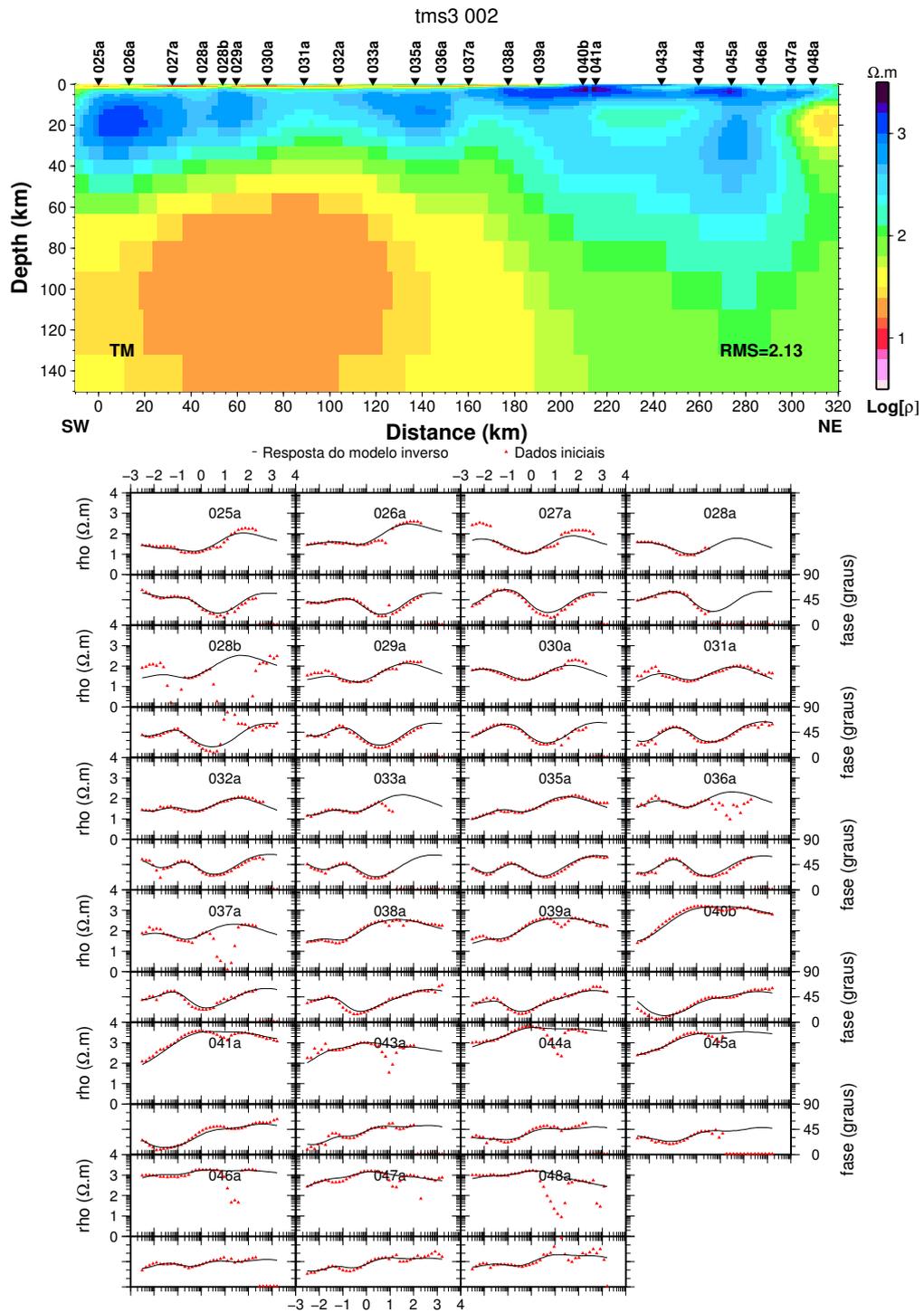


Figura D.3: Modo TM: todas as estações + arquivo de distorção estática automática.

