

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

Cyntia Okida Minei

Imageamento Crustal e Litosférico no Nordeste da Bacia do Paraná por Sondagens Magnetotelúricas

São Paulo

2015

CYNTIA OKIDA MINEI

Imageamento Crustal e Litosférico no Nordeste da Bacia do Paraná por Sondagens Magnetotelúricas

“Versão corrigida. A original encontra-se disponível na Unidade.”

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

Orientador: Prof. Dr. Mauricio de Souza Bologna

São Paulo

2015

Agradecimentos

Eu gostaria de agradecer a todas as pessoas envolvidas neste trabalho, direta e indiretamente. Começando pelos técnicos do IAG, Dennis Schramm, Edilson Brito, Marco, Roberto Zanon; Ao pessoal da pós-graduação, Marcel, Ana Carolina, Lilian, ao meu relator Jorge Luis Porsani.

Ao 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, ao Dr. Marcelo Banik de Pádua pelo fornecimento de parte de programas e scripts que foram utilizados nesta dissertação.

Também gostaria de agradecer a todos os professores que ministraram as disciplinas que cursei durante o mestrado, Carlos Alberto Mendonça, Eder Cassola Molina, Leila Soares Marques, Marcelo Sousa de Assumpção, Marcia Ernesto, Naomi Ussami, Renato Luiz Prado e Yára Regina Marangoni, pelo conhecimento transmitido.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustível - ANP -, à Financiadora de Estudos e Projetos -FINEP- e Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação -MCTI- por meio do Programa de Recursos Humanos da ANP (PRH19) para o Setor de Petróleo e Gás pelo apoio financeiro com a concessão da bolsa de mestrado e pela taxa de bancada que possibilitou a minha participação nos eventos.

Aos profissionais do PRH19, Jairson de Lima, Fabiana de Souza Cre, Cesar e Marcelo Martins, com quem tive um enorme prazer de conhecer, tive uma grande proximidade durante esse período do mestrado e pelos quais tenho um grande carinho.

Aos meus amigos Jorge Alberto Tapias Simanca, Larissa Natsumi Tamura e Oscar Andres Lazcano Patroni, que estiveram do meu lado me apoiando e compartilhando todas as fases boas e difíceis dos nossos trabalhos.

À minha mãe, meu pai e meu irmão por me aguentarem em tempos difíceis e pelo apoio.

Ao meu orientador Maurício de Souza Bologna pela paciência como professor e orientador, por quem eu tenho uma grande admiração, carinho e respeito.

E ao meu namorado Gabriel Negrucci Dragone que sempre esteve presente, nunca me negou ajuda, mesmo quando não podia. Teve uma gigantesca paciência comigo, me acalmou e me incentivou nos momentos que precisei.

Muito obrigada a todos envolvidos.

Resumo

Este trabalho analisa dados de um perfil magnetotelúrico (MT) relativamente denso, localizado na borda nordeste da Bacia do Paraná. A região de estudo é caracterizada pela ocorrência de basaltos com alto conteúdo de titânio e por anomalias gravimétricas que cruzam o perfil MT aproximadamente na direção perpendicular. O conjunto de dados foi coletado previamente pelo Grupo de Geomagnetismo do INPE, sendo composto de 42 estações de banda larga separadas por aproximadamente 10 km, totalizando um perfil de 480 km de extensão na direção NW-SE. De uma forma geral, a estrutura elétrica interna da bacia, obtida pela inversão dos dados, é condizente com aquela prevista por informações regionais de poços, indicando que não há efeitos estáticos significativos na região. Particularmente, os dados MT mostram que há um espessamento da camada dos basaltos Serra Geral de até 500 m no centro do perfil, o qual não tem clara correspondência com as anomalias Bouguer. Em maiores profundidades observa-se uma variação lateral de resistividade de escala litosférica que ocorre dentro do suposto bloco cratônico Parapanema. A noroeste dessa descontinuidade ocorre uma anomalia de baixa resistividade com topo em torno de 60-80 km. Tal anomalia poderia estar associada a processos metassomáticos ocorridos no manto litosférico durante evento de subducção no Neoproterozoico.

Abstract

This work analyzes magnetotelluric (MT) data that constitute a relatively dense profile located in the northeastern border of the Paraná basin. The study area is characterized by the occurrence of high-Ti basalts and by gravity anomalies that cross the MT profile almost perpendicularly. The dataset was previously collected by INPE's Geomagnetism Group, and is composed of 42 broadband stations separated by an average distance of 10 km, totalizing a 480 km extension profile in the NW-SE direction. Overall, the basin internal electrical structure, obtained by means of the MT data inversion, matches that predicted by regional well-log information, indicating that no significant static effects occur in the area. Particularly, the MT data presents a 500 m thickening of the Serra Geral basalt layer in the center of the profile without clear correspondence with the Bouguer anomalies. At deeper levels, a lateral resistivity variation of lithospheric scale inside the alleged Paranapanema craton is observed. Northwestwards of this discontinuity there is a low resistivity anomaly whose top reaches 60-80 km. Such anomaly could be associated to metasomatic processes occurred in the lithospheric mantle during a subduction event in the Neoproterozoic.

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Lista de Figuras e Tabelas	ix
Capítulo 1 – Introdução	01
Capítulo 2 – O método MT	05
2.1. Fundamentos	08
2.2. Princípios básicos no processamento de dados MT	11
2.2.1. Estimativa de impedância	12
a) Método dos mínimos quadrados	12
b) Referência Remota.....	13
c) Método Robusto	13
2.2.2. Funções de Transferência do Campo Magnético e Vetores de indução. 14	
2.3. Arranjo de campo e Instrumentação	15
Capítulo 3 - Processamento de Dados e Análises Pós Processamento	17
3.1. Processamento	17
3.2. Análises pós processamento	23
3.2.1. Consistência dos dados	23
3.2.2. Análise de penetração dos sinais	25
3.2.3. Vetores de indução	27
Capítulo 4 – Decomposição Groom-Bailey e Pseudoseções	29

4.1. Procedimentos adotados	31
4.2. Pseudoseções	39
Capítulo 5 – Inversão Bidimensional	42
5.1. O código empregado	42
5.2. Discretização do meio	43
5.3. Procedimentos adotados	45
5.4. Resultados da inversão	46
5.4.1. Transverso magnético (TM)	46
5.4.2. Transverso elétrico (TE)	49
5.4.3. Simultâneo dos modos TE e TM	53
Capítulo 6 – Discussão e conclusões	57
Referências Bibliográficas.....	59
Anexos.....	63

Lista de Figuras e Tabelas

Figura 1.1 – Perfil MT contendo 42 estações banda larga com espaçamento médio de 10 km entre si. Também são mostradas as localizações de poços adjacentes, estações sísmicas e cidades ao redor do perfil. A linha azul representa o limite da Bacia do Paraná.	2
Figura 1.2 – Mapa da anomalia bouguer (Sá, 2004) da região estudada com as estações MT representadas pelo triângulo vermelho e o contorno da bacia (linha preta).	3
Figura 1.3 – Mapa da anomalia bouguer derivada e continuada para cima de 30km (Sá, 2004), juntamente com as isópacas, informando a profundidade do embasamento da bacia, (linhas pretas), o contorno da bacia (linha tracejada) e estações MT (triângulos vermelhos).	3
Figura 1.5 – Retirado de Julià <i>et al</i> (2008) que representa os modelos do embasamento cratônico da bacia. Em (a) temos o núcleo cratônico de Cordani <i>et al</i> (1984) e Zalán <i>et al</i> (1990). Em (b) temos o modelo de embasamento fragmentado de Milani (1997) e Milani e Ramos (1998). Em (c) temos o bloco Paranapanema de Mantovani <i>et al</i> (2005).	4
Figura 2.1 – Princípio do levantamento eletromagnético (Kearey <i>et al.</i> , 2009).	6
Figura 2.2 – Resistividade elétrica das rochas (Palacky, 1987, apud Nunes, 2010).	7
Figura 2.6 – Disposição dos equipamentos do arranjo MT, sendo os magnéticos em vermelho e os elétricos em azul. N, E e Z são as direções norte-sul, leste-oeste e vertical do sistema de geomagnéticas.	16
Tabela 1 – Janelas espectrais utilizadas para cada banda no processamento de dados.	18
Figura 3.1 – Resultado do processamento dos dados da estação 034. Cada banda é representada por uma cor diferente (da esquerda para a direita, A, B, C e D). O modo YX é representado por triângulos e o XY por quadrados.	19
Figura 3.2 – Comparação entre as curvas da banda D sem, em azul, e com, em vermelho, referência remota para a estação 37a.	20
Figura 3.3 – Resultado do processamento dos dados da estação 026a e a representação do ruído em torno de 60 Hz.	21

Figura 3.4 – Curvas de resistividade aparente e fase da estação 038a com <i>static shift</i> , na qual as curvas de resistividade aparente estão deslocadas por um fator e as curvas de fase não são afetadas.	22
Figura 3.5 – Resultado da aplicação do Rhoplus para os dados da estação 034. A linha preta contínua é a estimativa da interpolação. A linha tracejada é o limite de confiança. Os círculos são os dados experimentais, sendo o preenchido, os considerados e os não preenchidos, não considerados.	24
Figura 3.6 – Resultado da aplicação do Rhoplus para os dados da estação 042, onde as curvas calculada e original não se encontram claramente consistentes no final da banda D, a partir de 10^1 s.	24
Figura 3.7 – Transformada de Niblett-Bostick para a estação 034 com a correlação com a geologia local.....	26
Figura 3.8 – Empilhamento da transformada de Niblett-Bostick de todas as estações.	26
Figura 3.9 – Vetores de indução de seis períodos representativos das estações MT.	28
Figura 4.1a – Decomposição dos parâmetros livres para a estação 034a.....	32
Figura 4.1b – Decomposição dos parâmetros com o <i>twist</i> fixado em 5° para a estação 034a..	33
Figura 4.1c – Decomposição dos parâmetros com o <i>twist</i> fixado em 5° e <i>shear</i> em -2.5° para a estação 034.	34
Figura 4.1d – Decomposição dos parâmetros com o azimute fixado em 20° e os outros parâmetros livres para a estação 034.	35
Figura 4.2 – Decomposição por década dos parâmetros livres para a estação 034.	36
Figura 4.3 – Azimutes determinados pela decomposição GB em cada estação para diferentes bandas de período normalizados pela diferença de fase sobre o mapa de anomalia Bouguer.	37
Figura 4.4 – Ajuste de impedâncias para a estação 34a, onde os círculos representam os dados observados e as linhas, os dados modelados.	38
Figura 4.6 – Pseudoseções da resistividade do modo TE (a), do modo TM (b) e da fase do modo TE (c) e do modo TM (d) com o perfil da anomalia bouguer.	41

Figura 5.1 – Representação da malha utilizada na inversão de dados. Os triângulos representam as posições das estações MT. Os números 12 e 55 referem-se às primeira e última estações do perfil. O retângulo vermelho representa um zoom da malha, evidenciando a parametrização da malha.	44
Figura 5.2a – Ajuste final das curvas de resistividade e fase do modo TM para a inversão 2D.	47
Figura 5.2b – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TM do tensor de impedância MT até a profundidade do <i>skin depth</i> máximo. Os traços pretos representam a profundidade máxima de investigação dos dados pela transformada de Niblett-Bostick. Acima do modelo está o perfil gravimétrico na localização do perfil MT.	48
Figura 5.2c – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km. Na Figura são plotadas as profundidades do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral e do embasamento previstas por dados regionais de poços.	48
Figura 5.3a – Ajuste final das curvas de resistividade e fase do modo TE para a inversão 2D	51
Figura 5.3b – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE do tensor de impedância MT até a profundidade do <i>skin depth</i> máximo. Os traços pretos representam a profundidade máxima de investigação dos dados pela transformada de Niblett-Bostick. Acima do modelo está o perfil gravimétrico na localização do perfil MT.	52
Figura 5.3c – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km. Na Figura são plotadas as profundidades do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral e do embasamento previstas por dados regionais de poços.	52
Figura 5.2a – Ajuste final das curvas de resistividade e fase dos modos TE (vermelho) e TM (azul) para a inversão 2D.	55
Figura 5.2b – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade do <i>skin depth</i> máximo. Os traços pretos representam a profundidade máxima de investigação dos dados pela transformada de Niblett-Bostick. Acima do modelo está o perfil gravimétrico na localização do perfil MT).	56

Figura 5.2b – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km. Na Figura são plotadas as profundidades do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral e do embasamento previstas por dados regionais de poços. 56

Capítulo 1 - Introdução

A origem e evolução tectônica de bacias intracratônicas são consideravelmente menos conhecidas em relação às bacias extensionais ou de ante-país. A Bacia do Paraná, por exemplo, embora abranja uma ampla área do continente sul-americano, englobando parte do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai totalizando uma área de aproximadamente 1,5 milhões de km², ainda apresenta densidade de informação geofísica relativamente baixa se comparada com as bacias extensionais da margem continental brasileira. Porém dentre as bacias intracratônicas brasileiras, ela é aquela que apresenta maior quantidade de estudos geológicos, geoquímicos e geofísicos em grande parte motivados pela busca de possíveis concentrações de hidrocarbonetos. Grande parte das informações geofísicas sobre a natureza do embasamento da Bacia do Paraná provém de dados gravimétricos (e.g. Molina *et al.*, 1989; Vidotti *et al.*, 1998; Mantovani *et al.*, 2005), sismológicos (e.g. Julià *et al.*, 2008; Assumpção *et al.*, 2013). A borda nordeste da Bacia, que é a região de estudo deste projeto, como mostra a **Figura 1.1.**, é caracterizada gravimetricamente por anomalias Bouguer de direção geral NNE-SSW (**Figura 1.2**). Essas anomalias provavelmente possuem origem profunda uma vez que aparecem também em mapas gravimétricos derivados e continuados para cima, como ilustrado na **Figura 1.3**. Dados sismológicos (Julià *et al.*, 2008; Assumpção *et al.*, 2013) indicam uma espessura crustal média de aproximadamente 42 km na área de estudo e suportam a hipótese de que o embasamento da bacia seja formado por um bloco cratônico fragmentado, de acordo com o modelo proposto por Milani e Ramos (1998) (**Figura 1.4**). Mas apesar das importantes contribuições trazidas nos últimos anos, os dados sismológicos ainda são relativamente esparsos sobre a bacia e outros modelos de embasamento, como por exemplo o de um bloco cratônico único, não podem ainda ser descartados. A proposta de um bloco cratônico único foi primeiro proposto por Cordani *et al.* (1984), com base em dados de poços. Posteriormente, Mantovani *et al.* (2005) definiram um bloco Paranapanema com base em dados gravimétricos.

Este trabalho tem como objetivo obter a estrutura detalhada de resistividade elétrica da Bacia do Paraná ao longo de um perfil magnetotélúrico (MT) de 480 km de extensão, localizado no norte do Estado de São Paulo, porção nordeste da Bacia do Paraná (**Figura 1.1**). O perfil é composto por 42 estações MT banda larga separadas entre si por aproximadamente 10 km que foram coletadas previamente pelo Grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Com os resultados obtidos neste trabalho, espera-se avançar no

conhecimento do arcabouço tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, fornecendo subsídios adicionais para modelagens de dados gravimétricos e de função de receptor.

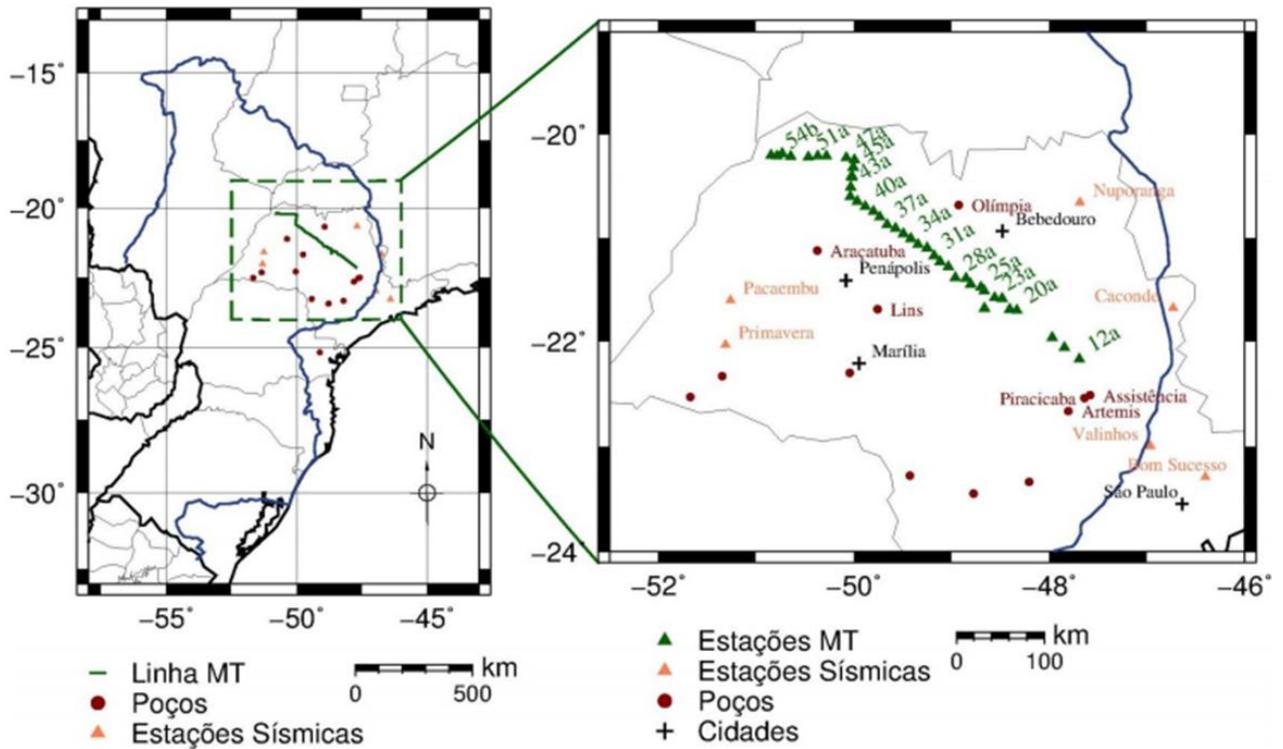


Figura 1.1. – Perfil MT contendo 42 estações banda larga com espaçamento médio de 10 km entre si. Também são mostradas as localizações de poços adjacentes, estações sísmicas e cidades ao redor do perfil. A linha azul representa o limite da Bacia do Paraná.

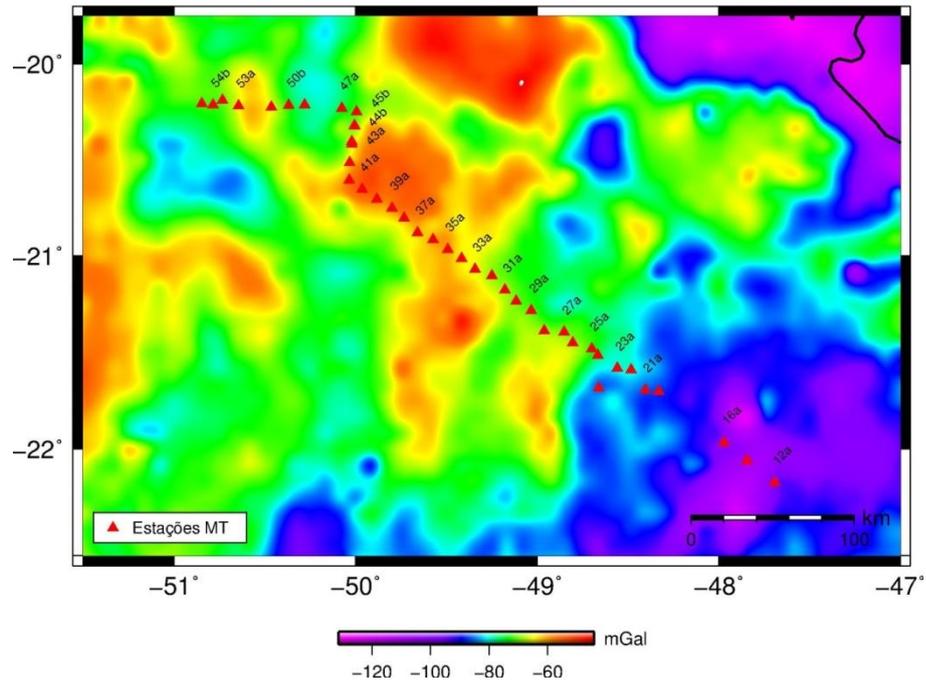


Figura 1.2. – Mapa da anomalia bouguer (Sá, 2004) da região estudada com as estações MT representadas pelo triângulo vermelho e o contorno da bacia (linha preta).

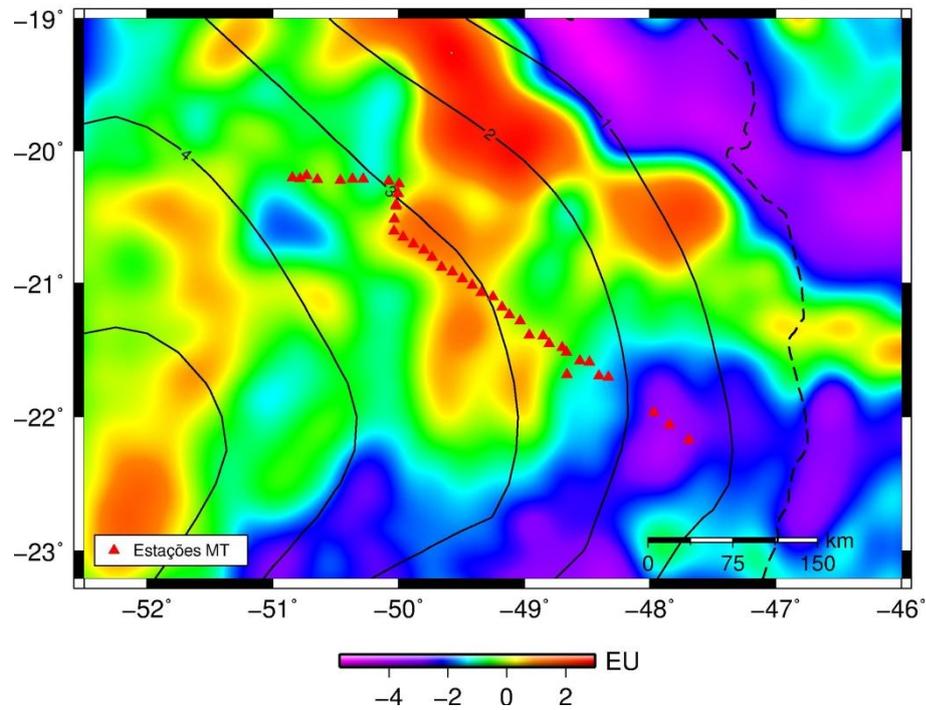


Figura 1.3. – Mapa da anomalia bouguer derivada e continuada para cima de 30km (Sá, 2004), juntamente com as isópacas, informando a profundidade do embasamento da bacia, (linhas pretas), o contorno da bacia (linha tracejada) e estações MT (triângulos vermelhos).