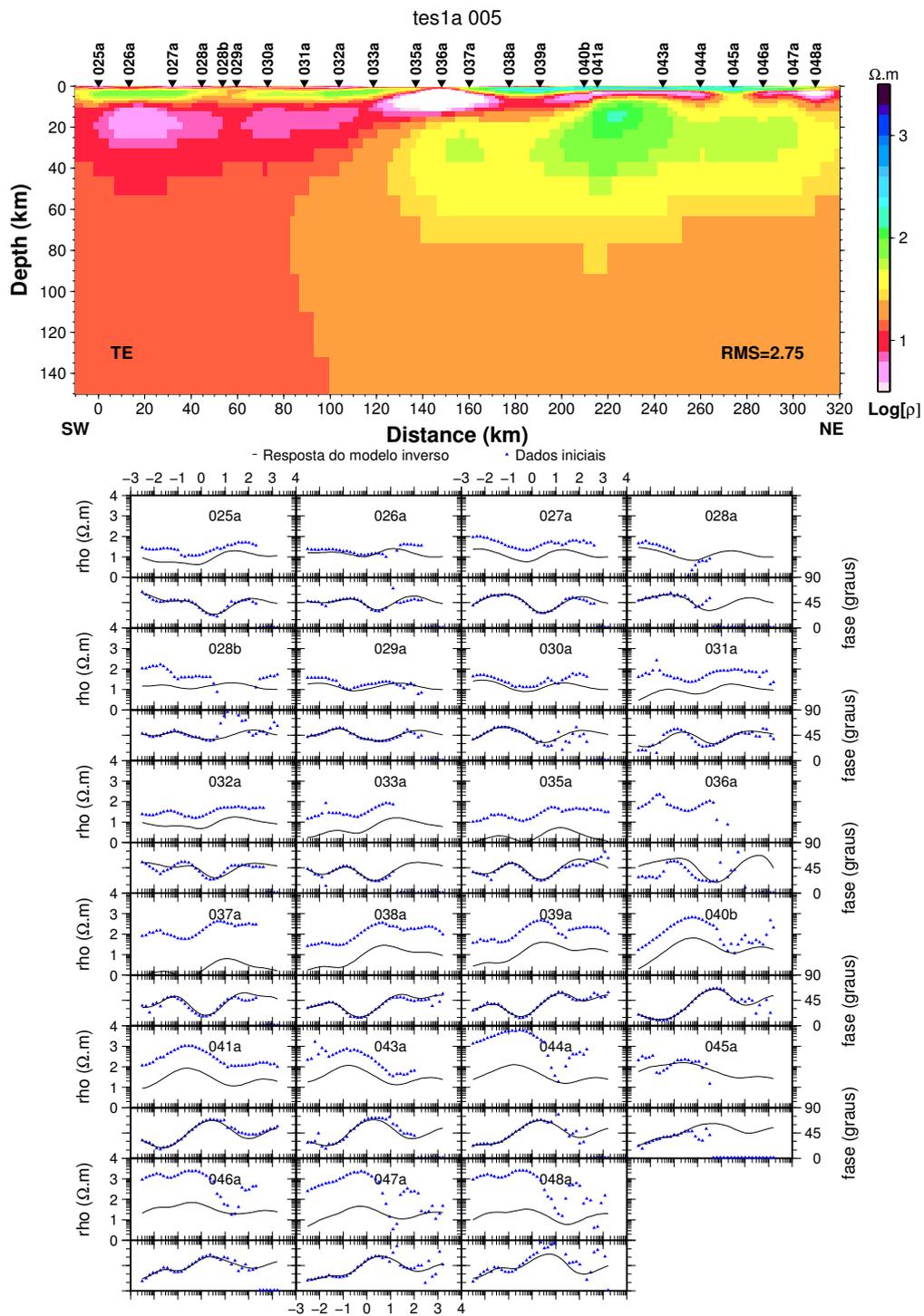


Figura D.4: Modo TE: rho livre.