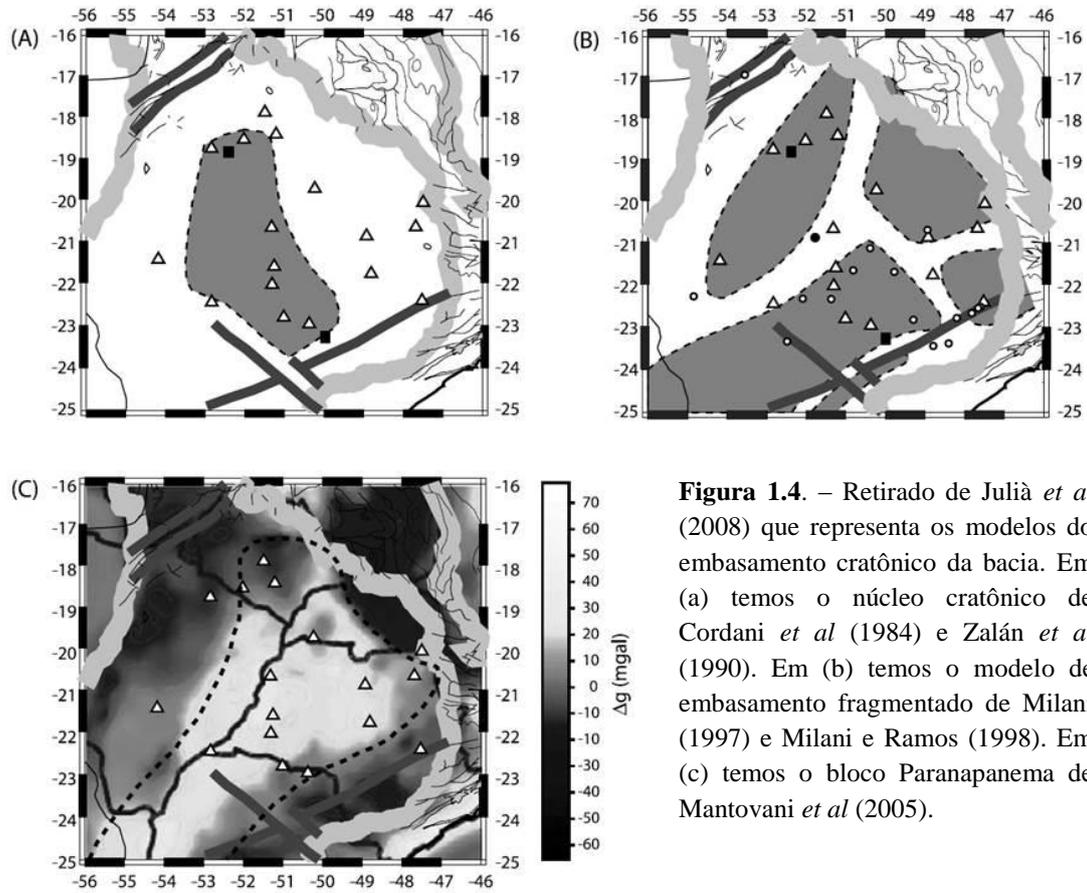


Figura 1.4. – Retirado de Julià *et al* (2008) que representa os modelos do embasamento cratônico da bacia. Em (a) temos o núcleo cratônico de Cordani *et al* (1984) e Zalán *et al* (1990). Em (b) temos o modelo de embasamento fragmentado de Milani (1997) e Milani e Ramos (1998). Em (c) temos o bloco Paranapanema de Mantovani *et al* (2005).

Capítulo 2 – O Método Magnetotelúrico

Magnetotelúrica (MT) é um método eletromagnético (EM) passivo baseado na medição simultânea das componentes ortogonais dos campos elétrico (E) e magnético (H) naturais na superfície da Terra. Seu intuito é a determinação da distribuição de condutividade elétrica em subsuperfície (obtida a partir da relação entre E e H) abrangendo profundidades desde algumas dezenas de metros até centenas de quilômetros. A teoria fundamental do MT foi proposta simultânea e independentemente no início da década de 1950 pelo soviético A. Tikonov e pelo francês L. Cagniard (Simpson e Bahr, 2005), e derivam diretamente das equações de Maxwell. Sua aplicação inicial se restringia à exploração de petróleo em bacias sedimentares, sendo que atualmente ela se encontra difundida em outras áreas.

As fontes primárias dos sinais MT são divididas basicamente em duas partes, as de frequências acima e as abaixo de 1 Hz. Acima de 1 Hz, o campo EM observado tem contribuições de origem humana e atividades meteorológicas, em que a primeira é por sistemas de distribuição de energia elétrica e a segunda, e mais importante, é proveniente de descargas elétricas associadas a tempestades elétricas. Nestas, parte da energia da tempestade é convertida em campos eletromagnéticos, conhecido como esféricos, que se propagam na cavidade Terra-Ionosfera (Telford *et al.*, 1990). Abaixo de 1 Hz são as interações entre o vento solar e a magnetosfera terrestre que geram flutuações EM. O vento solar é um contínuo fluxo de plasma radiando íons do Sol. No encontro com o campo magnético terrestre, esses prótons e elétrons são defletidos em direções opostas, estabelecendo assim um campo elétrico (Simpson e Bahr, 2005). E em torno de 1 Hz o espectro de energia do sinal apresenta um mínimo local, intervalo conhecido como banda morta, e pode produzir medidas MT com baixas razões sinal/ruído, prejudicando a qualidade dos dados.

O mecanismo de indução do método são campos eletromagnéticos propagados no espaço entre a ionosfera e a superfície terrestre, sofrendo atenuação com o tempo. A grandes distâncias da fonte, estes campos são considerados ondas planas de frequências variadas, que podem penetrar na superfície terrestre e produzir as correntes telúricas (Telford *et al.*, 1990). Na **Figura 2.1** está esquematizado o princípio geral de levantamentos eletromagnéticos, onde o transmissor, no MT, é a cavidade Terra-Ionosfera. Inicialmente o campo primário penetra no solo, onde a sua variação temporal gera as correntes elétricas. Estas induzem o campo

magnético secundário, que por fim será medido pelos receptores magnético e elétrico junto com o campo EM primário.

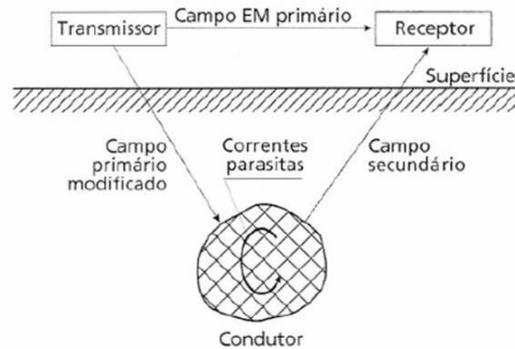


Figura 2.1 Princípio do levantamento eletromagnético (Kearey *et al.*, 2009)

Para o método MT é fundamental considerar as suas premissas e principais simplificações na indução EM. A primeira é que os campos eletromagnéticos obedecem às equações de Maxwell. A segunda é que todo campo pode ser tratado como conservativo quando longe de suas fontes. Os campos gerados na ionosfera, ou seja, a grandes distâncias, são considerados como ondas planas e uniformes, e se propagam verticalmente para baixo na Terra. A Terra não gera energia eletromagnética, somente dissipa ou absorve, comportando-se como um condutor ohmico. Outra premissa importante na simplificação das equações do método é que as correntes de deslocamento são quase estáticas para os períodos de sondagens MT, podendo assim ser desprezadas em relação às correntes de condução.

A resistividade elétrica no interior da Terra tem uma ampla variação, como pode ser visto na **Figura 2.2.**, tendo oito ordens de grandeza, o que torna as medidas MT muito sensíveis a anomalias (Hjett e Korja, 1993). Como a condutividade da matriz das rochas é muito baixa, por conta dos silicatos que são maus condutores elétricos, a condutividade da rocha depende das componentes minoritárias interconectadas das rochas, tais como fluidos salinos intersticiais, minerais altamente condutores como grafita e sulfetos, fusões parciais e voláteis. (Jones, 1992).

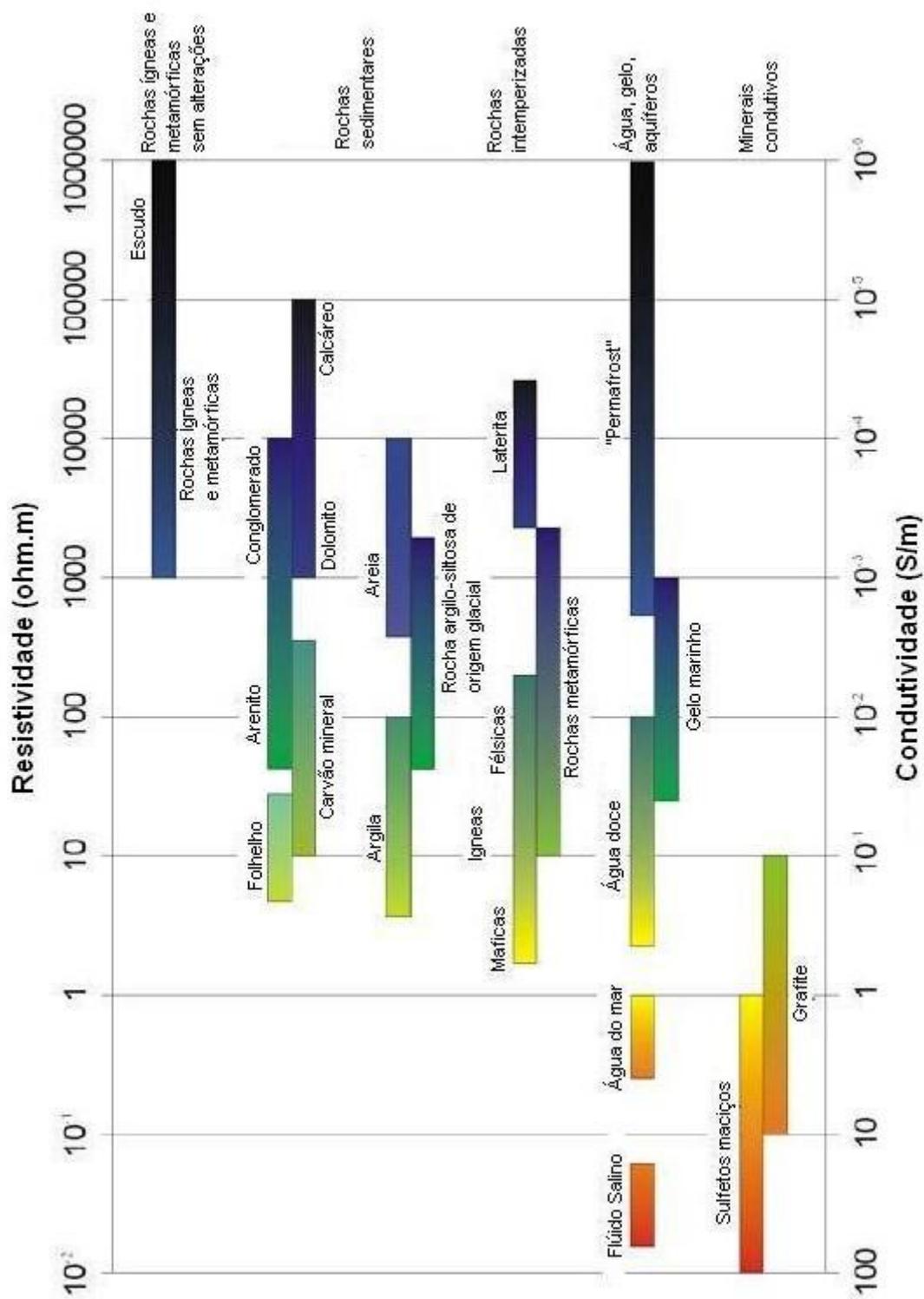


Figura 2.2 – Resistividade elétrica das rochas (Palacky, 1987, apud Nunes, 2010).

2.1 Fundamentos

Em semi-espacos homogêneos (meios com resistividade constante), em meios 1D, cuja variação é apenas na direção vertical, ou em meios 2D, onde um dos eixos de medida está alinhado ao azimute (*strike*) geoeletrico, os campos EM são ortogonais e a impedância complexa Z pode ser descrita pela **Equação (2.1)**:

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (2.1)$$

onde E_x é o campo elétrico na direção x (em geral a direção norte-sul do campo magnético), H_y é o campo magnético na direção y (ortogonal a direção x), Z_{xy} é a impedância complexa e ω a frequência angular.

Porém em meios mais complexos, multidimensionais, a ortogonalidade entre os campos elétrico e magnético se desfaz, e impedância torna-se uma grandeza tensorial. O tensor de impedâncias contém os elementos Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} , que se relacionam linearmente às componentes ortogonais dos campos eletromagnéticos E_x , E_y , H_x e H_y , medidas na superfície da Terra. As suas relações são melhores descritas por duas equações lineares

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (2.2)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (2.3)$$

ou na forma matricial

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

ou

$$E = ZH \quad (2.5)$$

A partir da impedância derivam-se as principais respostas MT, resistividade aparente ρ_a e fase ϕ . Como a permeabilidade magnética das rochas varia muito pouco em comparação a resistividade elétrica, podemos aproxima-la a uma constante e igual à permeabilidade magnética no vácuo (μ_0).

$$\rho_{a,xy}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} (Z_{xy}(\omega))^2, \quad (2.6)$$

onde ω é a frequência em radianos por segundo e ρ_a em ohm.m.

A fase é dada por

$$\varphi_{xy}(\omega) = \arctan\left(\frac{\text{Im}(Z_{xy}(\omega))}{\text{Re}(Z_{xy}(\omega))}\right) \quad (2.7)$$

onde φ é dada em graus. E analogamente para $\rho_{a,yx}(\omega)$ e $\varphi_{yx}(\omega)$.

A fase reflete variações da resistividade no meio. Para semi-espacos homogêneos o valor da fase é de 45° e a resistividade aparente é igual a resistividade do meio para todos os períodos. Para meios estratificados a fase assume valores entre 0° e 90°, a depender do contraste de resistividade. Quando há um aumento da resistividade em profundidade há um decréscimo da fase e o inverso ocorre quando há uma diminuição da resistividade. E, além disso, há um afastamento entre as componentes XY e YX das respostas MT quando as estruturas deixam de constituir uma situação unidimensional.

O tensor de impedância possui informações sobre a dimensionalidade e direção das estruturas geoeletricas. Para um meio 1D, os elementos da diagonal principal da matriz são nulos, enquanto os elementos da diagonal secundária são iguais em magnitude, porém com sinais contrários, como mostra a relação (2.8):

$$Z_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_n \\ -Z_n & 0 \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

Em meios 2D, os elementos da diagonal principal da matriz continuam sendo nulos (desde que um dos eixos do sistema de coordenadas de medida, x ou y, esteja alinhado com o azimute geoeletrico), porém os elementos da diagonal secundária agora são diferentes:

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (2.9)$$

Assim, para meios 3D, todos os elementos da matriz diferem entre si. É o caso mais comum na natureza, porém é o mais complexo e de difícil análise, sendo comum a aproximação para os casos 1D e 2D.

No caso de um modelo 2D em que as medidas são feitas no sistema de coordenadas do azimute geoeletrico (*strike*), o modo de propagação em que o campo elétrico é paralelo ao azimute é chamado de transversal elétrico (TE) e quando o campo elétrico é perpendicular ao *strike* é denominado transversal magnético (TM).

A propagação dos campos EM no interior da Terra é função da condutividade do meio e da frequência da onda incidente. Respostas EM de qualquer profundidade podem ser obtidas simplesmente por estender o período da sondagem MT. Esse princípio é incorporado na relação de profundidade pelicular:

$$\delta(T) = \left(\frac{T}{\pi \mu \sigma} \right)^{1/2} \quad (2.10)$$

em que $\delta(T)$ é a profundidade de investigação em metros em um dado período T, $\bar{\sigma}$ é a média da condutividade do meio e μ é a permeabilidade magnética.

A uma profundidade $\delta(T)$ os campos EM são atenuados de e^{-1} (37%) da sua amplitude na superfície terrestre. Em estudos da Terra μ é normalmente considerado o valor no vácuo ($\mu_0 = 4\pi * 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$), então temos aproximadamente:

$$\delta(T) \approx 500 \sqrt{T \rho_a} \quad (2.11)$$

onde ρ_a é a resistividade aparente ou a média da resistividade de um semi-espaço homogêneo (Simpson e Bahr, 2005).

2.2 Princípios básicos do processamento de dados MT

O processamento dos dados MT é uma etapa que precisa ser realizada com bastante cuidado, uma vez que todas as análises e interpretações posteriores partirão do seu resultado. Assim, obter a matriz de impedância com a sua maior precisão possível é de extrema necessidade. Em termos gerais, o processamento consiste na redução dos dados às funções de transferência Z (impedância) e funções de transferência do campo magnético T (*tipper*). A partir de Z derivam-se as principais respostas MT, sendo elas a resistividade elétrica aparente e a fase, e de T obtém-se os vetores de indução.

A princípio, a série temporal de cada componente EM medida é subdividida em segmentos (janelas), em que quanto maior a frequência de amostragem, maior a quantidade de amostras de cada janela para se fazer a análise espectral. Como na prática esse valor não é fixo, diversos tamanhos de janelas são utilizadas.

Ao trabalhar com séries temporais finitas, surgem distorções em seus extremos. A remoção da média e a tendência linear para cada segmento é feita e aplica-se uma janela a fim de suavizar os extremos dessas séries temporais.

O processamento MT é realizado no domínio da frequência e a conversão do domínio do tempo é realizada através da Transformada de Fourier Discreta (FFT) (Brigham, 1974) ou pela técnica *cascade decimation* (Wight e Bostick, 1980). Com isso, efetua-se uma suavização dos espectros em torno de frequências-alvo, tipicamente de 6 a 8 por década de período, dispostas de forma equiespaçadas na escala logarítmica. Dessa maneira para cada segmento tem-se uma matriz espectral que possui espectros cruzados e auto-espectros, que derivam do produto de componentes do campo EM com seus conjugados e são utilizados na estimativa das impedâncias.

2.2.1. Estimativa da impedância

a) Método dos mínimos quadrados

A maneira tradicional de se estimar os elementos de impedância é utilizando o método dos mínimos quadrados (Sims *et al.*, 1971). E ele consiste em minimizar uma função erro (ψ) definida por:

$$\psi = \sum_{i=1}^N (E_{xi} - Z_{xx}H_{xi} - Z_{xy}H_{yi}) \cdot (E_{xi}^* - Z_{xx}^*H_{xi}^* - Z_{xy}^*H_{yi}^*) \quad (2.12)$$

sendo N o número de observações em uma dada frequência e “*” indica o valor complexo conjugado das componentes. A minimização é realizada calculando as derivadas das funções erro em relação a Z_{xx} e Z_{xy} e posteriormente igualando os resultados a zero. Com isso tem-se:

$$\sum_{i=1}^N E_{xi} H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N (H_{xi} H_{xi}^*) + Z_{xy} \sum_{i=1}^N (H_{yi} H_{xi}^*) \quad (2.13)$$

$$\sum_{i=1}^N E_{xi} H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N (H_{xi} H_{yi}^*) + Z_{xy} \sum_{i=1}^N (H_{yi} H_{yi}^*) \quad (2.14)$$

onde contem os elementos de auto espectro (somatórios) e de espectro cruzado do campo magnético. Assim para obter as estimativas de Z_{xx} e Z_{xy} resolve-se simultaneamente as equações acima, que na notação matricial temos:

$$(H^\dagger E_x) = (H^\dagger H) \hat{Z}_x \quad (2.15)$$

Onde

$$H = \begin{bmatrix} H_{x1} & H_{y1} \\ \vdots & \vdots \\ H_{xN} & H_{yN} \end{bmatrix}; \quad E = \begin{bmatrix} E_{x1} \\ \vdots \\ E_{xN} \end{bmatrix}; \quad \hat{Z}_x = \begin{bmatrix} \hat{Z}_{xx} \\ \hat{Z}_{xy} \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

E o símbolo \dagger representa a hermitiana da matriz e “^” indica o valor estimado de Z_x . Então podemos escrever \hat{Z}_x como:

$$\hat{Z}_x = (H^\dagger H)^{-1} (H^\dagger E_x) \quad (2.17)$$

Como essa equação apresenta auto-espectros do campo magnético, qualquer ruído presente nestas componentes será amplificado, causando uma estimativa tendenciosa das componentes Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} do tensor.

b) Referência remota

O método da Referência Remota para as sondagens MT foi proposto por Gamble *et al.* (1979) e o seu procedimento é bastante similar ao método de mínimos quadrados. A diferença é a utilização de canais remotos (geralmente do campo magnético) para o cálculo dos espectros cruzados. Teremos então

$$\hat{Z}_x = (H_R^\dagger H)^{-1} (H_R^\dagger E_x) \quad (2.18)$$

onde H_R são as componentes magnéticas medidas remotamente.

Assim como o método dos mínimos quadrados, o método da referência remota não é robusto, quando os ruídos são correlacionados por longas distâncias e/ou se afastam consideravelmente de uma distribuição gaussiana, ele produz dados de baixa qualidade. Porém no caso em que os ruídos não forem relacionados entre as estações local e remota, o método pode obter estimativas mais confiáveis das impedâncias em relação ao método dos mínimos quadrados.

c) Método robusto

Os métodos robustos foram introduzidos no processamento MT como um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados a fim de minimizar as funções erro. Eles seguem procedimentos estatísticos que, na presença de dados espúrios ou inadequações ao modelo estatístico, fazem com que esses procedimentos reajam mais gradualmente a essas perturbações. Essa forma é alcançada atribuindo pesos que variam dentro de um processo iterativo e assim tendo a equação (2.19):

$$\hat{Z}_x = (H^\dagger W H)^{-1} (H^\dagger W E_x) \quad (2.19)$$

onde W é uma matriz diagonal $N \times N$ cujos elementos são os pesos atribuídos a cada subgrupo.

Na primeira iteração, os parâmetros são estimados pelo método dos mínimos quadrados. Posteriormente os resíduos são calculados, e esses são utilizados para o cálculo dos pesos. Dados com resíduos abaixo de um dado patamar são tratados por mínimos quadrados, se os resíduos forem maiores, os dados são reduzidos por um fator de escala. Assim obtém-se uma nova estimativa das impedâncias, repetindo esse processo até obter a convergência.

2.2.2 Funções de Transferência do Campo Magnético e Vetores de indução

A presença de contrastes laterais de resistividade podem gerar uma componente vertical do campo magnético (H_z) e está relacionada com as componentes magnéticas horizontais (H_x e H_y), como mostra a **Equação 2.20**. Em meios homogêneos o campo H_z é nulo.

$$H_z(\omega) = \left(T_x(\omega) \ T_y(\omega) \right) \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.20)$$

onde T_x e T_y são as funções de transferência do campo magnético, denominadas *tipper*. (Vozoff, 1991).

Essas funções (englobando partes reais e imaginárias) são apresentadas graficamente através dos vetores de indução, em que a magnitude é proporcional a concentração de correntes e sua direção fornece a informação da localização dessas correntes.

2.3 Arranjo de campo e Instrumentação

O arranjo de campo de um sistema de banda larga é constituído por cinco componentes eletromagnéticos, sendo três magnéticos e dois elétricos. Na **Figura 2.3** podemos ver a disposição dos elementos desse arranjo. Cada componente do campo elétrico (E_x e E_y) é composto por um par de eletrodo poroso e não polarizável, dispostos ortogonalmente, cuja separação usual é de 100 a 150 m e durante a aquisição de dados é importante assegurar que os eletrodos não estejam expostos a variações de temperaturas. Para isso os eletrodos são enterrados a cerca de 50 cm abaixo da superfície, já que a onda térmica sofre difusão ao penetrar no solo e essa margem é bastante confiável (Simpson e Bahr, 2005). O campo elétrico é estimado a partir da razão entre a diferença de potencial medida e a distância entre os eletrodos. Por outro lado o campo magnético dispõe de três componentes soterrados, duas horizontais (H_x e H_y) e uma vertical (H_z). Cada uma de suas componentes utiliza uma bobina de indução, que são sensíveis a variações do campo magnético de curto período, disposta em uma direção, x, y ou z. Geralmente a direção x é orientada na direção norte-sul do campo magnético do local de medida, cuja declinação na região na época da aquisição foi de -20° . Magnetômetros do tipo *fluxgate*, que registra as três componentes simultaneamente, por sua vez é sensível a variações de longo período, pois para curtos períodos a amplitude do sinal se torna mais fraca que o ruído de seus sensores. Portanto podem ser usados no lugar das bobinas de indução, mas não é empregado para aquisição de banda larga e sim de longo período.

Os dados deste trabalho foram obtidos pelo Grupo de Geomagnetismo do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) com os equipamentos MT de banda larga GMS06 e GMS07 da Metronix de cinco canais, que operam numa faixa espectral de 0.000 s – 1024 s, sensores elétricos à base de cloreto de chumbo e três bobinas de indução. Além desses equipamentos, o arranjo apresenta uma central de armazenamento e processamento, sistema de referência global (GPS), um microcomputador portátil e um conjunto de baterias para fornecer energia ao sistema. As taxas de amostragem distintas, 40960 Hz, 4096 Hz, 64 Hz e 2 Hz, pré definidas pelos equipamentos determinam qual banda (faixa de frequência) será adquirida, com uma pequena sobreposição entre elas. Tais bandas são intituladas A, B, C e D.

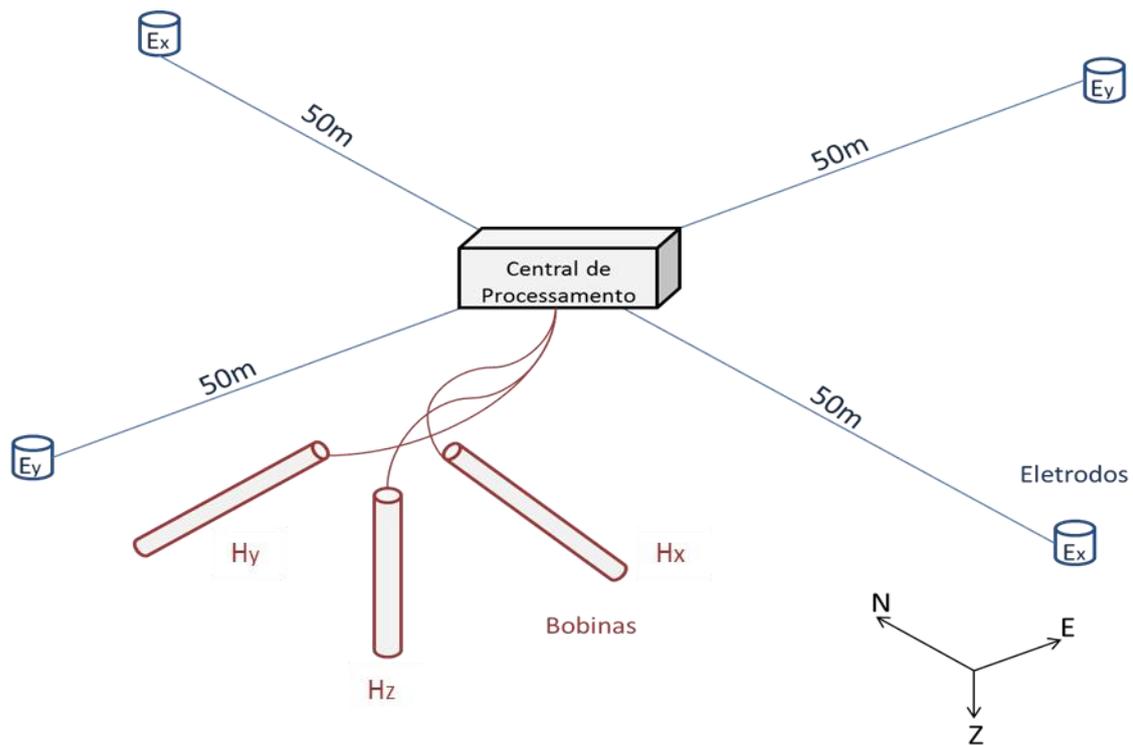
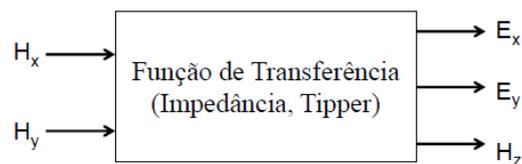


Figura 2.3 – Disposição dos equipamentos do arranjo MT, sendo os magnéticos em vermelho e os elétricos em azul. N, E e Z são as direções norte-sul, leste-oeste e vertical do sistema de geomagnéticas.

Capítulo 3 – Processamento de Dados e Análises Pós Processamento

3.1 Processamento

Para o processamento dos dados foi usado o código robusto EMTF (Egbert, 1997), que representa o estado da arte em termos de processamento de dados MT. Em termos gerais, o processamento consiste na redução dos dados às funções de transferência Z (impedância) e T (*tipper*), que relacionam os campos magnético e elétrico por meio da seguinte relação:



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

$$\begin{cases} E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{cases}$$

Por (x.x) ser um sistema de duas equações e quatro variáveis, são necessárias duas medidas independentes para obtermos a solução. No entanto, na presença de ruído, a estimativa das funções de transferência será feita mediante análise estatística, que pode ser ou pelo Método dos Mínimos Quadrados ou por técnicas robustas, como é o caso do EMTF.

No caso dos dados deste trabalho, as diferentes bandas MT (A, B, C e D) são processadas e analisadas independentemente umas das outras. Em cada banda são gerados coeficientes de Fourier com janelas de diferentes tamanhos, como mostra a **Tabela 1**. Em seguida, com os espectros obtidos, as impedâncias são calculadas para cada uma das janelas. Uma vez obtidas as funções de transferência, os gráficos de resistividade aparente e fase versus período, para cada banda e cada janela espectral utilizada, foram plotados e comparados. Escolheu-se dentre todos os resultados o melhor, ou seja, as curvas mais

contínuas, suaves e com erros pequenos de cada banda. Após isto, as respostas de cada banda foram concatenadas e alguns pontos removidos para evitar sobreposição de pontos para uma mesma frequência.

Tabela 1 – Janelas espectrais utilizadas para cada banda no processamento de dados.

Banda	Tamanho da Janela
A	1024; 4096; 8192; 65596
B	256; 1024; 4096; 8192; 65596
C	64; 128; 256; 1024; 4096
D	64; 128; 256; 1024

A **Figura 3.1** mostra respostas MT (resistividade e fase) típicas de boa qualidade do perfil MT aqui analisado, ou seja, as curvas são contínuas, suaves e com erros pequenos, sobretudo nas altas frequências, em geral mais suscetíveis a ruídos naturais e culturais, sobre os quais dificilmente se tem controle.

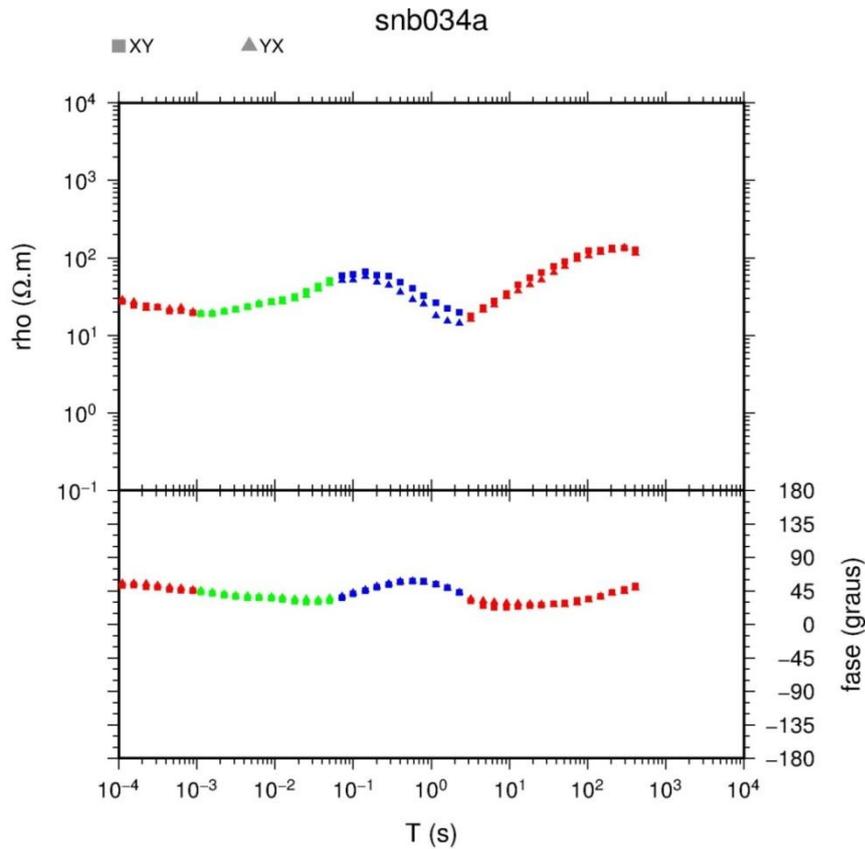


Figura 3.1 – Resultado do processamento dos dados da estação 034. Cada banda é representada por uma cor diferente (da esquerda para a direita, A, B, C e D). O modo YX é representado por triângulos e o XY por quadrados.

O código EMTF possui ferramentas para tentar aumentar a relação sinal/ruído e, conseqüentemente, melhorar as curvas de resistividade aparente e fase para cada banda. Pode-se, por exemplo, editar manualmente as séries temporais caso haja seções muito ruidosas, removendo-as, ou valer-se de métodos de pré-seleção de dados por referência remota. A referência remota é um método não robusto e parte do princípio de que o campo magnético, em curtas distâncias, não deve sofrer grandes alterações. Para seu uso faz-se necessário que duas ou mais estações tenham coletado dados contemporaneamente. Assim, caso uma apresente sinais muito ruidosos do campo magnético, a outra obtida ao mesmo tempo pode ser utilizada para melhorar seus dados. O uso da referência remota remota está limitado às bandas C e D, pois como normalmente são coletadas por diversas horas há mais chance de sobreposição.

Por conta da limitação da sua utilização, a referência remota só foi empregada nas estações 12a, 21a, 37a, 44b e 45b. Somente tiveram as suas curvas melhoradas, das estações 21a e 37a, passando a apresentar maior suavidade e erros menores. E a última está ilustrada como exemplo na **Figura 3.2**.

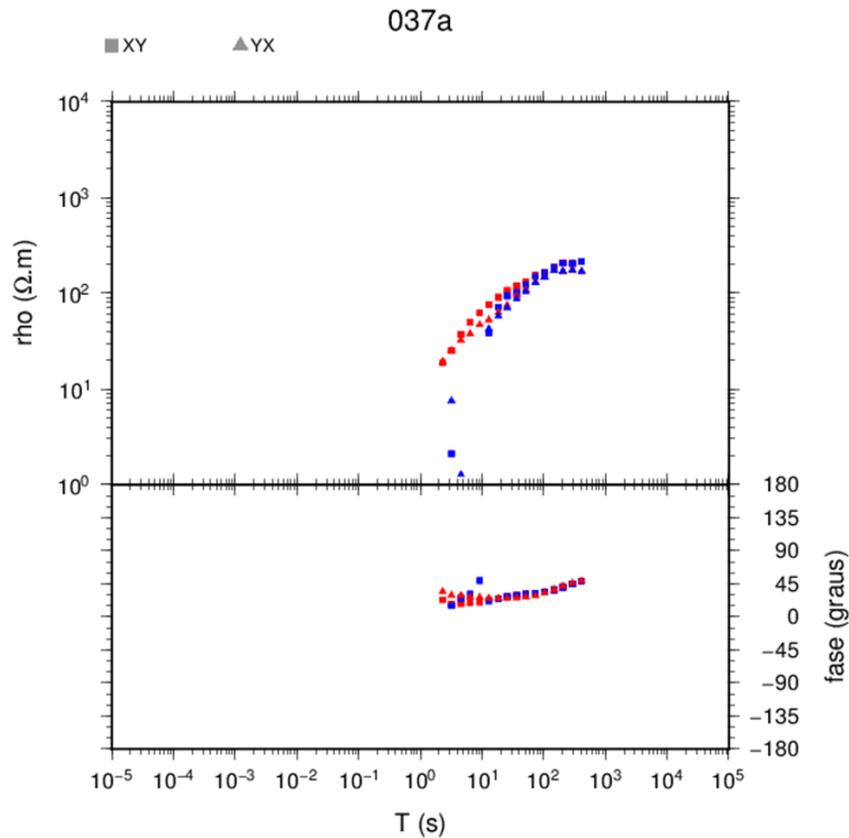


Figura 3.2 Comparação entre as curvas da banda D sem, em azul, e com, em vermelho, referência remota para a estação 37a.

Em 18 das 42 estações deste trabalho, conseguiu-se uma ampla faixa de frequências após o processamento, englobando dados entre 10^{-4} até 10^3 s. Em outras 22 estações atingiu-se o intervalo de períodos de 10^{-4} até 500 s, e em duas das estações alcançaram-se períodos máximos um pouco menores, de ~ 300 s. Até períodos de 0,1 s as respostas dos modos xy e yx são aproximadamente coincidentes, o que condiz com uma subsuperfície homogênea ou estratificada (1D). Para períodos maiores, os modos xy e yx divergem (vide banda C, em azul **Figura 3.1**), o que caracteriza situações que podem ser 2D ou 3D.

Uma distorção verificada nas curvas processadas está em torno de 60 Hz, e sua origem está no sinal eletromagnético artificial gerado por redes elétricas próximas da estação MT. Ela e seus harmônicos podem gerar falsas e abruptas variações nas respostas, como representada na **Figura 3.3**. Contudo, o efeito tende a ser localizado e não representou uma dificuldade significativa à modelagem.

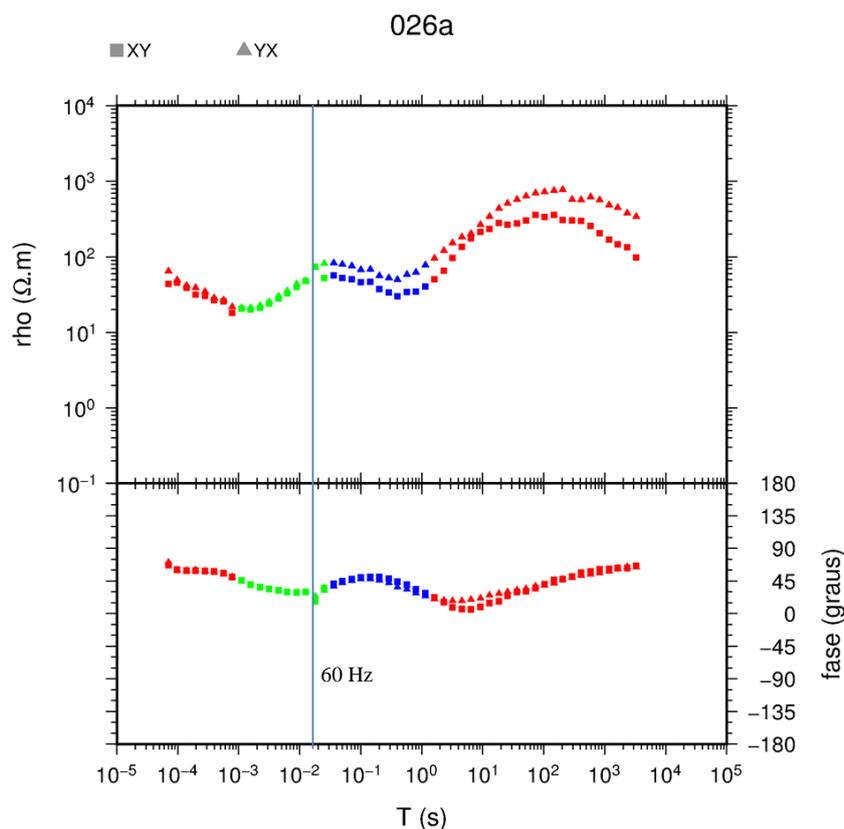


Figura 3.3 – Resultado do processamento dos dados da estação 026a e a representação do ruído em torno de 60 Hz.

Uma outra forma de distorção, de origem galvânica, é o efeito estático (*static shift*), comum em dados MT. Ele provoca um deslocamento nas curvas de resistividade aparente, independentemente da frequência, por um fator real e desconhecido, porém não altera as curvas de fase. Um exemplo dessa distorção é encontrado na **Figura 3.4**. Nesta etapa do trabalho não foi feito nenhum procedimento a fim de contornar a existência dessa distorção e essa condição não apresentou dificuldades na modelagem, já que outros procedimentos posteriores a controlaram.

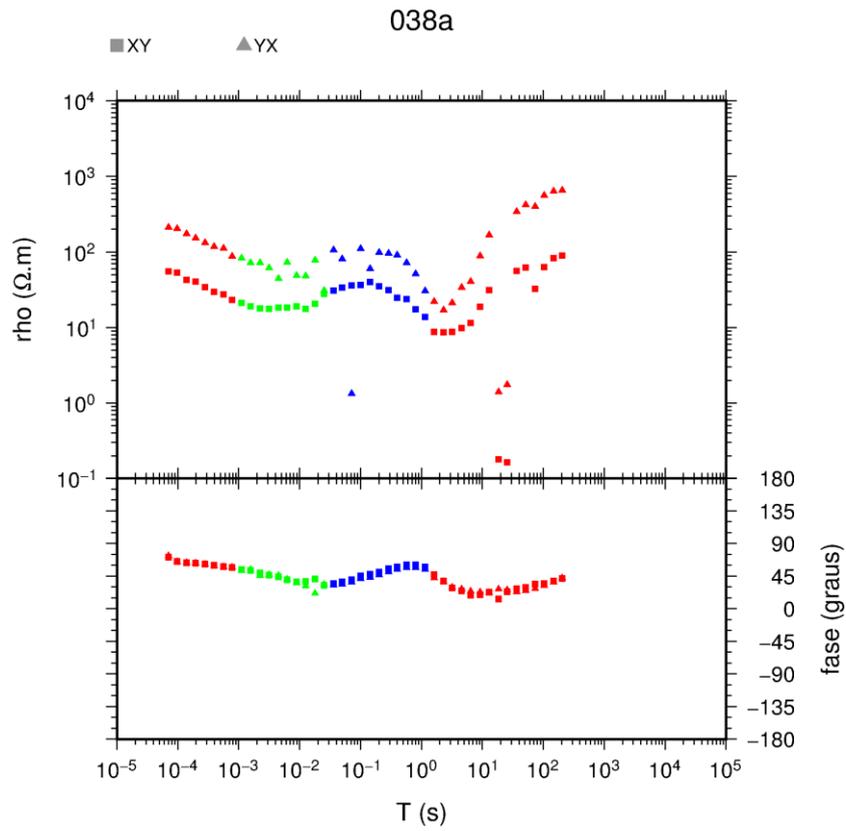


Figura 3.4 – Curvas de resistividade aparente e fase da estação 038a com *static shift*, na qual as curvas de resistividade aparente estão deslocadas por um fator e as curvas de fase não são afetadas.

3.2. Análises pós processamento

As análises pós processamento almejam verificar a consistência dos dados, a profundidade de penetração dos sinais e os vetores de indução.

3.2.1. Consistência dos dados

A consistência das respostas MT é uma importante etapa pós-processamento. Podemos verificá-la comparando as curvas de resistividade aparente de cada estação com as resistividades calculadas através da fase medida, uma vez que as respostas MT são usualmente dependentes e se interrelacionam, de acordo com a relação da dispersão (Vozoff, 1991):

$$\theta \approx \frac{\pi}{4} \left[1 + \frac{\partial \log \rho_a(f)}{\partial \log(f)} \right]$$

A partir dessa relação, fornecendo apenas um valor de resistividade aparente em uma dada frequência, podemos gerar todo o restante da curva de resistividade aparente a partir dos valores de fase (e vice-versa). Isso é executado pelo programa computacional RHOPPLUS (Parker e Booker, 1996), que obtém respostas MT sintéticas com base nos modelos de condutividade unidimensionais que minimizam o χ^2 por uma série de funções delta. Quando as curvas de resistividade aparente e fase violam a relação da dispersão, geralmente pode-se suspeitar de problemas instrumentais ou fortes distorções 3D. Aplicado o RHOPPLUS em todas as estações, viu-se que, em geral, as curvas se mostram amplamente consistentes, conforme ilustra a Figura 3.5. Em algumas estações, porém, o ajuste é mais problemático em períodos acima de 10 s, ou seja, até o começo da banda D. Isto pode ser explicado pelo aumento da barra de erro da fase, sendo que um exemplo disso se encontra na **Figura 3.6**. Os resultados da análise para todas as estações se encontram no Anexo 1.

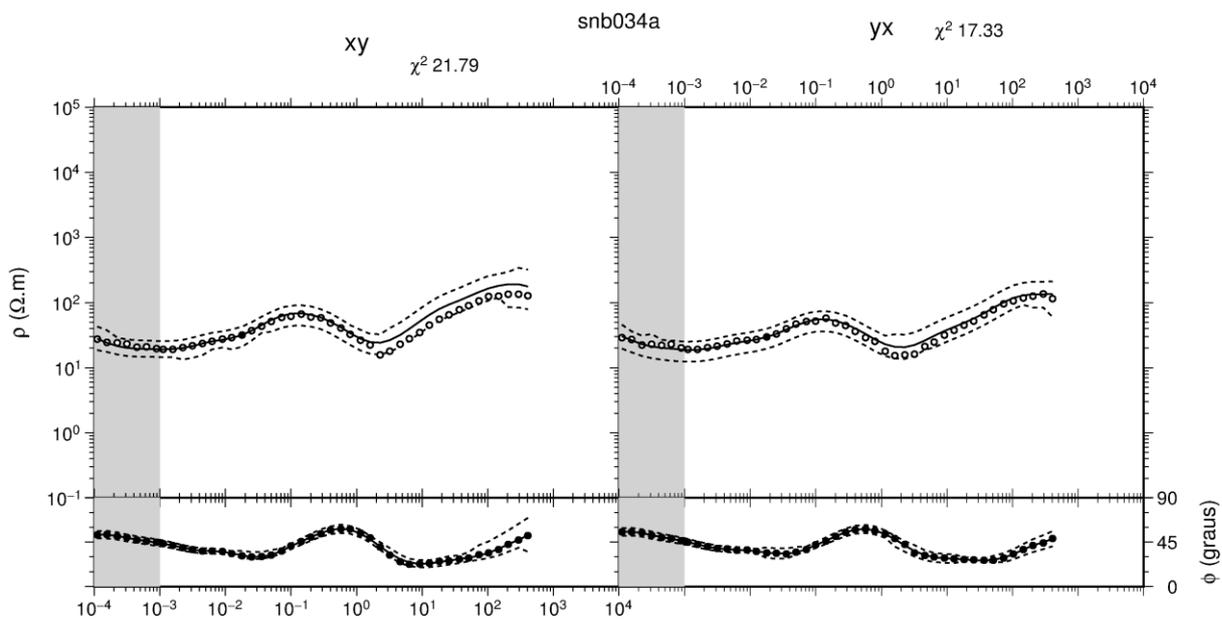


Figura 3.5. – Resultado da aplicação do Rhoplus para os dados da estação 034. A linha preta contínua é a estimativa da interpolação. A linha tracejada é o limite de confiança. Os círculos são os dados experimentais, sendo o preenchido, os considerados e os não preenchidos, não considerados.

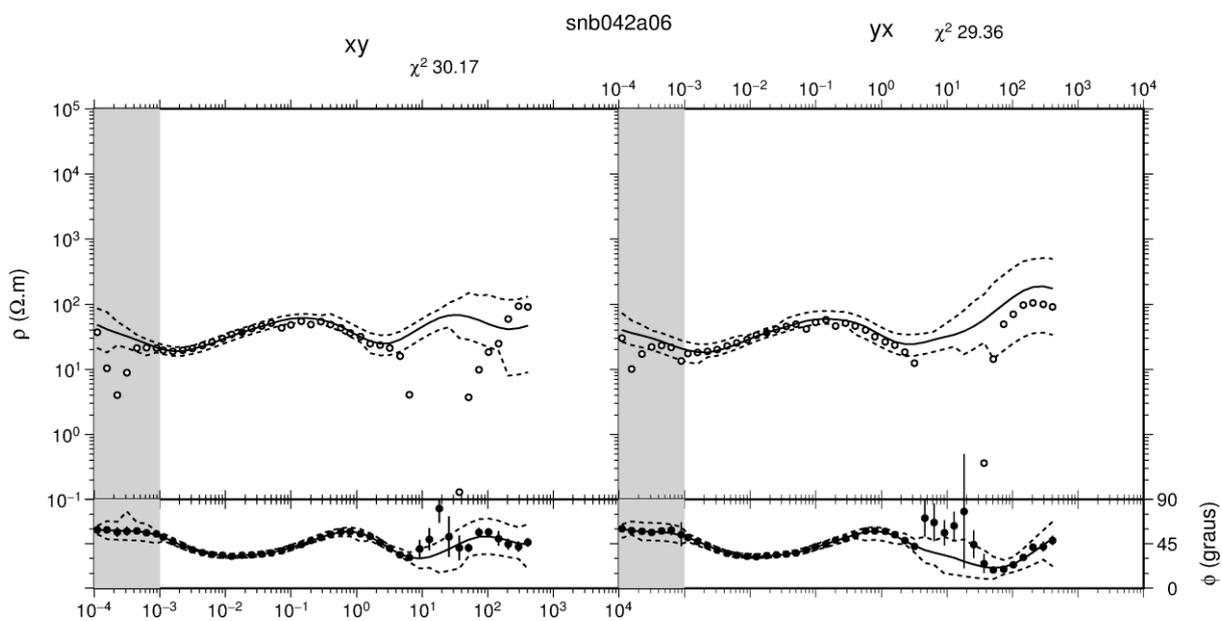


Figura 3.6.- Resultado da aplicação do Rhoplus para os dados da estação 042, onde as curvas calculada e original não se encontram claramente consistentes no final da banda D, a partir de 10^1 s.