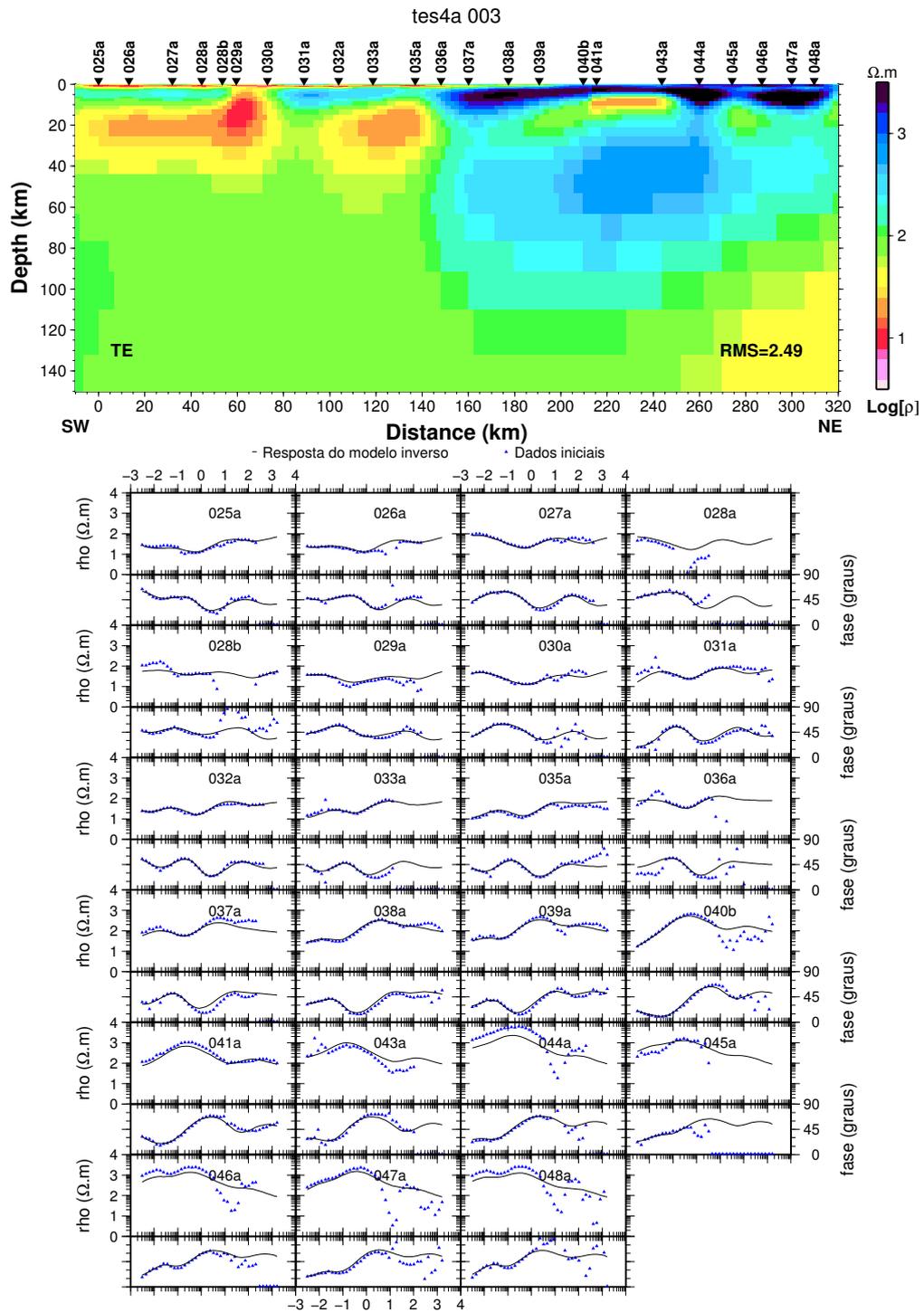


Figura D.5: Modo TE: stn 045a deslocada + semiespaço homogêneo.