3.2.2 Análise de penetração dos sinais

A análise da profundidade de penetração do sinal fornece informações importantes para as inversões 2D, tanto para a construção da malha para a inversão, quanto para saber até em que profundidade os dados são confiáveis. Esta análise pode ser realizada utilizando a transformada de Niblett-Bostick (Jones, 1983), cujo cálculo é baseado no princípio do *skin depth* dos próprios dados. Sua interpretação é uma primeira aproximação da distribuição da resistividade em subsuperfície.

A análise da profundidade de penetração dos sinais nos dados aqui apresentados indica que as sondagens têm um alcance desde algumas centenas de metros até cerca de 150 km de profundidade, em média (vide **Figura 3.8**). A **Figura 3.7** ilustra o resultado dessa transformação para a estação 34, cuja máxima penetração do sinal foi de 100 km, aproximadamente, e mostra também a relação com os dados das espessuras dos sedimentos do Grupo Bauru, dos basaltos da formação Serra Geral, dos sedimentos condutivos pré-vulcânicos e da profundidade do embasamento, obtidos através de suas respectivas isópacas. Notamos uma boa correspondência entre a transformada de Niblett-Bostick e as informações geológicas, onde há uma elevação da resistividade (de ~ 50 ohm m para ~ 200 ohm m) quando se passa da área dos sedimentos do Grupo Bauru para a dos basaltos da formação Serra Geral. Na sequência a resistividade torna a decair quando do início dos sedimentos condutivos pré-vulcânicos, chegando ao mínimo de em torno de 20 ohm.m. Por fim há o embasamento, onde a resistividade volta a crescer.

Para uma melhor visualização geral, a **Figura 3.8** contém todas as curvas da transformada empilhadas e agrupadas por cores. A **Figura 3.8.a.** são as curvas do modo XY, e a **Figura 3.8.b.** as do modo YX. Podemos observar uma tendência de maior profundidade de penetração no primeiro grupo de estações, em azul, tanto no modo XY como no YX, o que é coerente com o fato dessas estações possuírem valores mais elevados de resistividade, visto que o *skin depth* é diretamente proporcional à raiz quadrada desse parâmetro.

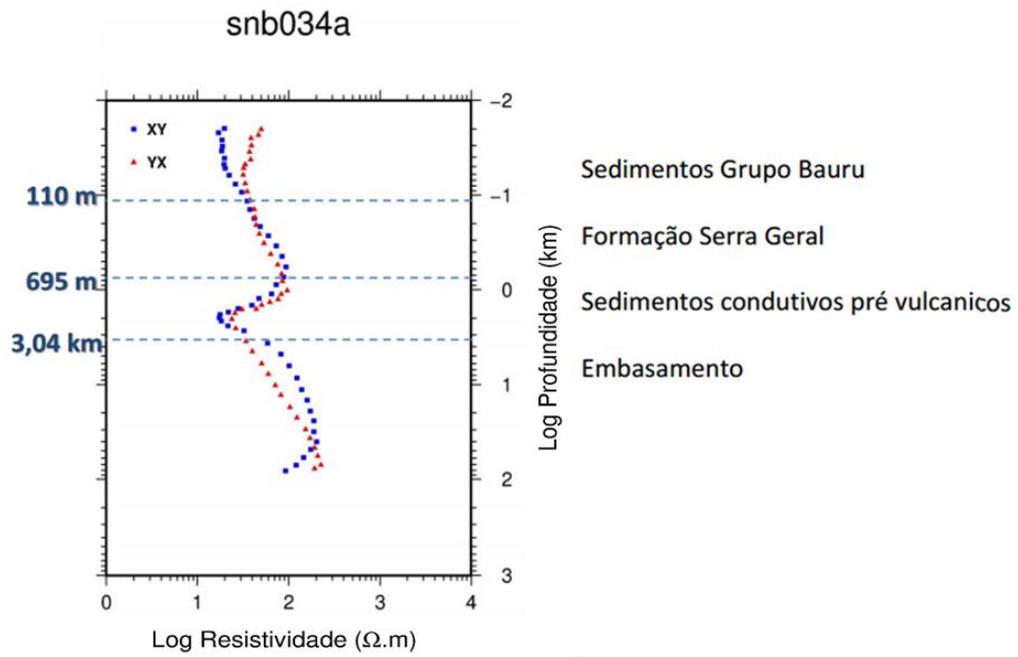


Figura 3.7 – Transformada de Niblett-Bostick para a estação 034 com a correlação com a geologia local.

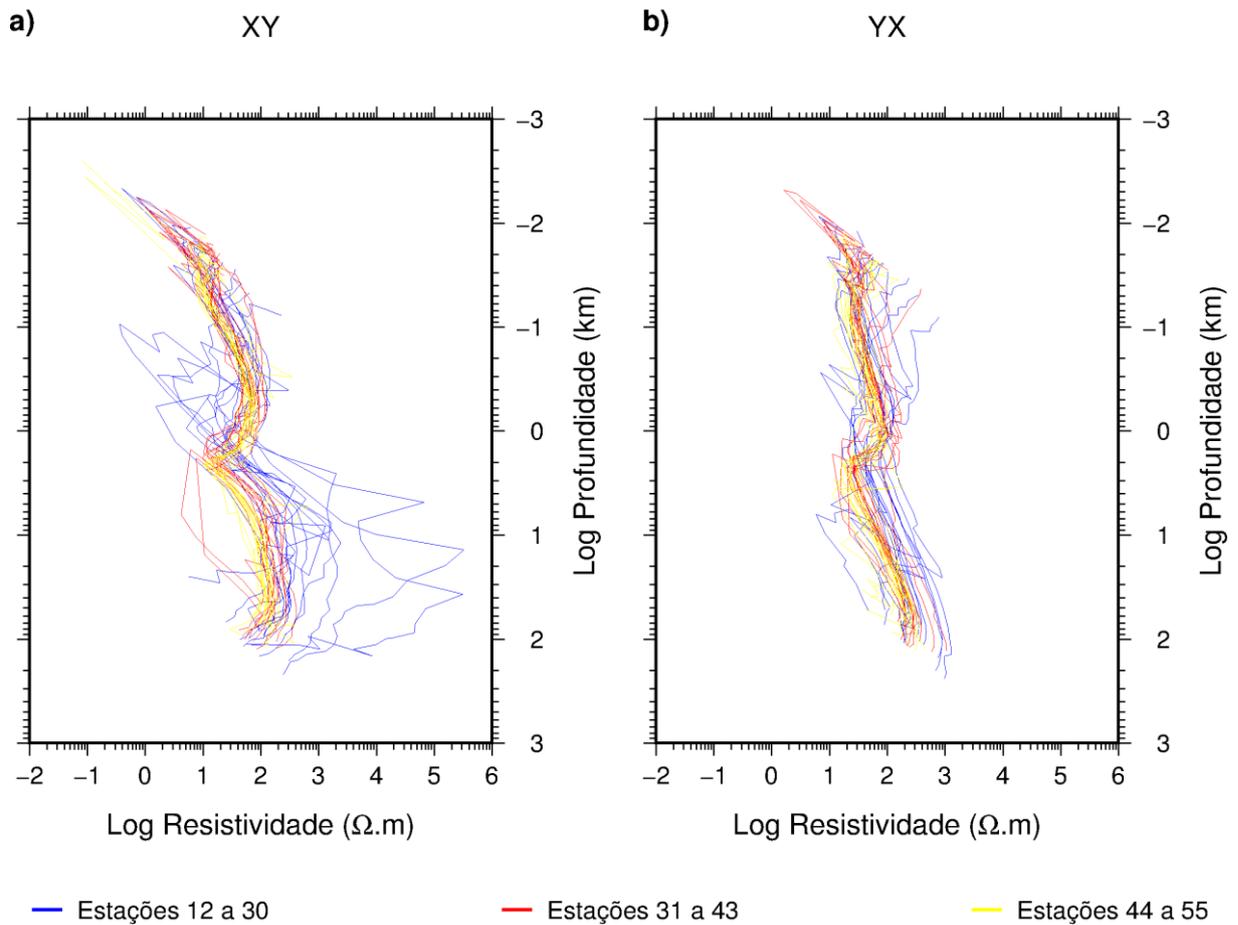


Figura 3.8 – Empilhamento da transformada de Niblett-Bostick de todas as estações.

3.2.3 Vetores de indução

Os vetores de indução são provenientes do tensor de impedância do H_z , ou seja, o Tipper, e apontam para contrastes laterais de condutividade. Eles foram obtidos para os 40 diferentes períodos presentes em cada curva e, como mostra a **Figura 3.9** (estão ilustrados alguns períodos representativos dos vetores), eles indicam uma situação complexa, já que em algumas estações os vetores apontam para fora do perfil.

Os primeiros períodos, de 0,0011 s até 0,0178 s, se mostram muito dispersos, ruidosos, pois uma vez que o *skin depth* é de apenas algumas dezenas de metros, os vetores de indução sofrem influências de estruturas superficiais. A partir de 0,025 s até 0,5714 s os vetores possuem uma magnitude muito baixa e direções dispersas, o que indica um meio lateralmente uniforme e/ou relativamente condutivo. De 0,8 s a 6,4 s os vetores começam a ficar mais intensos e indicam direções preferenciais. As quatro primeiras estações, na porção SE do perfil, apontam na direção NE e sua magnitude é grande quando comparada ao vetor unitário. Nas estações centrais há uma mudança brusca na direção, indicando a direção oposta, ou seja, SW. As últimas estações, porção NW do perfil, possuem direções aleatórias e suas magnitudes são baixas, tendendo a zero. De 9,1429 s a 51,2 s os vetores vão gradualmente mudando de direção. As primeiras estações passam a indicar a direção SW, ao passo que até a metade do centro do perfil (estação 29a), apontam para NNE. As estações a partir daí até a 34a, que antes indicavam a direção SW, passam a informar direções aleatórias, seguidas por estações que não alteraram significativamente a sua direção, exceto entre as estações 43a e 47a, que não tinham uma orientação preferencial e passam a acompanhar a direção do início do perfil. As estações 50a até a 51a agora possuem vetores que se orientam a SE, e as últimas estações permanecem com direções aleatórias. Entre 51,2 s e 102,4 s os vetores passam a apontar para a porção SW do mapa, indicando a existência de uma estrutura regional condutiva. Esse cenário permanece até o último período, em que há uma pequena e gradual tendência a SW.

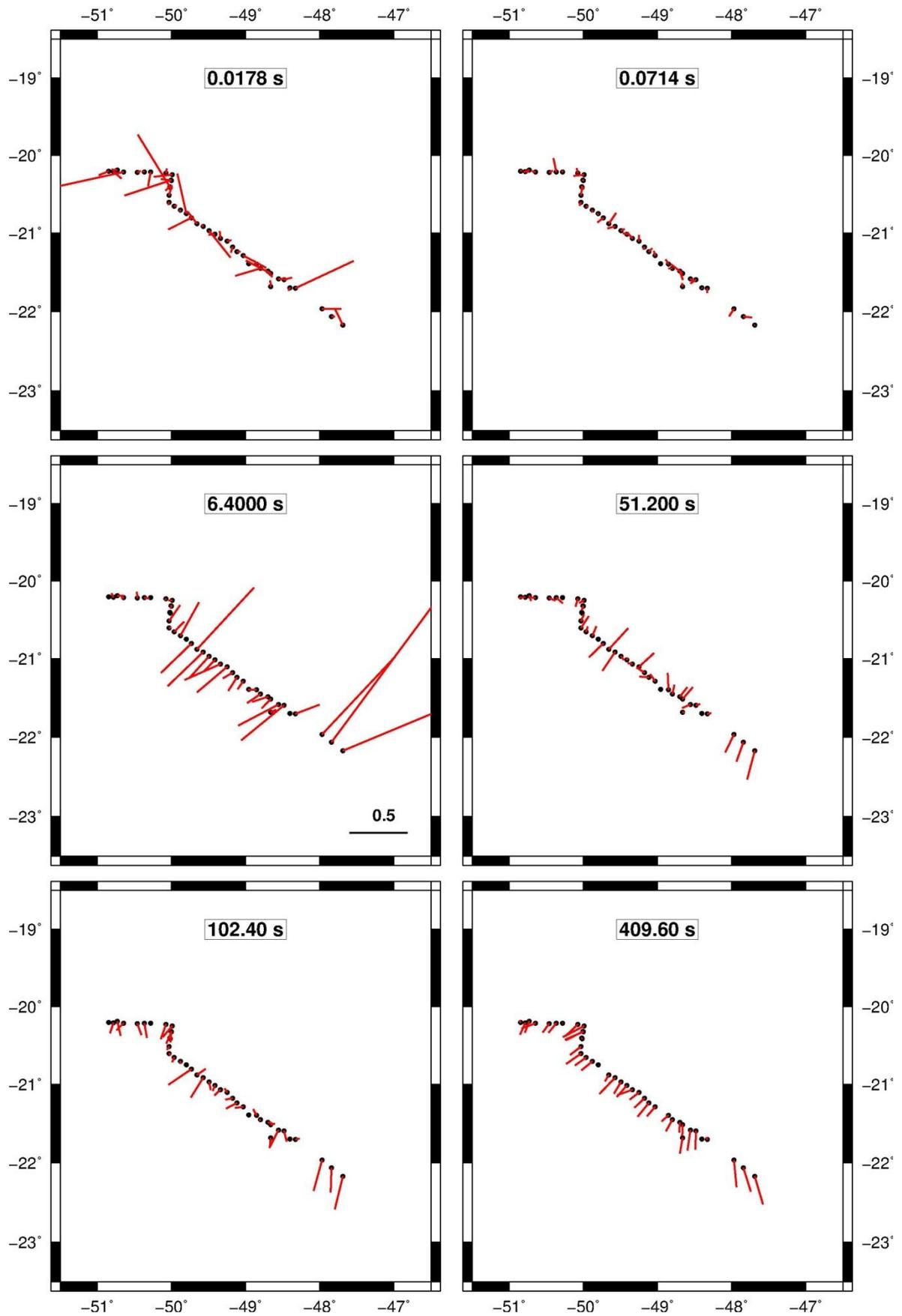


Figura 3.9 – Vetores de indução de seis períodos representativos das estações MT.

Capítulo 4 – Decomposição Groom-Bailey e Pseudoseções

A determinação precisa do *strike* geoeletrico é de suma importância para a interpretação 2D de dados MT e envolve diversas etapas até a obtenção de seu cálculo final. O método convencional consiste em rotacionar o tensor de impedâncias por um ângulo que simultaneamente zere os elementos da diagonal principal e maximize os da diagonal secundária (Swift, 1967). Porém, na presença de ruídos sua solução é instável, e os elementos da diagonal principal do tensor de impedâncias não são zerados. Diversos métodos foram propostos para contornar esse problema e um deles, o que foi utilizado nesse trabalho, é a decomposição Groom-Bailey (Groom e Bailey, 1989). Ela assume a Terra parametrizada como uma estrutura regional 2D, mas distorcida por corpos heterogêneos 3D rasos (3D/2D). O *strike* regional pode ser recuperado a partir da decomposição do tensor de impedâncias.

No método Groom-Bailey tem-se que o tensor de impedância medido, Z , pode ser decomposto em:

O diagrama mostra um retângulo cinza contendo a letra 'Z' no lado esquerdo. Duas setas pretas apontam para dois retângulos cinza empilhados no lado direito. O retângulo superior contém 'Z_{2D}' e o inferior contém 'C'. À direita dos retângulos empilhados, o número '(4.1)' indica a equação.

$$Z \rightarrow \begin{matrix} Z_{2D} \\ C \end{matrix} \quad (4.1)$$

sendo Z o tensor de impedância medido, Z_{2D} o tensor de impedância da estrutura 2D regional e

onde $C = g T S A$ (4.2)

e C é o tensor de distorção devido ao efeito galvânico e depende de g , que é um fator de ganho; T é o tensor de distorção *twist*; S o tensor de distorção *shear* e A o tensor de anisotropia.

O *twist* e o *shear* são os parâmetros que descrevem os efeitos da distorção local e a anisotropia gera um estiramento ao longo das direções principais do campo regional por diferentes fatores. Como os fatores g e A não podem ser determinados sem informações

adicionais, estes são vinculados ao tensor regional a ser calculado (Z_{2D}), como mostra a relação (4.3), restando os fatores T e S a serem mensurados.

$$Z = g T S A \quad (4.3a)$$

$$Z_{2D} = T S Z'_{2D} \quad (4.3b)$$

Como geralmente as medidas não são adquiridas no sistema de coordenadas alinhado à estrutura regional, é preciso rotacionar o tensor de impedâncias medido Z por um ângulo Θ , para a direção da estrutura 2D regional. Para isso utiliza-se a relação (4.4):

$$Z(\omega) = R(\Theta) T S Z'_{2D}(\omega) R^T(\Theta) \quad (4.4)$$

onde R é a matriz de rotação e R^T é a matriz de rotação transposta.

O resultado da direção do *strike* nesse método possui uma ambiguidade intrínseca de 90°, sendo a solução Θ ou $\Theta + 90^\circ$. Informações complementares, como a análise dos vetores de indução, dados geológicos e/ou geofísicos auxiliam a definir a direção verdadeira do *strike*.

Tendo sido o tensor rotacionado para a direção do *strike*, as componentes XY e YX do tensor decomposto passam a ser denominadas de modos TE (Transverso elétrico) ou TM (Transverso Magnético).

4.1 Procedimentos adotados

A decomposição dos dados deste trabalho foi executada com o programa *Strike* (McNeice e Jones, 2011). Esse código possibilita realizar tanto a decomposição Groom-Bailey em cada estação, individualmente, quanto de forma a englobar todas as estações simultaneamente, obtendo assim um strike único dentro de um certo intervalo de período.

A decomposição foi feita em três fases: a primeira foi a decomposição período por período; na segunda fase os dados foram decompostos em bandas de período de uma década; e a terceira fase envolveu análise simultânea de todas as estações. A primeira fase teve o objetivo de visualizar o comportamento geral dos parâmetros da decomposição (*shear*, *twist* e azimute), observando em qual faixa de período eles se comportam de maneira mais estável, ou seja, de maneira independente da frequência. Os procedimentos para a decomposição descritos a seguir são comuns à todas as estações.

Os resultados da decomposição em uma das estações (034a) do perfil MT deste trabalho são exemplificados na **Figura 4.1**.

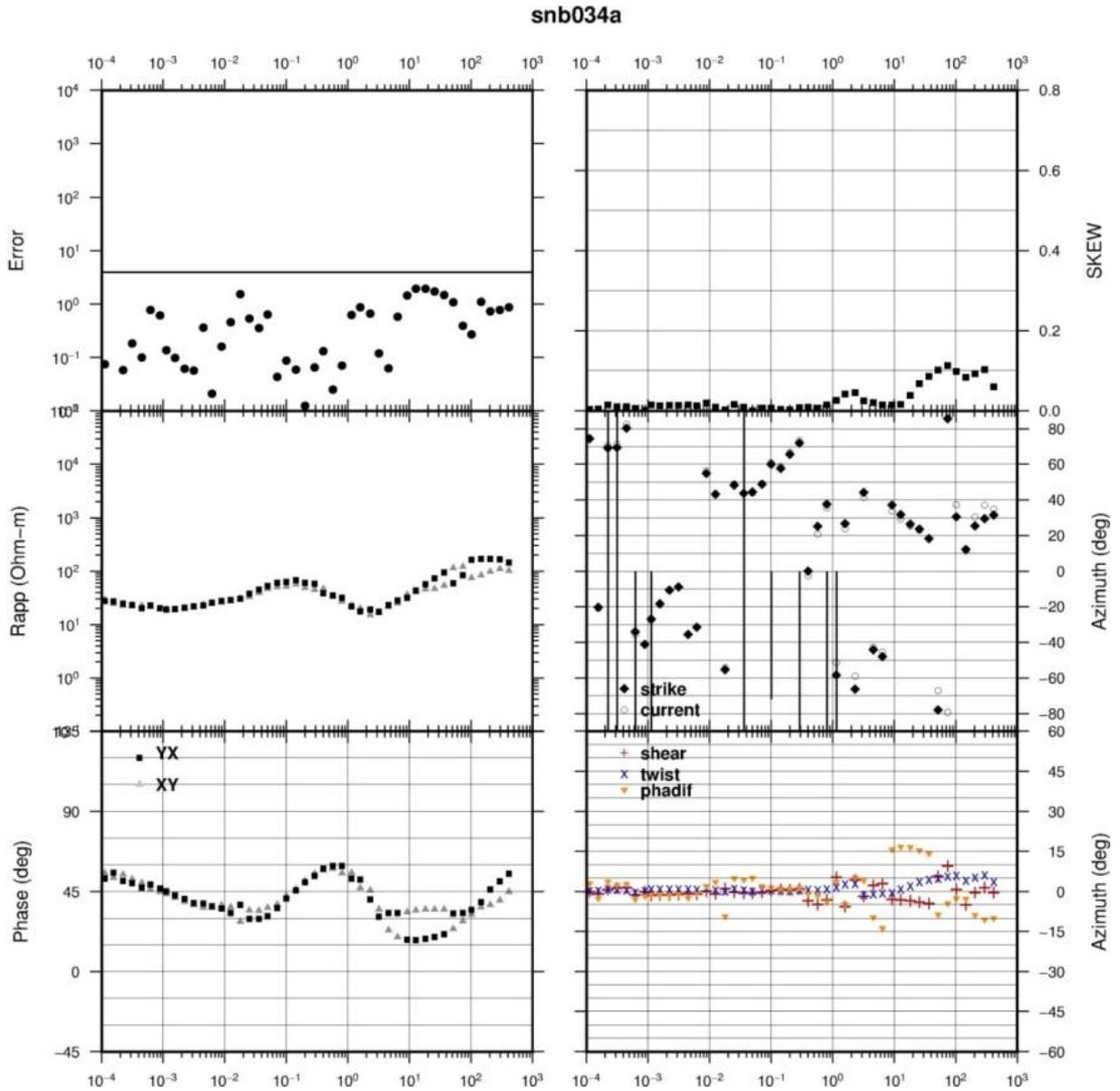


Figura 4.1.a. – Decomposição dos parâmetros livres para a estação 034a.

Podemos observar que os parâmetros *twist* e *shear* são menos dependentes do período que o azimuth. Para períodos curtos estes parâmetros são praticamente invariáveis e se mantém em torno de 0° , o que é compatível com o fato de que nesse intervalo os dados são aproximadamente 1D, conforme indicado pela semelhança entre as fases xy e yx; já para períodos mais longos a anisotropia das fases aumenta e os parâmetros de distorção ficam um pouco mais fortes, mantendo-se na faixa de -10° a 10° , o que ainda indica pouca distorção.

O próximo passo foi fixar o parâmetro mais estável na faixa de período de interesse e deixar os demais parâmetros livres. O intervalo de período de maior interesse para nós é aquele em que se apresenta a maior anisotropia, que no caso da estação 034a está entre 10^1 e

10² s. Assim, o *twist* foi fixado em 5°, que é o valor médio dentro da faixa de período de maior anisotropia. O resultado da decomposição é mostrado na **Figura 4.1.b**. Com isto, o shear é claramente estabilizado em torno de -2,5°.

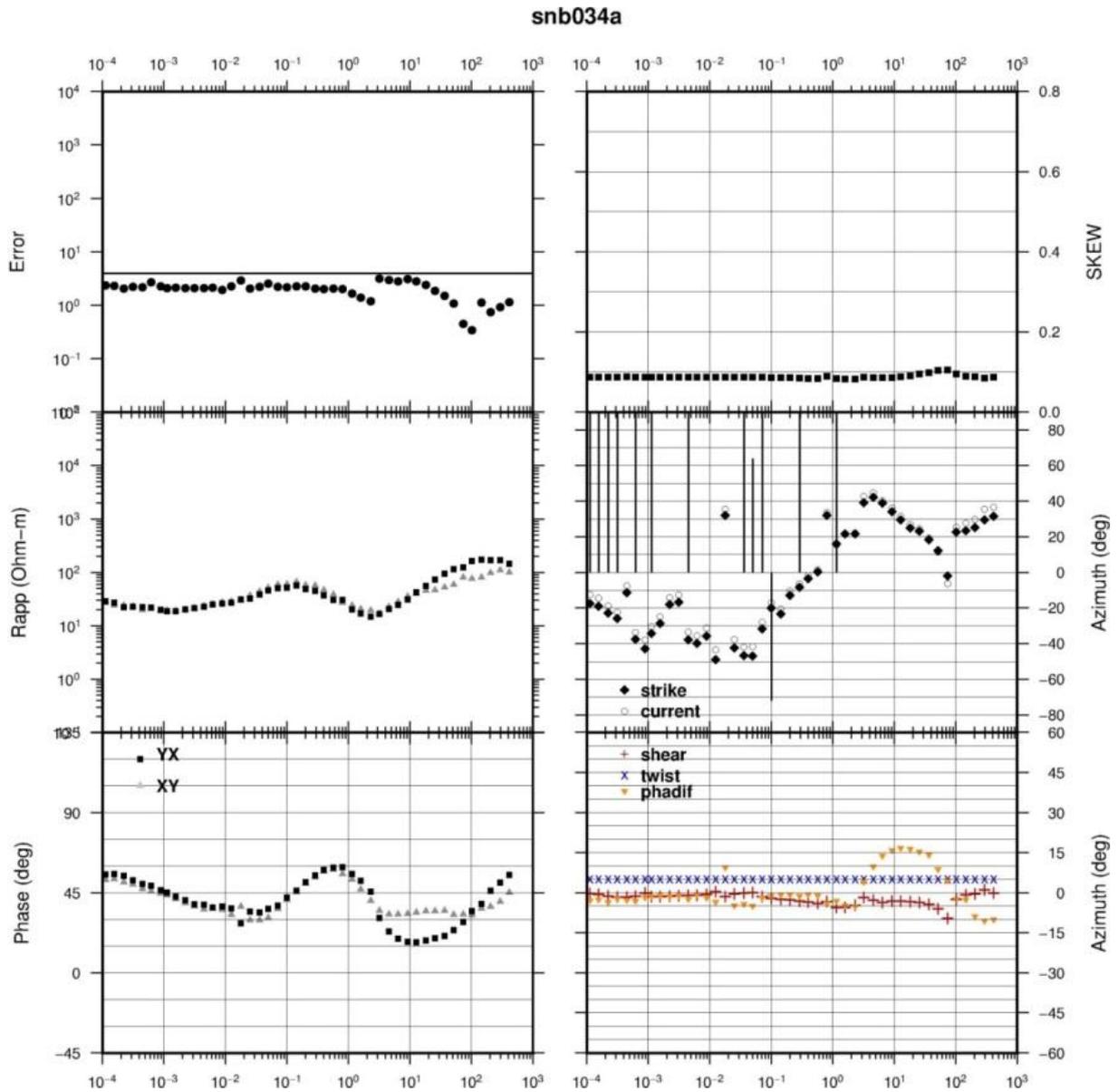


Figura 4.1.b. – Decomposição dos parâmetros com o *twist* fixado em 5° para a estação 034a.

Então, fixando-se o *twist* e o *shear*, o *strike* finalmente é estabilizado em torno do azimute de 20° (**Figura 4.1.c**).

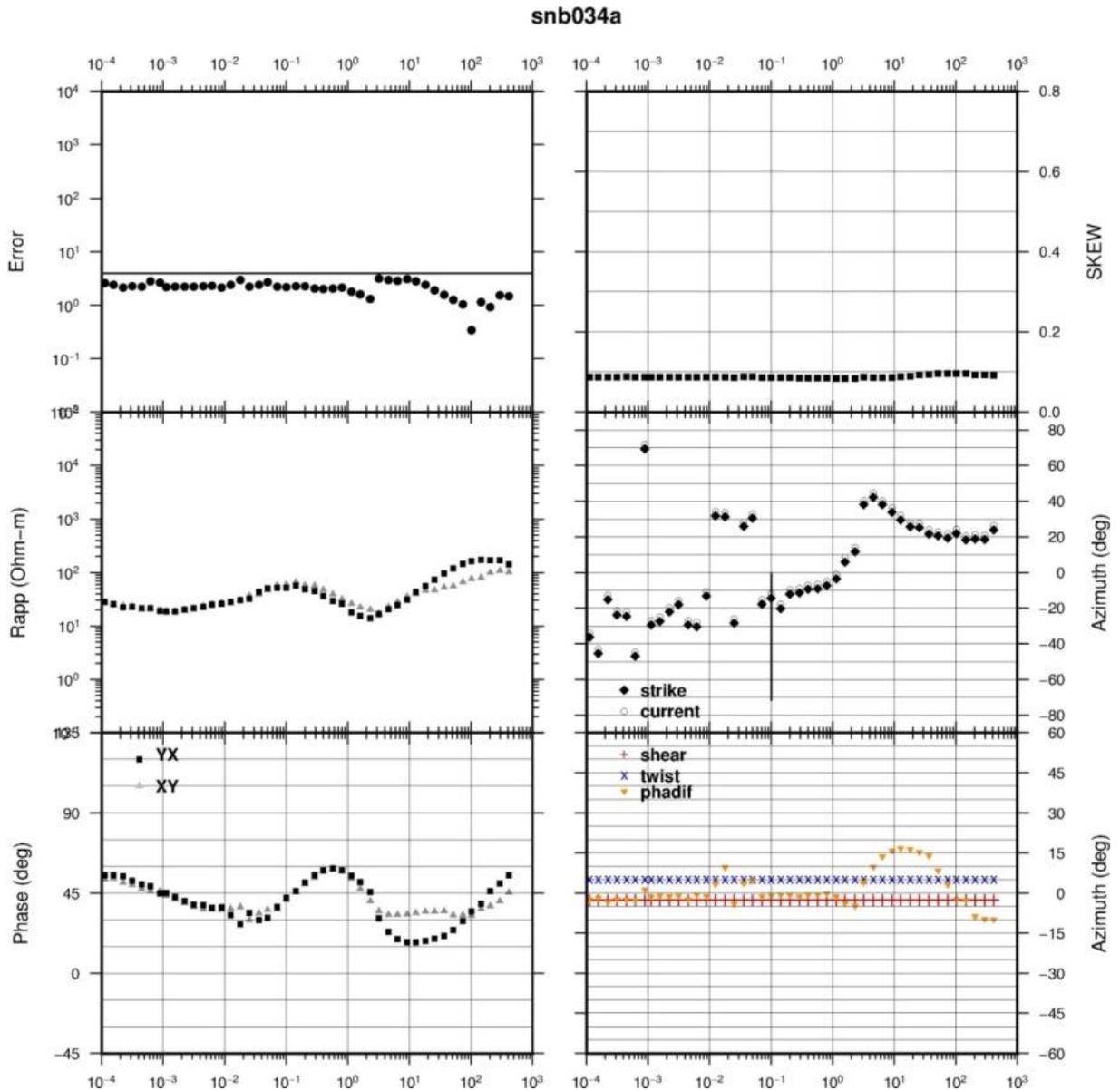


Figura 4.1.c. – Decomposição dos parâmetros com o *twist* fixado em 5° e *shear* em -2.5° para a estação 034.

O próximo passo foi fixar o azimute nesse valor e realizar a decomposição com os demais parâmetros livres. Como visto na **Figura 4.1.d**, isto permitiu estabilizar os parâmetros, validando assim a decomposição. Com isto a parametrização 3D/2D nessa estação pode ser aplicada com um strike de 20° ou -70°, devido à ambiguidade de 90° intrínseca da decomposição.

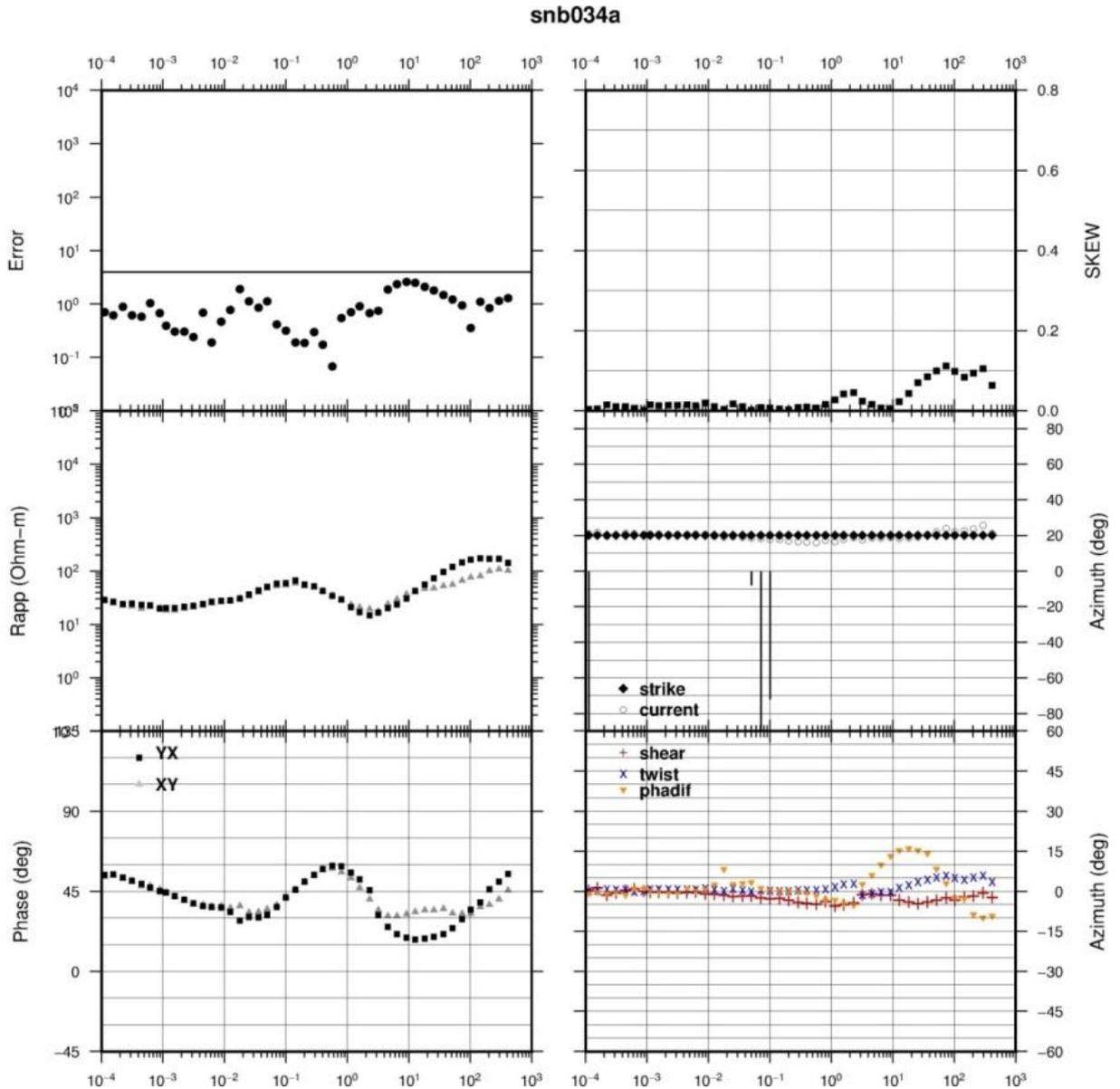


Figura 4.1.d. – Decomposição dos parâmetros com o azimute fixado em 20° e os outros parâmetros livres para a estação 034.

A decomposição por décadas foi realizada com os parâmetros livres, como mostra a **Figura 4.2.**

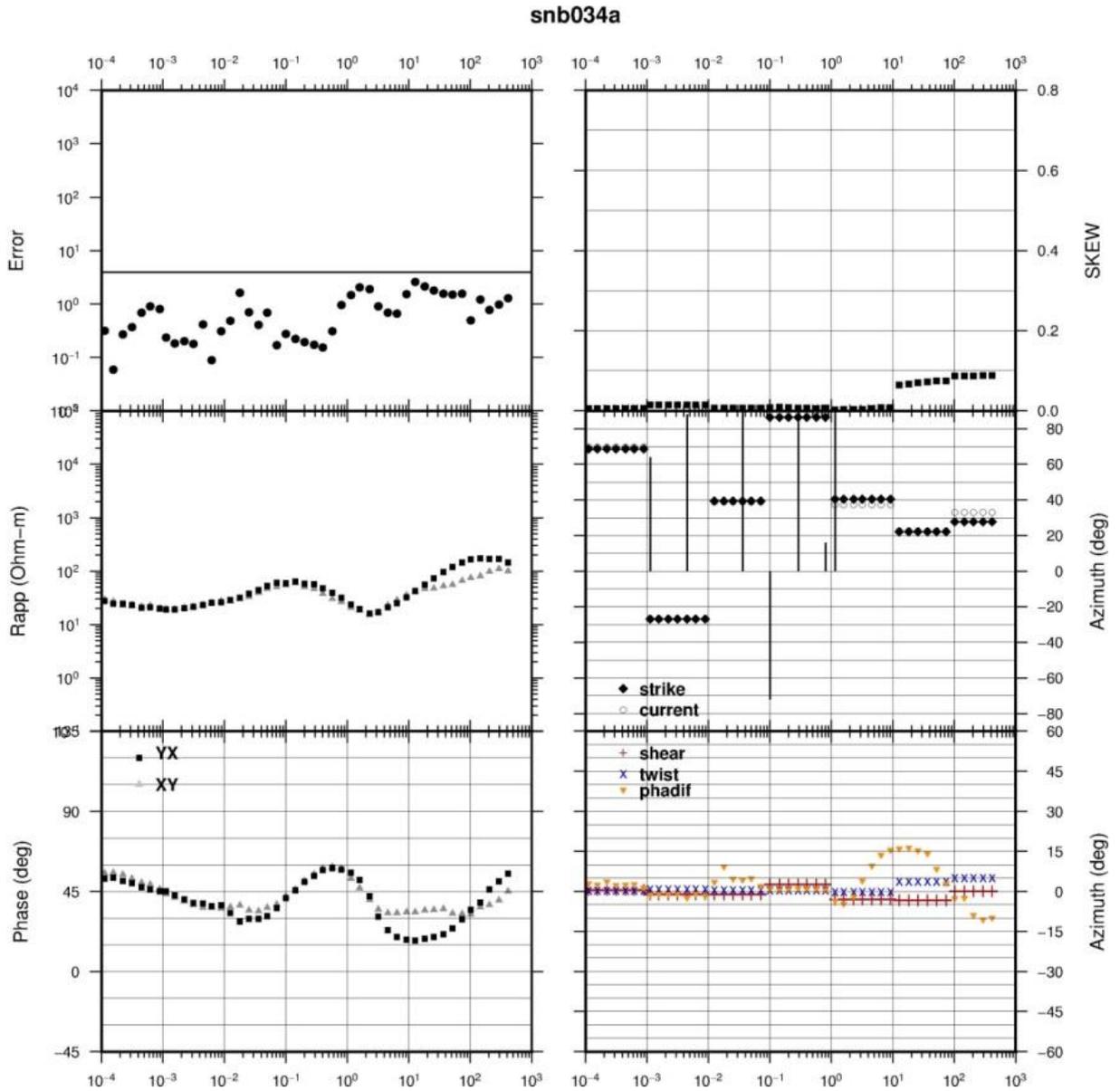


Figura 4.2– Decomposição por década dos parâmetros livres para a estação 034.

Na **Figura 4.3** estão plotados os azimutes obtidos independentemente em cada estação deste estudo por meio da decomposição por bandas. Os resultados foram normalizados pela diferença de fase e são mostradas em quatro décadas, de 0.1-1 s, de 1-10 s, de 10-100 s e 100-1000 s.

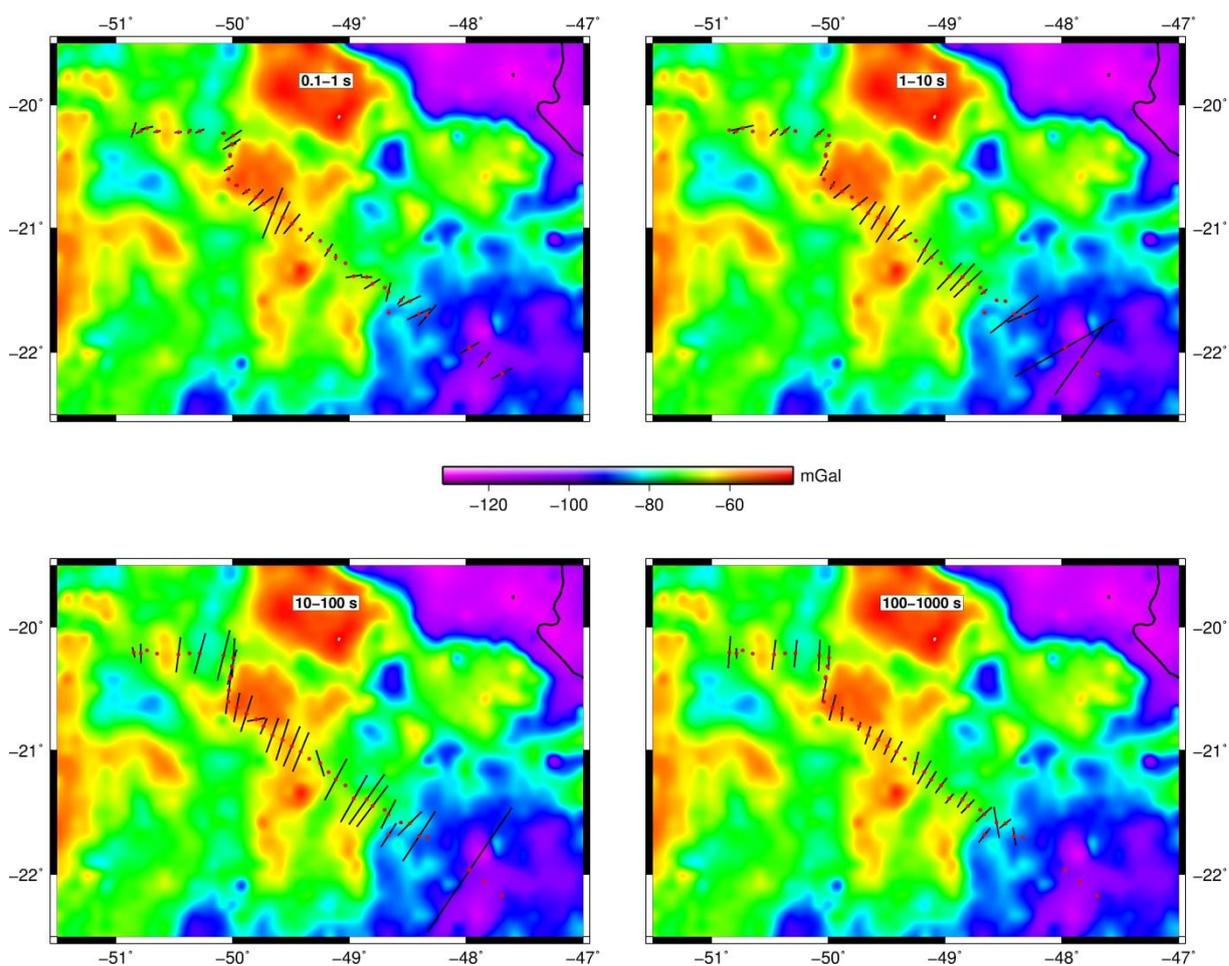


Figura 4.3. - Azimutes determinados pela decomposição GB em cada estação para diferentes bandas de período normalizados pela diferença de fase sobre o mapa de anomalia Bouguer.

O que podemos notar é que na década de 10-100 s a anisotropia é maior que nas demais bandas, possivelmente indicando que o *strike* regional nessa faixa de períodos tem uma maior importância na determinação de um *strike* médio para toda faixa de período.

Em geral observamos que os *strikes* geoeletricos em cada estação, em diferentes bandas de período, possuem valores preferenciais em torno da direção nordeste-sudoeste e se mostram bastante consistentes ao longo do perfil, principalmente na parte central e em períodos acima de 1s, sugerindo que uma parametrização 3D/2D dos dados pode ser possível. Essa direção é consistente com as estruturas gravimétricas regionais, indicando ser essa a direção correta do *strike* geoeletrico.

A etapa seguinte foi realizar a decomposição Groom-Bailey simultaneamente em todas as estações. Alguns cuidados foram tomados nesse processo, como excluir as estações que possuíam singularidades ou dados ruidosos. Também foram feitos testes variando apenas o intervalo, iniciando pelas décadas (0.1-1 s, 1-10 s, 10-100 s, 100-1000 s), posteriormente combinando duas décadas (0.1-10 s, 10-1000 s, 1-100 s) e em seguida juntando três décadas (0.1-100 s, 1-1000 s) e assim culminando no intervalo de 0.1-1000 s. Seus valores se mostraram bastante estáveis, ou seja, não tiveram uma variação abrupta. Considerou-se então um strike de 20 graus para o intervalo de 0.1 -1000 s.

Por fim o ajuste de impedâncias foi plotado para avaliarmos a validade da decomposição em cada estação. A **Figura 4.4.** mostra o ajuste para a estação 34a. Como cada ponto foi bem ajustado, então significa que a decomposição foi bem sucedida. Em geral, os dados do perfil foram bem ajustados (vide Anexo 1).

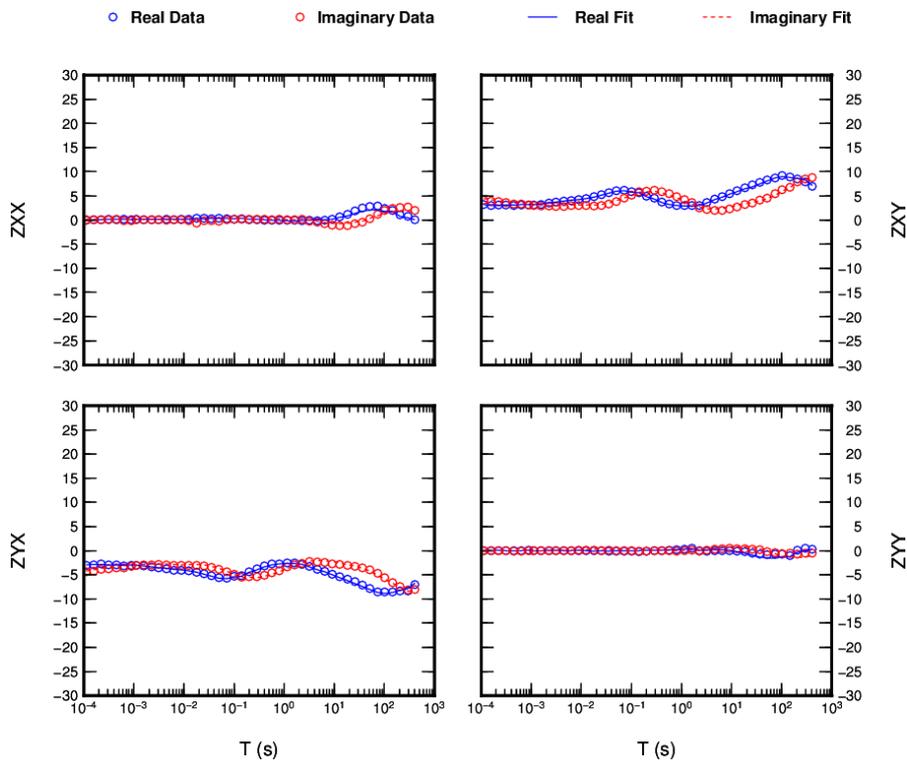


Figura 4.4. – Ajuste de impedâncias para a estação 34a, onde os círculos representam os dados observados e as linhas, os dados modelados.