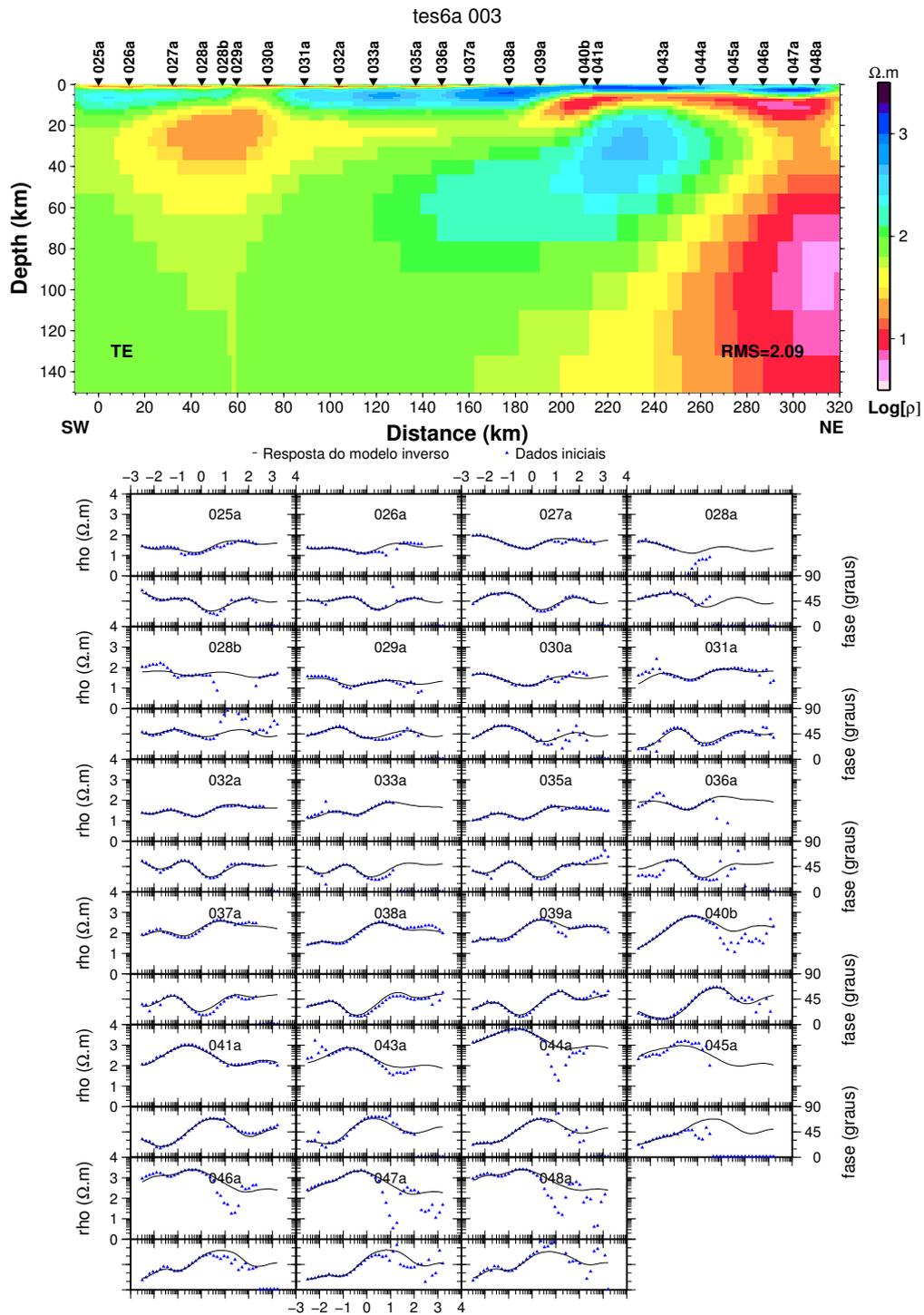


Figura D.6: Modo TE: todas as estações + arquivo de distorção estática automática.