4.2. – Pseudoseções

Uma maneira comum de visualizar as respostas de um perfil MT é através de pseudoseções, que mostram a distribuição das respostas MT em função do período. Geralmente as pseudoseções da fase tem uma maior suavidade em relação às da resistividade, porém a última é mais sensível a estruturas rasas, possibilitando uma melhor visualização dessas.

Os dados foram decompostos com azimutes fixados na direção N20E e tiveram seus dados espúrios tanto da resistividade aparente quanto da fase removidos. As estações projetadas sobre uma reta perpendicular ao strike que melhor se aproxima da posição geral das estações MT na área de estudo. A **Figura 4.5** mostra as pseudoseções das 36 estações, tanto para a resistividade (**4.5.a e b**) quanto para a fase (**4.5.c e d**), e em ambos os casos são mostrados os modos TE e TM.

Na pseudoseção de resistividade aparente do modo TE podemos notar a camada mais rasa em 0,001 s até 0,01 s, onde provavelmente os sedimentos do Grupo Bauru são os responsáveis pela baixa resistividade a ela associada, variando de 5 ohm.m à 50 ohm.m.

No intervalo de 0.01 s à 1 s, podemos notar uma camada com uma descontinuidade lateral marcada. A feição condutiva na porção SE do perfil que abrange de 6 à 50 ohm.m parece ser uma continuação da feição encontrada na camada subjacente. Além disso há o surgimento de uma zona resistiva de aproximadamente 100 ohm.m a NW correspondente aos basaltos da Formação Serra Geral.

Subjacente a essa camada temos uma condutiva heterogênea de 1 até 10 s, cuja resistividade aparente varia de 5 à 50 ohm.m, correspondente os sedimentos condutivos pré vulcânicos na bacia. Abaixo da estação 16a encontra-se um limite cuja área na porção SE possui uma alta resistividade, em torno de 500 ohm.m que possui uma correspondência com o baixo gravimétrico. A partir de 10 s temos um horizonte resistivo, cuja intervalo de resistividade é de 50 até 500 ohm.m, que reflete estruturas mais profundas, como a crosta inferior.

A pseudoseção da fase do modo TE nota-se uma maior suavidade nas feições quando compara a **Figura 4.5.a**. Na faixa de período de 0,001 à 0.5 s há um crescente aumento da

fase em direção a NW, que corresponde as camadas sedimentares encontradas na bacia, a porção SE se localiza mais próximo à borda da bacia.

De 0,5 à 1 s temos uma zona de baixos valores de fase, que tem correlação com o embasamento e crosta inferior. A partir de 1 s, temos duas porções distintas. A SE temos valores baixos da fase, que corresponde a alta resistividade. A NW a fase possui valores mais altos, cuja correlação é com a baixas resistividade. Esse intervalo de período estamos observando o manto.

Notam-se variações abruptas de forma alongada na parte rasa das pseudoseções (desde períodos curtos até cerca de 1 s), às quais não há correspondência nas das fases. Esse efeito é devido ao *static shift* e é marcado nas estações 25a e 29a, em que as resistividades estão abruptamente abaixo das estações adjacentes nos dois modos.

A fase antecipa o comportamento da resistividade, por isso na pseudoseção da fase pode-se perceber características de regiões mais profundas quando comparada a pseudoseção da resistividade.

As pseudoseções do modo TM não possuem diferenças significativas em relação as do modo TE. Porém a estrutura alongada entre as estações 16a e 20a na **Figuras 4.5.b** se mostra menos alongada quando comparada a **Figura 4.5.a.**, atingindo menor profundidade. A anomalia resistiva localizada em 10 s, quase coincidente com o centro do perfil, na Figura 4.5.a é mais alongada e estreita em relação a do modo TM. E por fim na comparação das pseudoseções das fases, a do modo TM possui informação de que na porção SE a bacia é mais profunda que do modo TE.

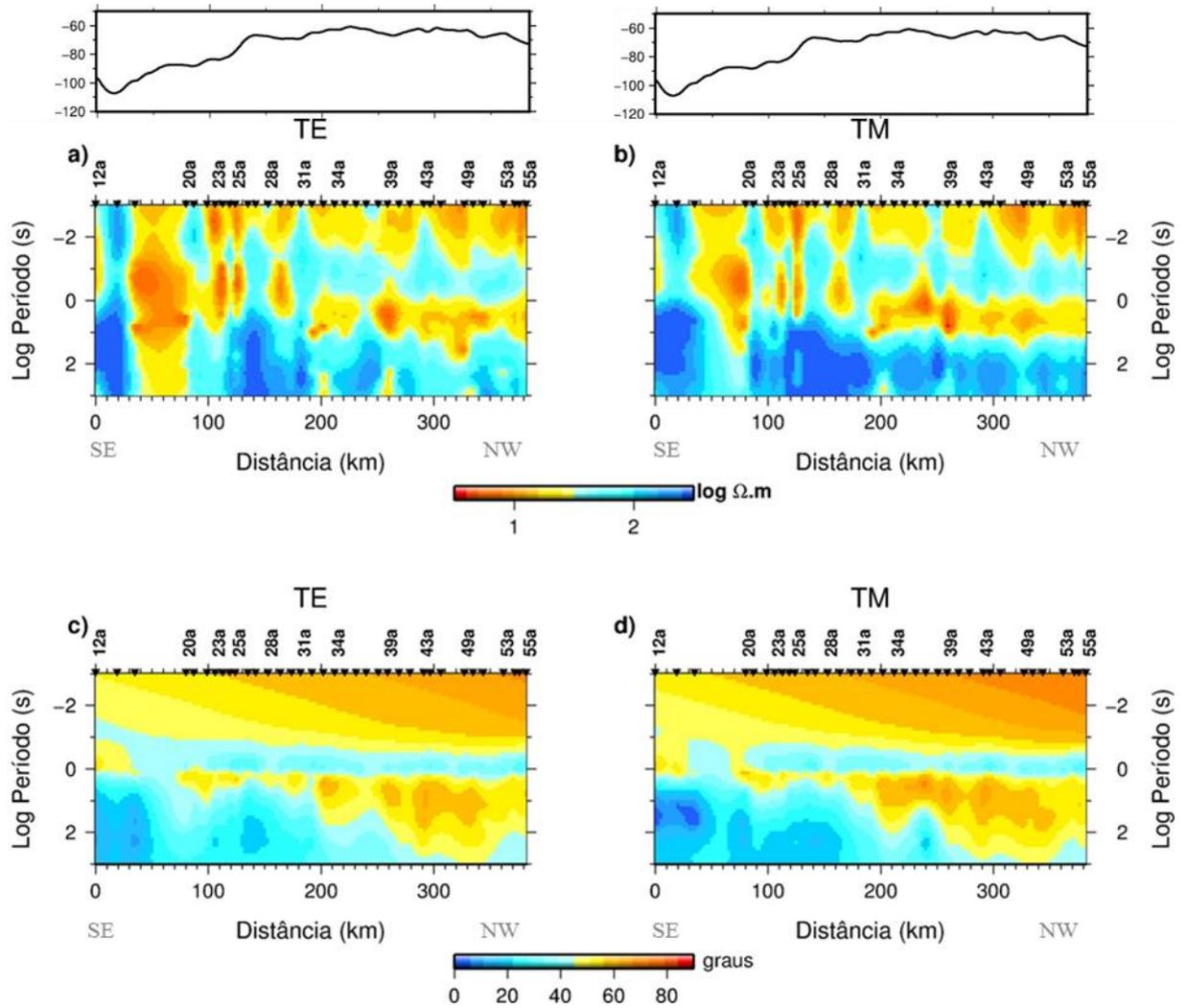


Figura 4.5 –Pseudoseções da resistividade do modo TE (a), do modo TM (b) e da fase do modo TE (c) e do modo TM (d) com o perfil da anomalia bouguer.

Capítulo 5 – Inversão Bidimensional

A inversão de dados em geofísica busca obter um modelo de distribuição de parâmetros físicos (no caso do método MT, a resistividade elétrica) a partir de dados observados. As etapas anteriores à inversão prepararam os dados para que sejam os mais coerentes possíveis com as informações já existentes sobre a região, como aquelas provenientes da gravimetria e de dados geológicos, e assim resultar em um modelo mais coerente. Também verificou-se a dimensionalidade dos dados a fim de determinar a maneira que será feita a modelagem dos dados. A inversão foi realizada com os dados decompostos e rotacionados para a direção do strike (N20E), conforme discutido no Capítulo 4.

5.1. O código empregado

A inversão bidimensional foi realizada através do programa REBOCC (Reduced Basis Occam's Inversion) (Siripunvaraporn e Egbert, 2000). O código utiliza a filosofia de mínima estrutura (suavidade) para estabilizar a solução a fim de evitar a geração de estruturas falsas, já que infinitos modelos podem ser gerados a partir de uma mesma resposta (não unicidade).

O programa possibilita a inversão utilizando apenas um dos modos TE ou TM individualmente, ou os dois simultaneamente. Além disso, permite atribuir pesos diferentes aos valores de resistividade e fase de cada período em cada estação através de uma matriz de inclusão de dados. Nela inserimos valores inteiros positivos ('n') que se relacionam com cada dado de entrada da seguinte forma:

$$\begin{cases} n=0 & \text{o dado é excluído da inversão;} \\ n \geq 1 & \text{os erros percentuais fixos são multiplicados pelo fator } 2^{n-1}. \end{cases}$$

Para executar a inversão dos dados, o programa necessita de no mínimo três arquivos fundamentais. O primeiro é o arquivo com os dados de entrada que contém as resistividades e fases dos modos TE ou TM, além de seus respectivos erros. O segundo é o arquivo com as informações da malha empregada e os valores iniciais de resistividade para cada uma das

células. E por último o arquivo que define todos os parâmetros de entrada para a inversão, denominado *startup*.

Diferentes modelos de entrada foram testados para verificar a consistência do modelo obtido. A obtenção de modelos de resistividade similares que são independentes do modelo inicial é uma indicação de consistência da inversão dos dados.

5.2. Discretização do meio

A construção da malha usada neste trabalho seguiu os critérios que serão descritos a seguir e a sua representação se encontra na **Figura 5.1**.

O comprimento (Δx) dos blocos do perfil foi de um quarto do espaçamento médio entre as estações, que é de 10 km. Para os espaçamentos diferentes de 10 km adaptou-se o comprimento dos blocos, tomando o cuidado para: i) não ultrapassar o fator de 1,5 de entre os blocos adjacentes; ii) que a posição das estações estivesse em cima dos nós da malha; e iii) que os blocos adjacentes às estações tivessem o mesmo comprimento. Para os blocos anteriores à primeira estação do perfil e os blocos posteriores à última, o comprimento foi gradativamente ampliado pelo fator de 1,5 até que o comprimento total da malha fosse atingido. A fim de minimizar efeitos de borda, foi estabelecido como comprimento total da malha o valor de três *skin depth* máximo (definido pela maior resistividade observada no período máximo) para cada lado a partir do centro.

A espessura (Δz) dos blocos da primeira linha da malha foi de um décimo do *skin depth* mínimo (definido pela menor resistividade observada na frequência máxima). A espessura dos blocos da segunda linha da malha teve o seu valor igual ao da primeira linha e os blocos seguintes foram espessados gradativamente por um fator de 1,2, até que a espessura total da malha (profundidade total) fosse atingida. Igualmente ao que foi feito com relação ao comprimento a fim de minimizar efeitos de borda, a espessura total da malha foi definida por três *skin depth* máximos. A princípio havia sido definido um fator de espessamento de 1,1 até que a espessura total atingisse a Moho e, desse nível até a profundidade total, o fator passaria a ser de 1,2. Tal parametrização totalizou 88 blocos, contra 55 blocos da parametrização com fator único de espessamento de 1,2. Foram testadas essas duas opções e obtivemos praticamente o mesmo resultado. Daí, optamos pela malha com um fator único na vertical,

uma vez que uma menor quantidade de blocos aumenta o rendimento computacional das inversões.

Acima da subsuperfície, uma camada de ar também é definida na malha. Na parametrização, a espessura dos blocos da primeira linha acima da superfície teve o triplo do valor da primeira linha abaixo da superfície. Os demais blocos da camada de ar foram sendo aumentados gradativamente por um fator de 3,0 até a espessura total atingir 100 km.

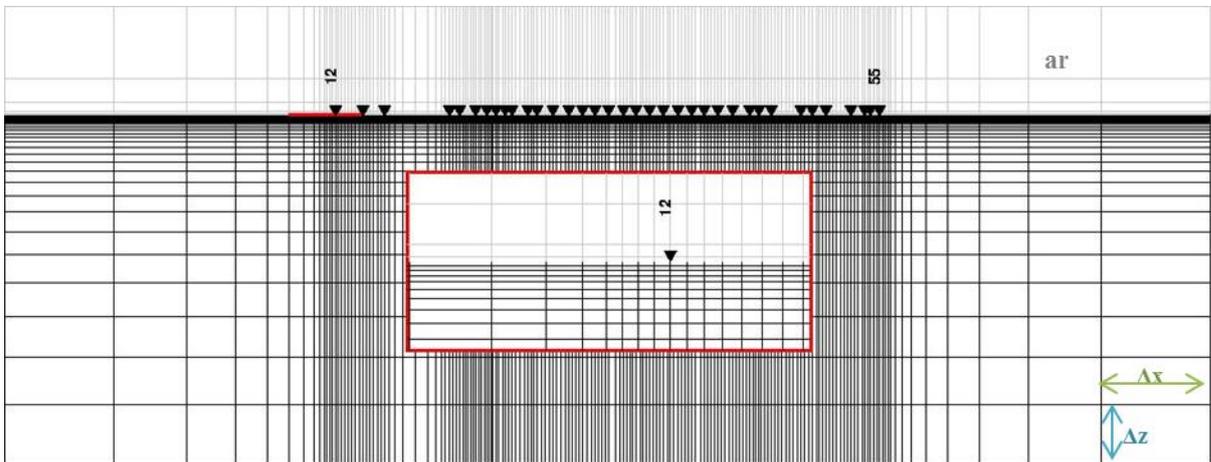


Figura 5.1. – Representação da malha utilizada na inversão de dados. Os triângulos representam as posições das estações MT. Os números 12 e 55 referem-se às primeiras e últimas estações do perfil. O retângulo vermelho representa um zoom da malha, evidenciando a parametrização da malha.

Ao todo quatro modelos iniciais foram construídos, todos constituídos um semi-espaco homogêneo e variando apenas o valor da resistividade entre eles, sendo o primeiro modelo de 10 ohm.m, o segundo de 100 ohm.m, o terceiro de 500 ohm.m e o quarto de 1000 ohm.m.

5.3. Procedimentos adotados

Iniciou-se a inversão pelo modo TM, uma vez que esse modo é mais robusto na presença de distorções 3D.

O primeiro modelo testado foi o de semi-espaco homogêneo com resistividade de 100 ohm.m. Inicialmente foi feita apenas a inversão da fase com a intenção de evitar/minimizar o *static shift* e a fim de se obter as estruturas básicas presentes no modelo e ver como o ajuste das curvas se comportam. Em seguida repetiu-se a inversão somente com as fases porém excluindo dados ruidosos e utilizando o modelo inicial de 100 ohm.m. Foram testados outros modelos iniciais de resistividade de 10 ohm.m, 500 ohm.m e 1000 ohm.m. As resistividades foram subestimadas para esses três últimos modelos iniciais. Seus resultados podem ser encontrados em Anexo 1. Adotou-se então o modelo inicial de 100 ohm.m nas inversões seguintes

Posteriormente incluiu-se a resistividade aparente como dado de entrada na inversão. Como os erros percentuais fixos (*error floor*) definidos no arquivo de entrada foram de 4% para a fase e 25% para as resistividades, a fase sempre terá um erro menor que a resistividade, afinal ela é menos influenciada pelo *static shift*. Esse parâmetro fixa um limite mínimo para o erro. Caso o erro do parâmetro estudado seja menor, o programa utilizará o *error floor* sugerido. Caso o erro seja maior, o programa utilizará o erro do parâmetro. Em cada inversão, a escolha da melhor iteração se deu pelo menor RMS.

O mesmo procedimento foi adotado para a inversão do modo TE e posteriormente da inversão simultânea dos modos TE e TM.

5.4. Resultados da Inversão

5.4.1. Transverso magnético (TM)

O modelo final da inversão do modo TM é o resultado da inversão com o *error floor* de 4% para a fase e 25% para os dados de resistividade de todas as estações, exceto pela estação 014a, na qual o modelo não recuperou o nível da curva de resistividade observada. Nesse caso foram dados pesos distintos para a fase e resistividade, sendo o *error floor* de 4% para o primeiro e 12.5% para o segundo. Na estação 25a também houve uma diferença no nível entre as curvas de resistividade aparente modelada e observada. Porém, como o deslocamento foi muito pequeno (menos que um terço de década), manteve-se o mesmo erro de 25% das estações vizinhas.

O ajuste final das curvas de resistividade e fase, de uma forma geral, é adequado para todo intervalo de período (**Figura 5.2a.**), exceto para as fases das estações 12a, 14a, 16a, 20a onde entre os períodos de 1s e 10s há um mínimo na fase. Também, nas estações 12a e 14a, as resistividades não foram bem ajustadas, e nas estações 37a, 39a, 43a e 55a houve um pequeno decréscimo entre o período de 1s a 10s que o modelo não recuperou perfeitamente, apesar da fase estar bem ajustada. Por fim, em longo período, as estações 36a, 47a e 51a tiveram os valores observados de resistividade um pouco abaixo na resposta do modelo.

O modelo de resistividade correspondente é ilustrado em seções com profundidades entre 0 e 200 km (**Figura 5.2b**) e nos primeiros 5 km (**Figura 5.2c**).

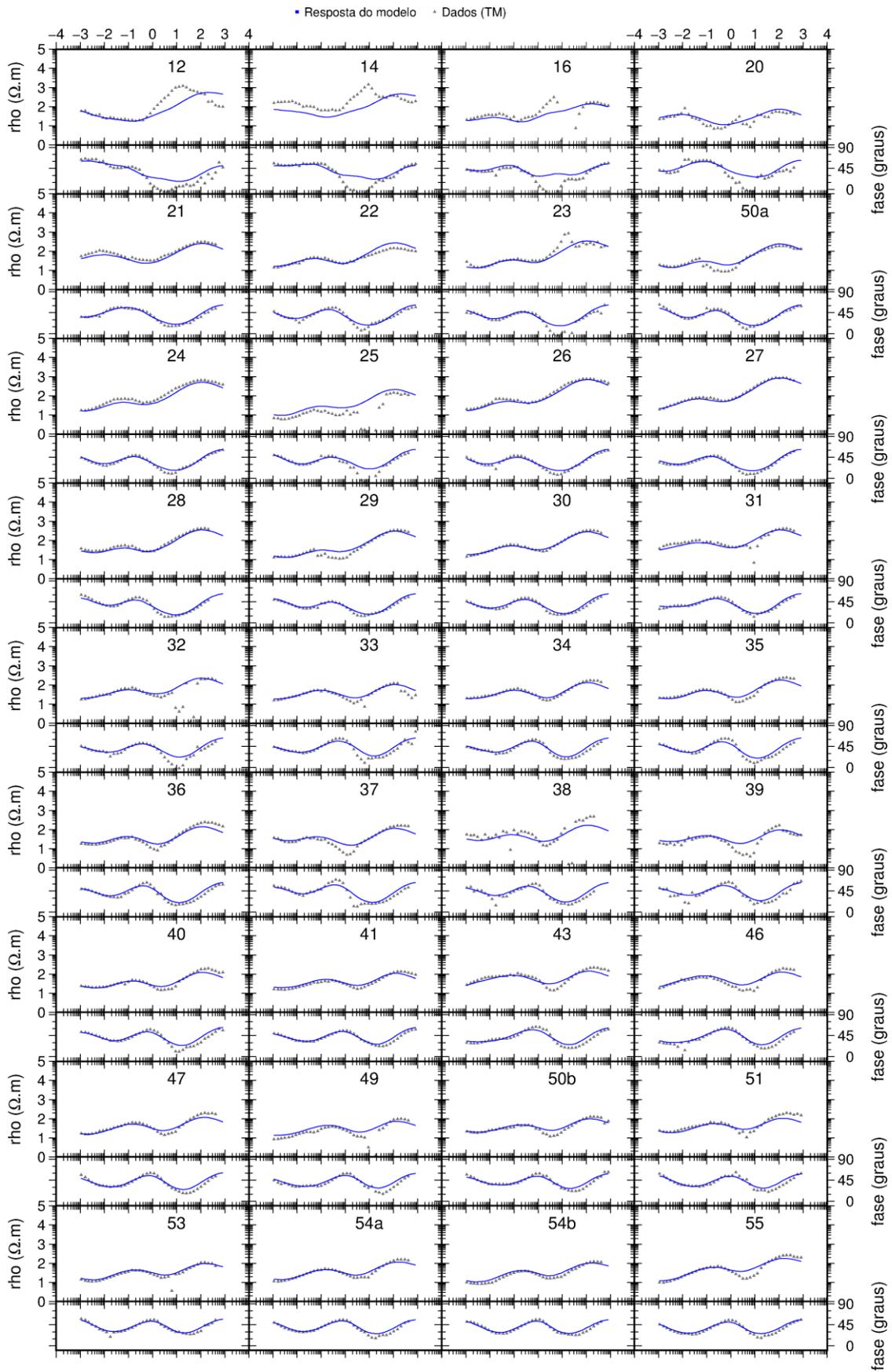


Figura 5.2a - Ajuste final das curvas de resistividade e fase do modo TM para a inversão 2D.

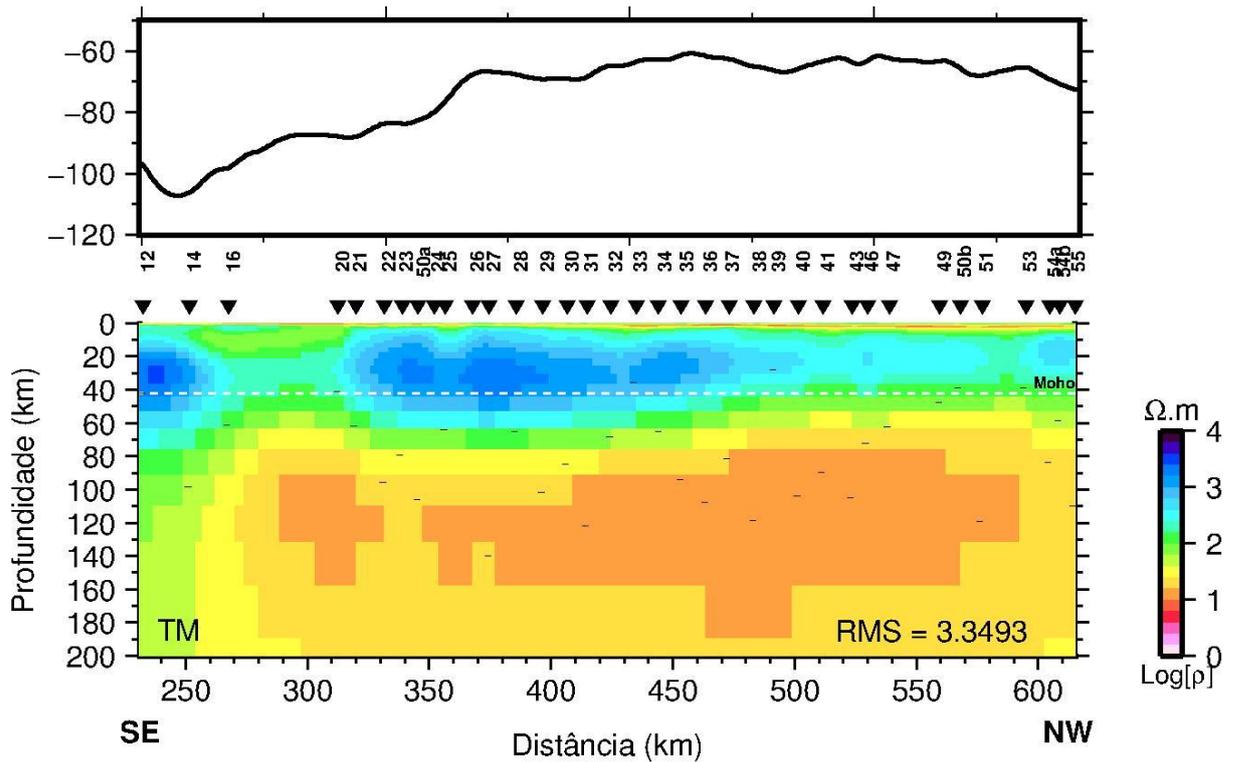


Figura 5.2b – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TM do tensor de impedância MT até a profundidade do *skin depth* máximo. Os traços pretos representam a profundidade máxima de investigação dos dados pela transformada de Niblett-Bostick. Acima do modelo está o perfil gravimétrico na localização do perfil MT.