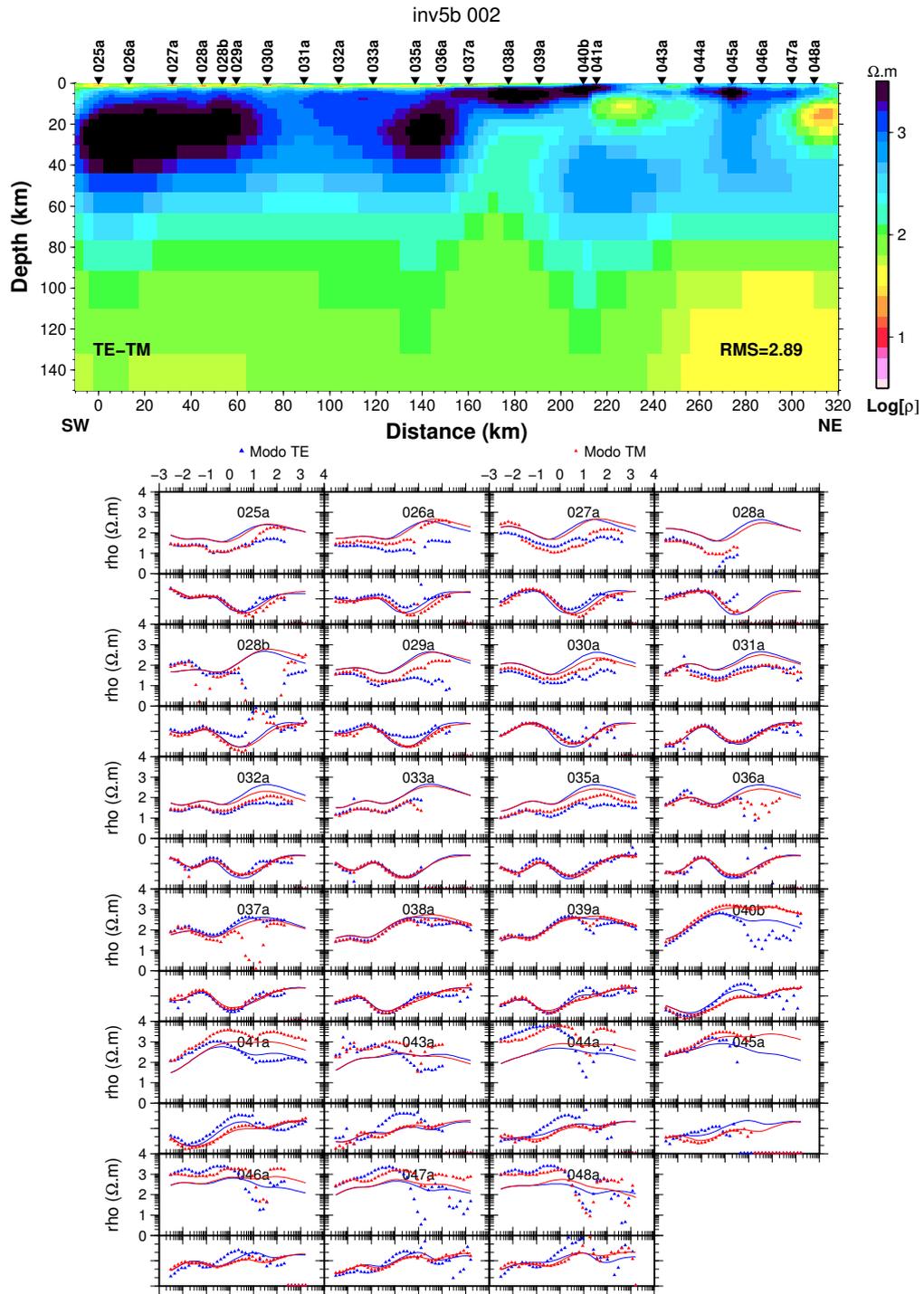


Figura D.7: Inversão simultânea: todas as estações + rho livre.