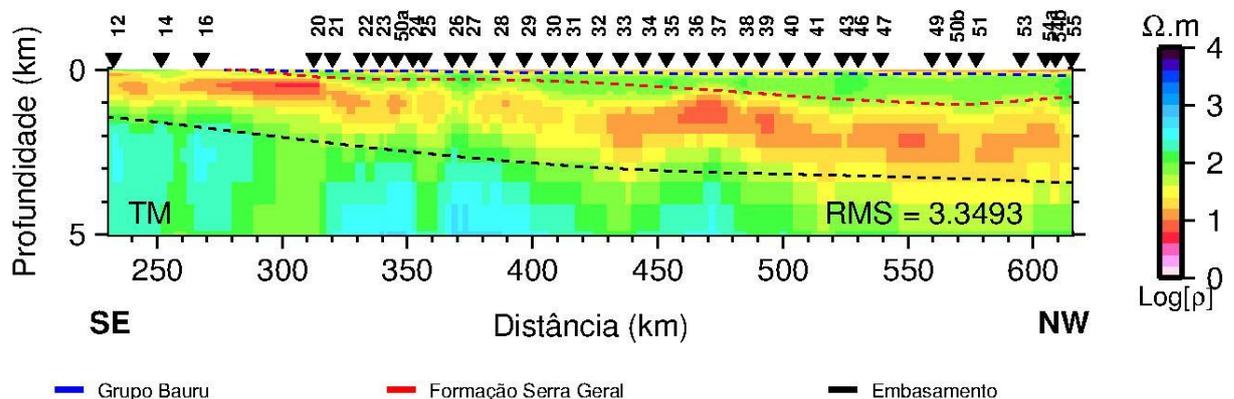


Figura 5.2c – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km. Na Figura são plotadas as profundidades do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral e do embasamento previstas por dados regionais de poços.

De um modo geral, a **Figura 5.2b** mostra uma crosta mais resistiva (~600 a ~ 2000 ohm.m), sobreposta a um manto bastante condutivo (~10ohm.m). A crosta resistiva possui duas descontinuidades laterais. A primeira descontinuidade se localiza entre as estações 16a e 20a, na qual há uma região de menor resistividade (~100 ohm.m) que se correlaciona com o baixo gravimétrico observado no perfil gravimétrico. A segunda descontinuidade ocorre sob a estação 37a, onde a resistividade passa de ~2000 ohm.m nas vizinhanças para ~800 ohm.m. A zona resistiva compreendida entre as estações 12a e 37a tem profundidade média de 60 km e a partir da estação 37a passa a ter em média 30 km.

Na seção de resistividade que mostra a parte rasa do modelo (**Figura 5.2c**) observa-se uma camada mais superficial e condutiva que, ao correlacionar com as isópacas, fica evidente que está associada aos os sedimentos do Grupo Bauru. Conforme o esperado, observa-se uma tendência geral de espessamento da camada na direção NW, em direção ao depocentro da bacia. A segunda camada é moderadamente resistiva (~100 ohm.m) e a sua profundidade máxima chega a aproximadamente 1 km. Ela se relaciona com os basaltos da Formação Serra Geral. A terceira camada se mostra condutiva, de ~20 ohm.m, e mais espessa, chegando a 2,5 km de espessura máxima a NW. Essa por sua vez é correlacionada aos sedimentos condutivos pré vulcânicos, que chegam a aproximadamente 3,5 km de profundidade. Logo abaixo, a resistividade aumenta consideravelmente (~500 ohm.m), marcando o embasamento geoeletrico. Há uma boa coincidência com o embasamento indicado pelas isópacas, exceto na parte norte do perfil, onde aparentemente o embasamento determinado pelos dados MT é mais profundo do que o esperado.

5.4.2. Transverso elétrico (TE)

Os procedimentos para a inversão do modo TE foram adotados de forma análoga ao modo TM. Assim como no modo TM, a inversão foi feita com o *error floor* de 4% para a fase e 25% para os dados de resistividade de todas as estações, exceto pela estação 014a, na qual foi dado o *error floor* de 12.5% para a resistividade.

O ajuste final das curvas se comportou de forma satisfatória e seu resultado se encontra na **Figura 5.3a**. De modo geral, as curvas da fase foram melhor recuperadas em todas as estações na inversão do modo TE do que no modo TM, havendo apenas uma pequena diferença no longo período das quatro últimas estações (53a a 55a). Da mesma maneira que no modo TM, as resistividades das duas primeiras estações (12a e 14a) não tiveram suas curvas ajustadas adequadamente. As estações 26a e 27a possuem um pequeno desvio entre a resposta do modelo e os dados de resistividade, mas o seu desvio é de um décimo de década, o que não é significativo. E, assim como no modo TM, em longo período a estação 51a teve a resposta do modelo um pouco abaixo dos dados de resistividade.

O modelo de resistividade correspondente é ilustrado em seções com profundidades entre 0 e 200 km (**Figura 5.3b**) e nos primeiros 5 km (**Figura 5.3c**).

O modelo final de resistividade do modo TE até 200 km possui características gerais parecidas com o do modo TM, porém algumas informações são acrescentadas. A anomalia resistiva encontrada abaixo das estações 12a, 14a e 16a atingia no máximo 75 km de profundidade no modo TM, agora na **Figura 5.3b** atinge até 150 km. Há mais descontinuidades laterais em baixa profundidade. Surge também uma anomalia de ~100 ohm.m no centro do perfil, abaixo das estações 28a a 36a, a 20 km de profundidade; o realce das anomalias condutivas profundas, agora com formas semi-circulares, mais condutivas e rasas, no modo TM ascendiam até 50 km, enquanto que aqui, no modo TE, chegam até ~15 km abaixo das estações 46a a 49a.

A seção de resistividade mais rasa para profundidades de até 5 km, **Figura 5.3c**, se encontra bastante similar à do modo TM, o que é coerente, pois para pequenas profundidades de investigação o meio tende a ser 1D, ou seja, independe da direção de medida.

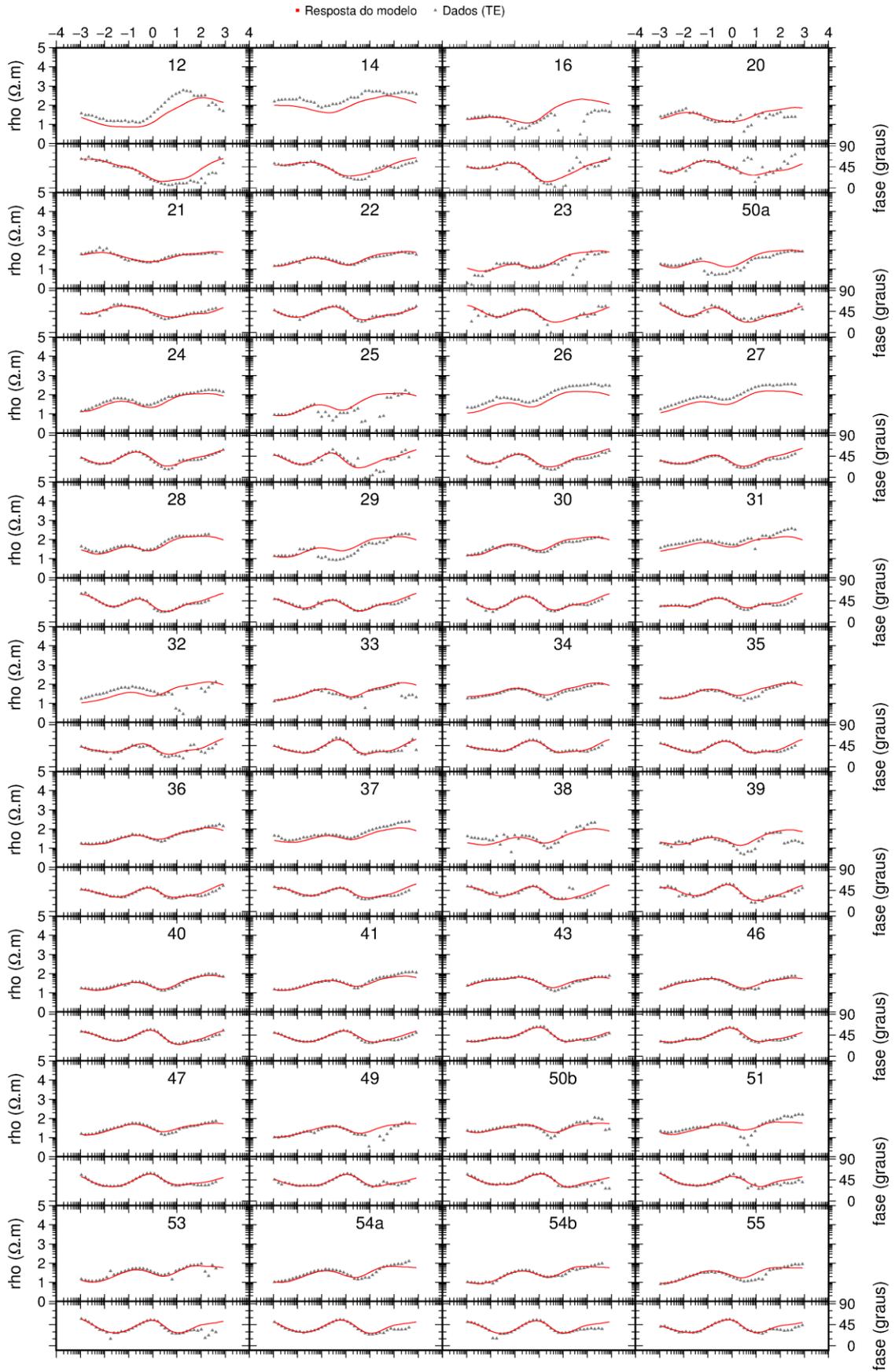


Figura 5.3a - Ajuste final das curvas de resistividade e fase do modo TE para a inversão 2D.

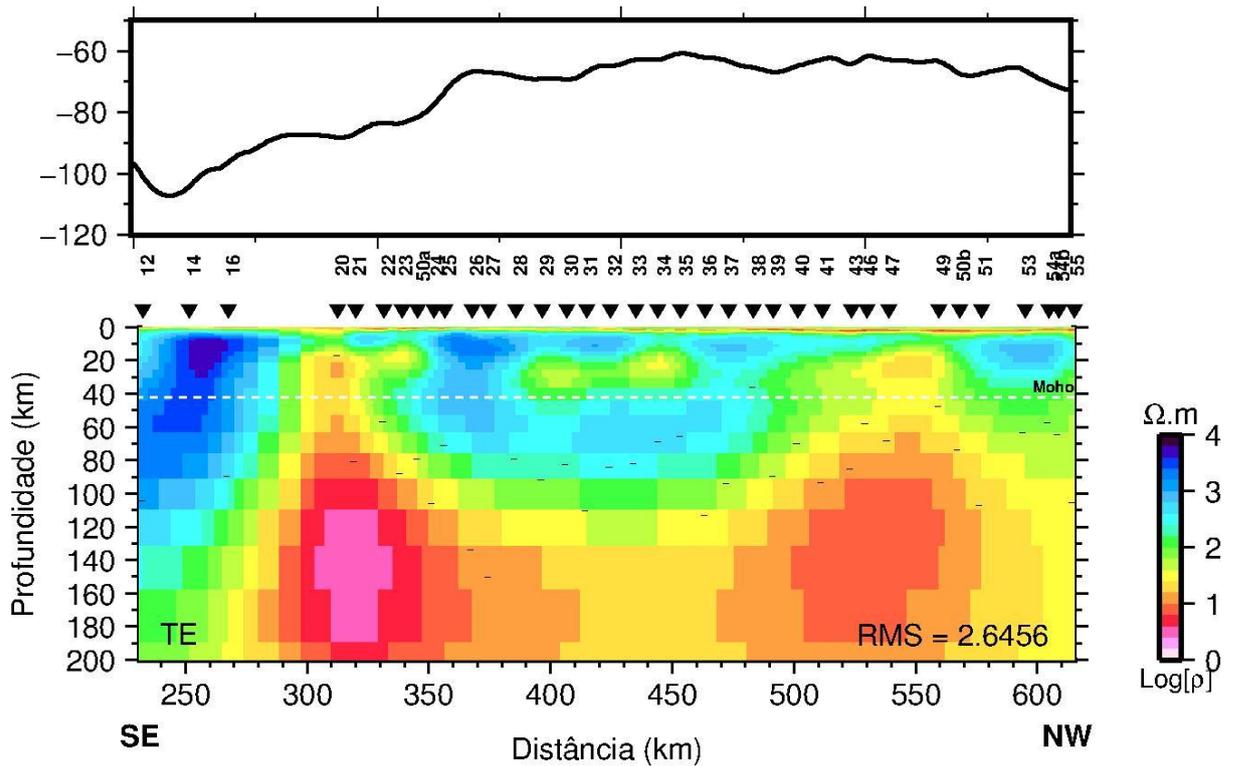


Figura 5.3b – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE do tensor de impedância MT até a profundidade do *skin depth* máximo. Os traços pretos representam a profundidade máxima de investigação dos dados pela transformada de Niblett-Bostick. Acima do modelo está o perfil gravimétrico na localização do perfil MT.

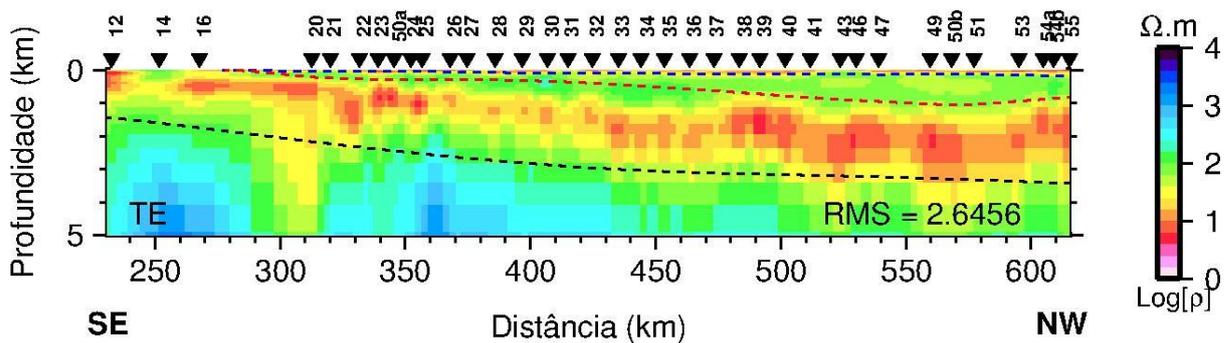


Figura 5.3c – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km. Na Figura são plotadas as profundidades do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral e do embasamento previstas por dados regionais de poços.

■ Grupo Bauru
 ■ Formação Serra Geral
 ■ Embasamento

5.4.3 Simultâneo dos modos TE e TM

A inversão simultânea dos modos TE e TM foi realizada da mesma forma que a dos modos individuais, descritas anteriormente. O ajuste final do modelo foi a iteração com menor RMS sem que os valores divergissem.

As curvas ajustadas se encontram na **Figura 5.4a**, com os dois modos sobrepostos a fim de haver uma visualização mais direta. O modelo se ajustou de forma satisfatória, principalmente o modo TM, que possui transições geoeletricas mais suaves que o modo TE. Novamente a fase se comportou mais adequadamente que a resistividade, justificando seu maior peso na inversão.

O modelo de resistividade de profundidades até 200 km, encontrada na **Figura 5.4b**, mostra estruturas geoeletricas contrastantes. A primeira se localiza no início do perfil, abaixo das estações 12a a 16a na porção SE, e é apresentada como uma forma semi-circular, resistiva (de ~400 ohm.m até ~8000 ohm.m) e chegando até ~ 110 km de profundidade. Entre as estações 16a e 20a encontra-se um meio de de resistividade média de 100 ohm.m marcado por um corpo alongado e condutivo de 20 a 60 ohm.m, espessamento médio de 20 km e posicionado abaixo de uma camada pouco espessa (< 4 km) e condutiva. A região das estações 21a a 51a é marcada por estruturas resistivas, a primeira e a terceira de forma alongada, sendo a primeira mais rasa (chegando até ~30 km de profundidade) e a terceira mais espessa (chegando a ~ 55 km de espessura). A segunda estrutura dessa região possui uma forma semi-circular e mais resistiva, de ~ 400 ohm.m até 10000 ohm.m. A quarta estrutura é mais alongada em profundidade, chegando até 60 km de profundidade, e a quinta, localizada abaixo das estações 49a a 51a, possui uma forma mais circular. Em seguida temos uma estrutura ovalar abaixo das estações 53a e 55a, também resistiva com valores médio variando entre 600 ohm.m e 1000 ohm.m, e chegando a 35 km de profundidade. Ou seja, temos uma crosta mais heterogênea, com diferentes espessamentos e resistividades, mas no geral mais resistiva. Abaixo dessas camadas resistivas temos uma camada extensa, abrangendo praticamente todo o perfil; espessa, tendo o seu topo em 80 km de profundidade e chegando até o *skin depth* máximo do perfil; e condutiva, com a resistividade diminuindo em direção a NW.

O modelo geolétrico de profundidade até 5 km, **Figura 5.4c**, se mostra bastante similar aos modelos dos modos individualmente, **Figura 5.2c e Figura 5.3c** e descrito para o modo TM, mas com a diferença do embasamento, que se apresenta mais resistivo na inversão dos modos simultaneos.

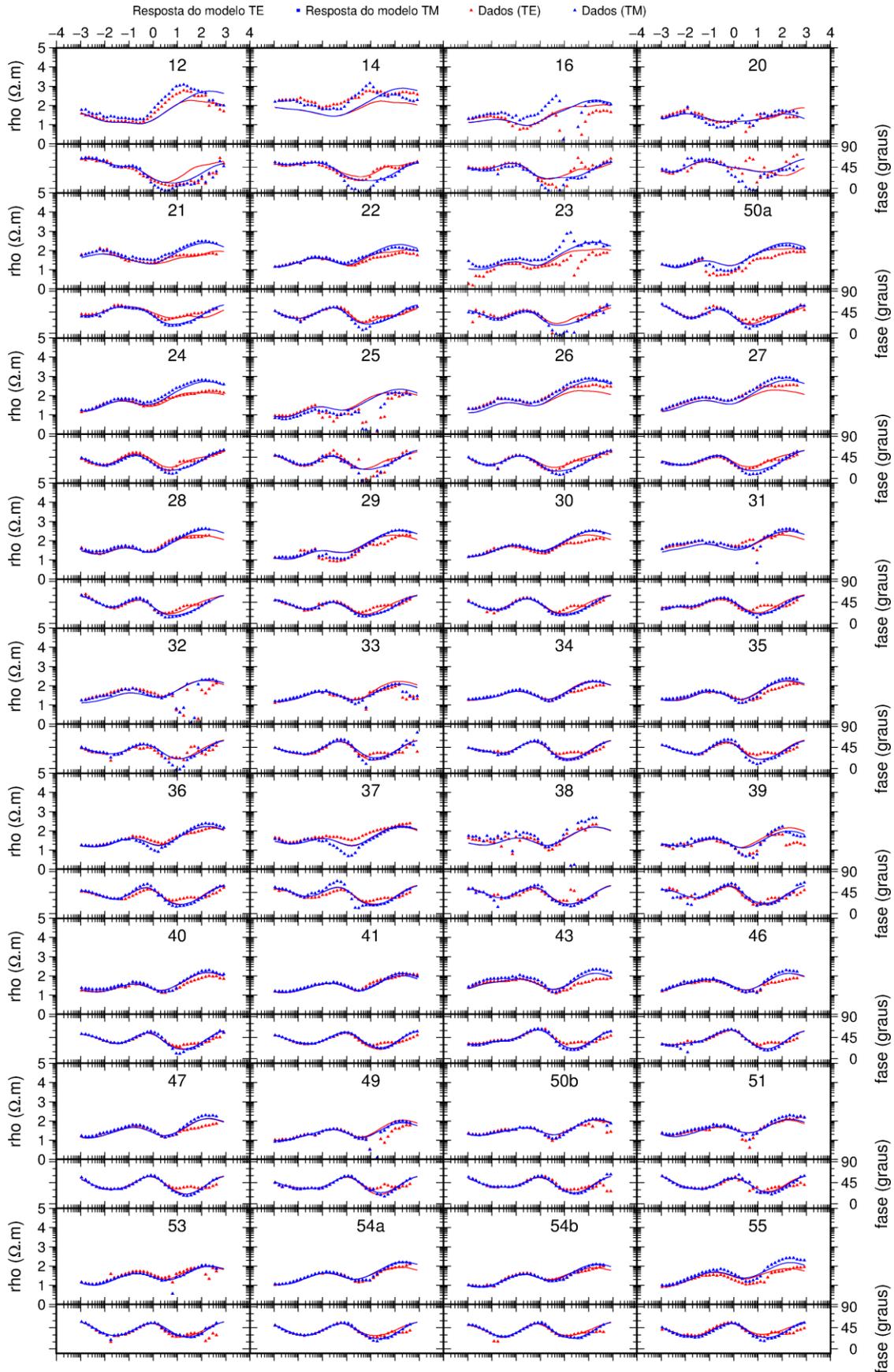


Figura 5.4a - Ajuste final das curvas de resistividade e fase dos modos TE (vermelho) e TM (azul) para a inversão 2D.