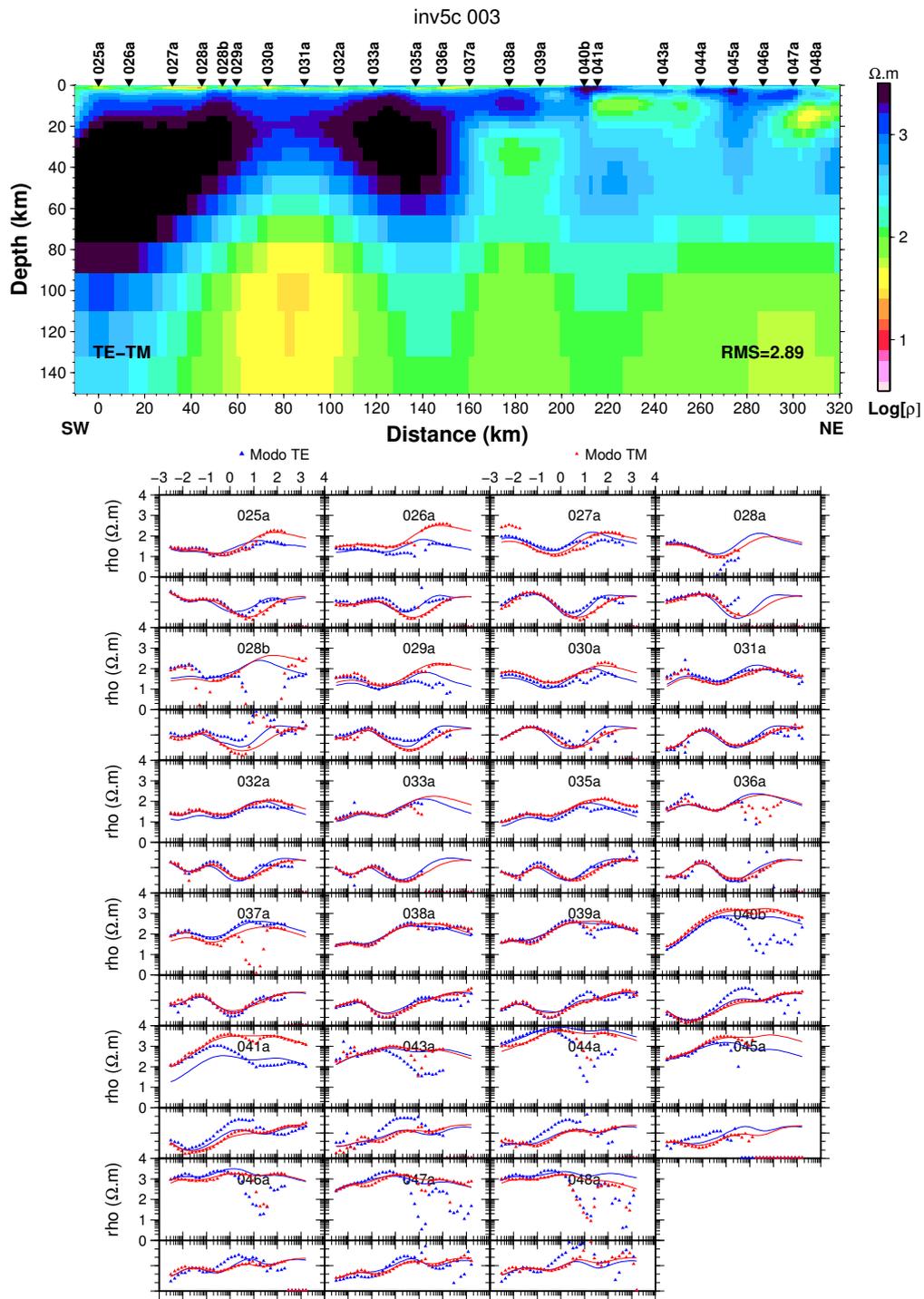


Figura D.8: Inversão simultânea: todas as estações + arquivo de distorção estática automática.