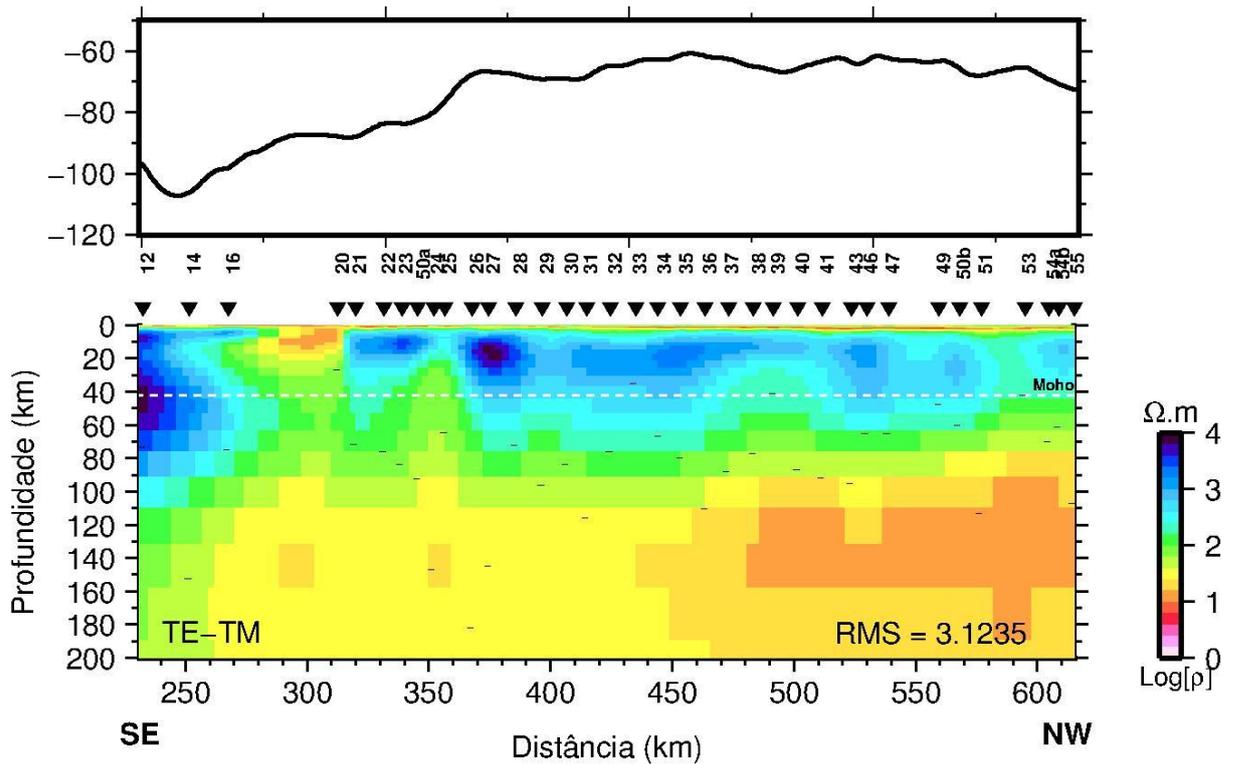


Figura 5.2b – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade do *skin depth* máximo. Os traços pretos representam a profundidade máxima de investigação dos dados pela transformada de Niblett-Bostick. Acima do modelo está o perfil gravimétrico na localização do perfil MT.

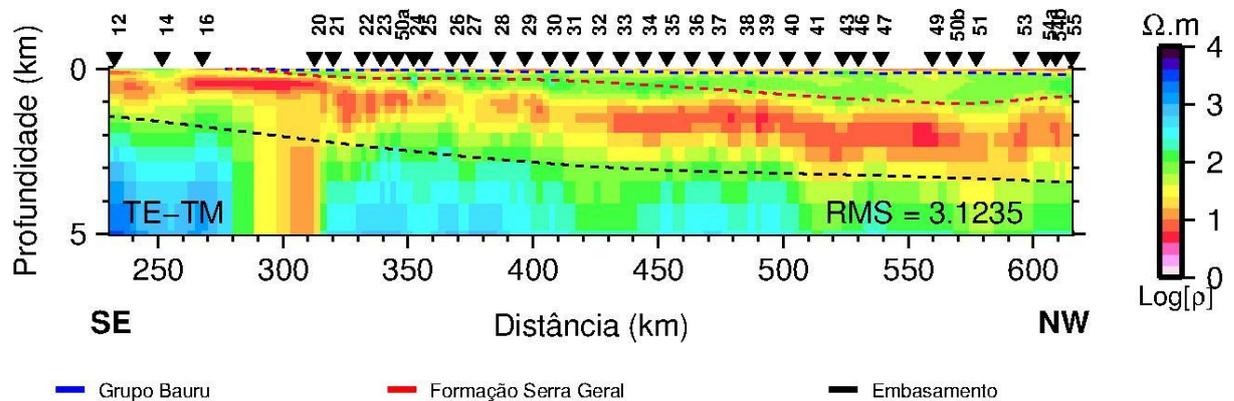


Figura 5.2c – Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km. Na Figura são plotadas as profundidades do Grupo Bauru, da Formação Serra Geral e do embasamento previstas por dados regionais de poços

Capítulo 6 – Discussão e Conclusões

Os dados deste trabalho possuem resolução lateral elevada em comparação aos estudos MT anteriores e também em relação aos outros estudos geofísicos regionais, o que representa uma boa oportunidade para imagear com mais detalhes a estrutura interna da bacia bem como verificar com mais precisão anomalias profundas da crosta e manto litosférico. Com o uso de amplo intervalo de frequências de aquisição, obtivemos informações desde 15 m até 200 km de profundidade.

Comparando a estrutura interna da bacia imageada pelos dados MT deste trabalho com aquela prevista por interpolação de informações regionais de poços, nota-se uma concordância dos resultados, em geral. Isto mostra que efeitos estáticos, por exemplo, não são significativos. Em particular, os basaltos Serra Geral foram mapeados com um horizonte moderadamente resistivo (~ 100 ohm.m), o que está de acordo com outros trabalhos MT na bacia, como o realizado por Nunes (2010). Os dados MT detectaram um espessamento dos basaltos da Formação Serra Geral de até 500m no centro do perfil, entre as estações 29a e 37a, que não tem relação com as isópacas nem tem uma clara correspondência com as anomalias Bouguer.

Em profundidade de até 60 km, os modelos MT mostram predominantemente uma zona resistiva heterogênea. Esta zona engloba toda a crosta da região, uma vez que a profundidade da Moho é de aproximadamente 42 km, segundo análises sísmicas (Assumpção *et al.* 2013). Um resultado típico esperado para a crosta seria sua porção superior resistiva e a inferior condutiva (Jones, 1992). No entanto, uma crosta inferior condutiva não é observada, o que pode ser explicada pela idade da crosta, possivelmente sendo proterozoica ou arqueana.

Em maiores profundidades observa-se uma variação lateral que é bem definida principalmente pelo modo TM. A quase coincidência entre a descontinuidade geoeétrica e a gravimetria indica que as anomalias Bouguer têm uma origem profunda, não sendo controladas por variações do pacote basáltico, por exemplo. A nordeste da descontinuidade o manto possui uma condutividade elevada para uma litosfera proterozóica, conforme mostra a compilação de Jones (2013). O manto proterozoico sem a presença de fase condutivas teria que ser bastante resistivo, com valores em torno de 5000 ohm.m, ao passo que a inversão

mostra uma região com resistividade inferior a 200 ohm.m. Isto sugere que a litosfera tenha sido alterada.

Diversos são os fatores que podem causar essa alteração, ou seja, uma redução da resistividade. A temperatura e a fusão parcial é um deles, porém qualquer resíduo térmico proveniente do último evento tectonomagmático no Cretáceo já teria praticamente desaparecido. De fato, os dados de fluxo térmico sugerem um valor de aproximadamente 40-50 mW/m², que condiz com uma região cratônica. Outro fator é a presença de fluidos livres, que também reduzem a resistividade e são importantes em zonas ativas. No entanto, a região aparentemente se estabilizou após o Cretáceo, de forma que qualquer fluido deve ter escapado para a superfície ou ter sido consumido em reações metamórficas. Alternativamente, a água poderia causar anomalias de condutividade no manto se íons H⁺ estiverem dissolvidos na olivina (difusão de hidrogênio), conforme proposto por Karato (1990). Uma outra hipótese é a existência de carbono na forma de grafita. O carbono nessas condições se comporta como um metal, possuindo uma alta condutividade (tipicamente 10⁵ S/m). Essa é a principal hipótese aventada para a anomalia condutiva observada no cráton Slave (Jones e Craven, 2004). Os sulfetos poderiam ser possíveis causas, porém, como comentam Jones e Craven (2004), eles estão na forma intersticial, precisariam estar perfeitamente interconectados para haver um mínimo resultado.

Uma hipótese que é proposta neste trabalho para explicar a redução da resistividade no manto é a alteração das propriedades elétricas da litosfera por metassomatismo, conforme propõem Boerner *et al* (1999) no escudo canadense. Esta hipótese encontra respaldo em estudos geoquímicos e isotópicos em amostras de rochas da bacia do Paraná (Marques *et al.*, 1990; Rocha-Junior *et al.*, 2013) que propõem o metassomatismo no manto litosférico como possível fonte dos basaltos de alto titânio da parte norte da Bacia do Paraná, onde o manto sublitosférico foi muito provavelmente enriquecido por fluidos e/ou magmas relacionados ao processo de subducção da litosfera do cráton São Francisco sob a litosfera da bacia do Paraná, ocorrido no Neoproterozoico. Segundo esses autores, o manto pode ter sido resfriado e acoplado à base da placa litosférica da bacia, acima do qual a subsidência no Paleozóico e posterior magmatismo ocorreram.

Referências Bibliográficas

ASSUMPÇÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIÀ, J.; DIAS, F. L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; DROUET, S.; PAVÃO, C. G.; ALBUQUERQUE, D. F.; LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 74-85, 2013.

BOERNER, D. E.; KURTZ, R. D.; CRAVEN, J. A.; ROSS, G. M.; JONES, F. W.; DAVIS, W. J. Electrical Conductivity in the Precambrian Lithosphere of Western Canada. *Science*, v. 283, n. 5402, p.668-670, 29 jan. 1999. DOI: 10.1126/science.283.5402.668.

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*, v. 42, p.74-82, mar. 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.07.006

BRIGHAM, E. O. The Fast Fourier Transform. Prentice Hall, 1974.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. da. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. PETROBRAS, Cenpes, Sintep III, Série Ciência-Técnica-Petróleo, v. 15, pp. 1-70, 1984.

EGBERT, G. D. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, v. 130, n. 2, p. 475-496, 1997.

GROOM, R. W.; BAILEY, R. C.. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.*, v. 94, n. 2, p. 1913-1925, 1989. DOI: 10.1029/jb094ib02p01913.

HJELT, S.-e.; KORJA, T. Lithospheric and upper-mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe. *Physics Of The Earth And Planetary Interiors*, v. 79, n. 1-2, p.137-177, ago. 1993. DOI: 10.1016/0031-9201(93)90146-z

JONES, A. G. On the Equivalence of the “Niblett” and “Bostick” Transformations in the Magnetotelluric Method. *J. Geophys.*, v. 53, p. 72-73, 1983.

JONES, A. G. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: FOUNTAIN, D. M., ARCULUS, R. J., KAY, R. W. (Eds.), *Continental lower crust*. Amsterdam: Elsevier, Series Developments in Geotectonics, 1992, p. 81-143.

JONES, A. G. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods. *Lithos*, v. 48, n. 1-4, p. 57-80, set. 1999. DOI: 10.1016/s0024-4937(99)00022-5

JONES, A. G.; CRAVEN, J. A. Area selection for diamond exploration using deep-probing electromagnetic surveying. *Lithos*, v. 77, p. 765-782, 2004.

JONES, A. G. Imaging and observing the electrical Moho. *Tectonophysics*, v. 609, p.423-436, dez. 2013. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.02.025

JULIÁ, 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*, v. 113, B08318, 2008.

KARATO, S. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, v. 347, n. 6290, p. 272-273, set. 1990. DOI: 10.1038/347272a0

KEAREY, P.; BROOKS, M.; IAN, H. *Geofísica de exploração*. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de textos, 2009. 438 p. Original inglês.

MANTOVANI, M. S. M.; QUINTAS, M. C. L.; SHUKOWSKY, W.; BRITO NEVES, B. B. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic Block: A Geophysical Contribution. *Episodes*, v. 28, n. 1, p. 18-22, 2005.

MARQUES, L. S. ; DUPRE, B. ; ALLEGRE, C. J. . Contribuição da geoquímica dos isótopos de Pb no estudo da gênese dos basaltos da Bacia do Paraná. In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1990, Natal. Anais, 1990. v. 4, p. 1861-1869.

MCNEICE, G. W.; JONES, A. G. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, v. 66, n. 1, p.158-173, jan. 2001. Society of Exploration Geophysicists. DOI: 10.1190/1.1444891

MILANI, E. J.; RAMOS, V. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

MOLINA, E. C.; USSAMI, N. Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, v. 19, p. 187-196, 1989.

NUNES, H. O. *Imageamento das estruturas geoelétricas da litosfera na porção norte da Bacia do Paraná pelo método magnetotelúrico*. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil. 2010. 126 p.

PARKER, R. L.; BOOKER, J. R. Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 98, p. 269-282, 1996.

ROCHA-JÚNIOR, E. R. V.; MARQUES, L. S.; BABINSKI, M.; NARDY, A. J. R.; FIGUEIREDO, A. M. G.; MACHADO, F. B. Sr–Nd–Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *Journal Of South American Earth Sciences*, v. 46, p.9-25, out. 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.04.004

SÁ, N. C. de. *O campo de gravidade, o geoide e a estrutura crustal na América do Sul: novas estratégias de representação*. Tese (Livre Docência) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2004. 122 p.

SIMPSON, F.; BAHR, K. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, 2005. 270 p.

SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, v. 65, n. 3, p. 791-803, maio 2000. DOI: 10.1190/1.1444778

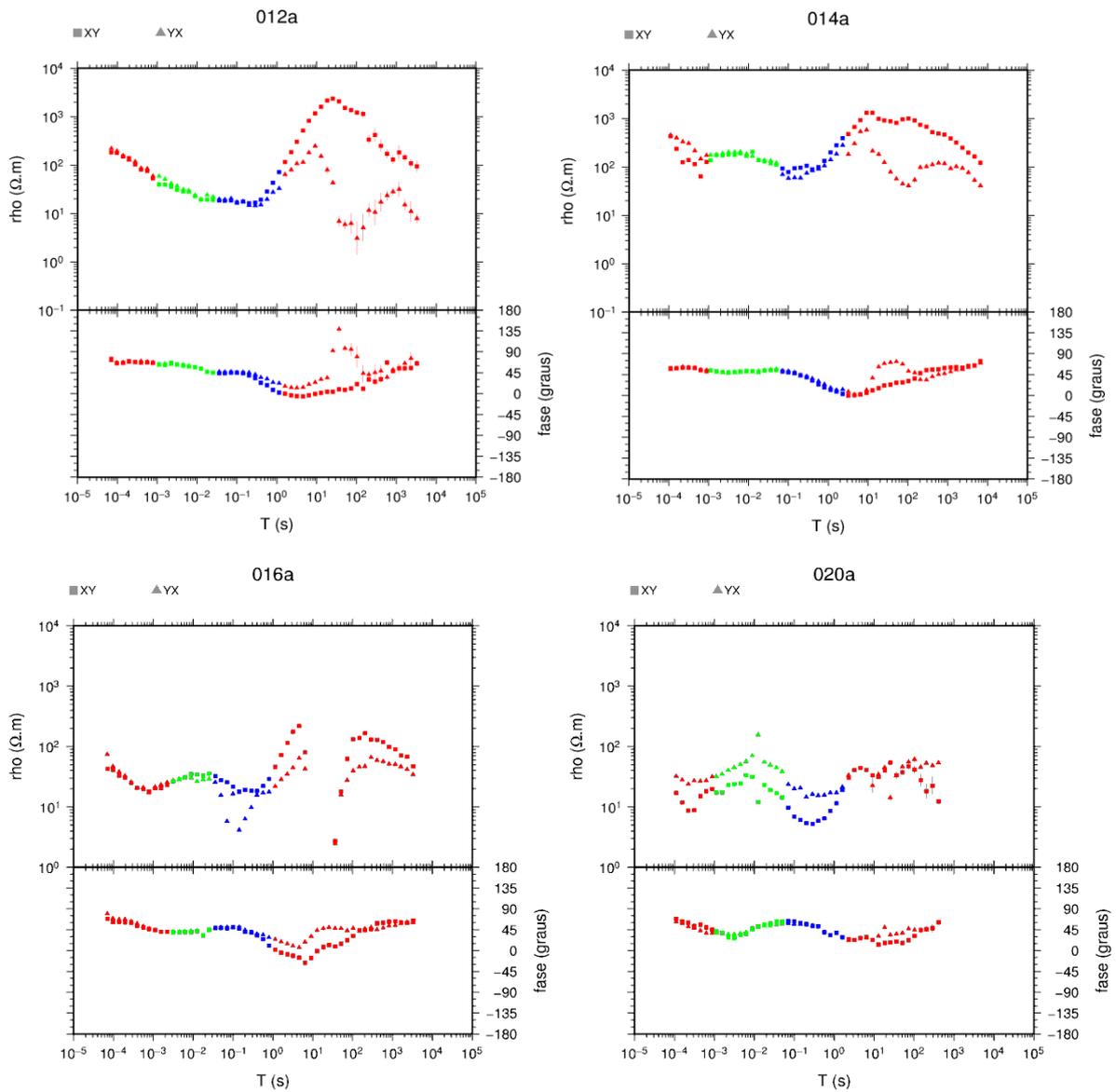
SWIFT, C. M. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south-western United States*. Tese (Ph.D) - M.I.T., Cambridge, Mass., 1967.

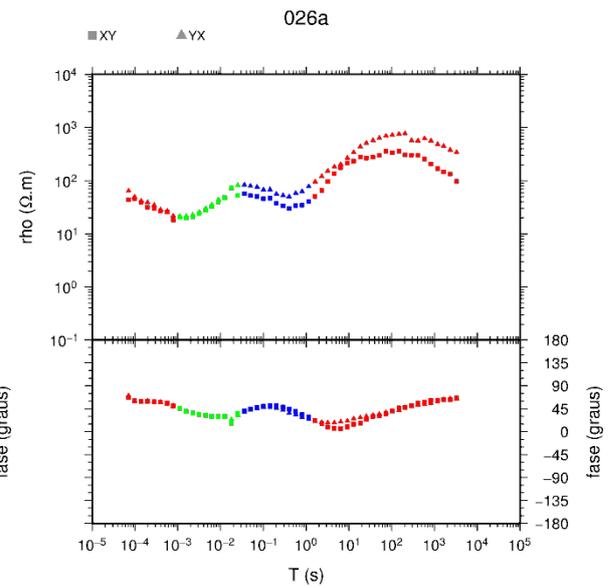
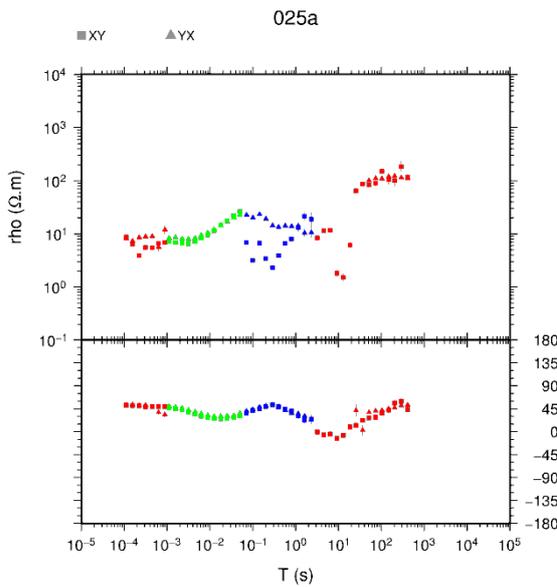
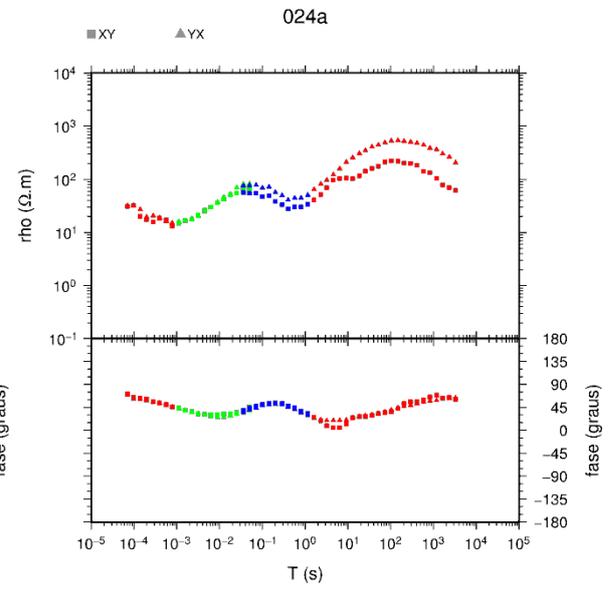
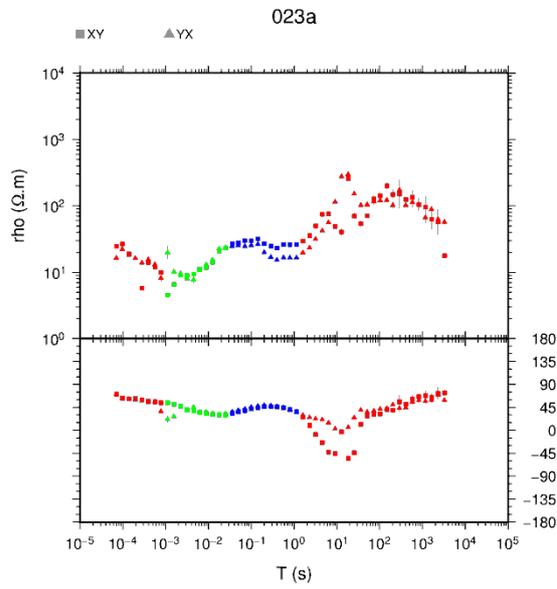
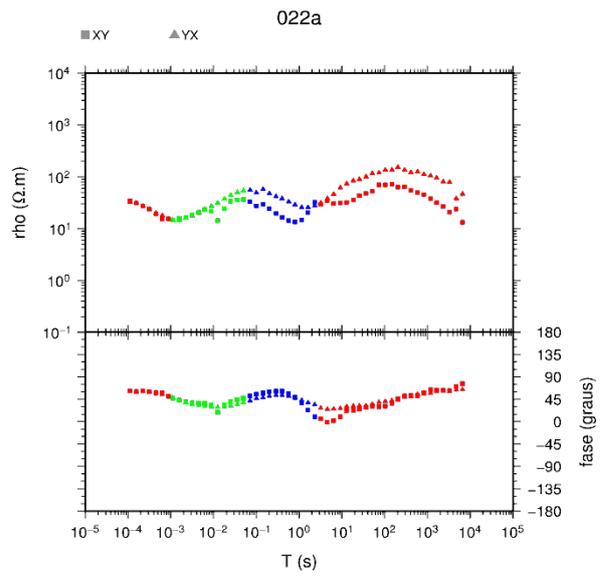
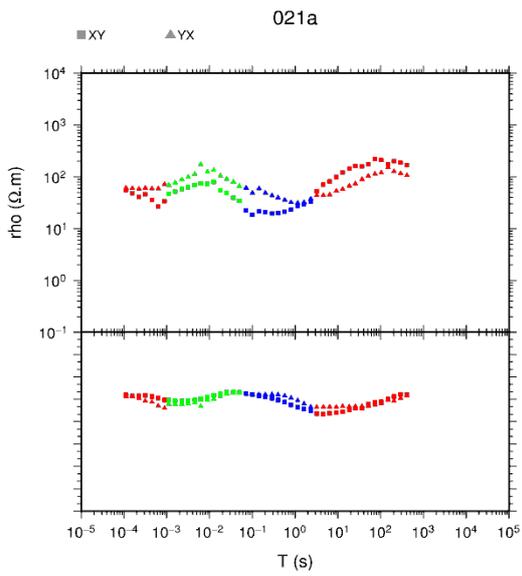
TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied geophysics*. Second Edition, Cambridge, Cambridge University Press, 1990. 770 p.

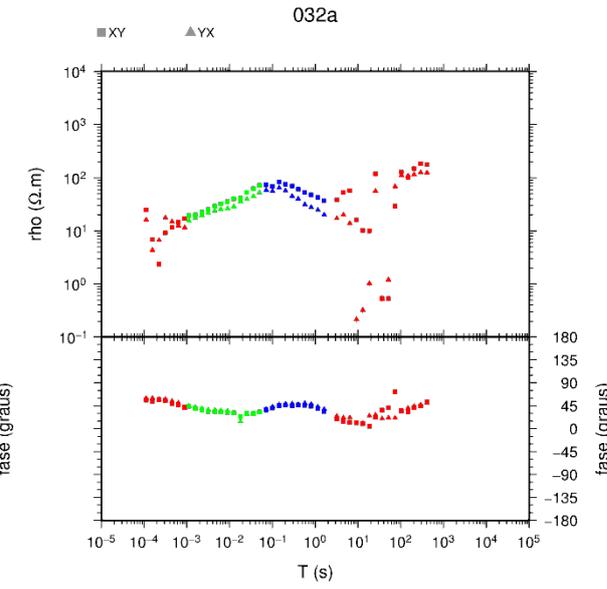
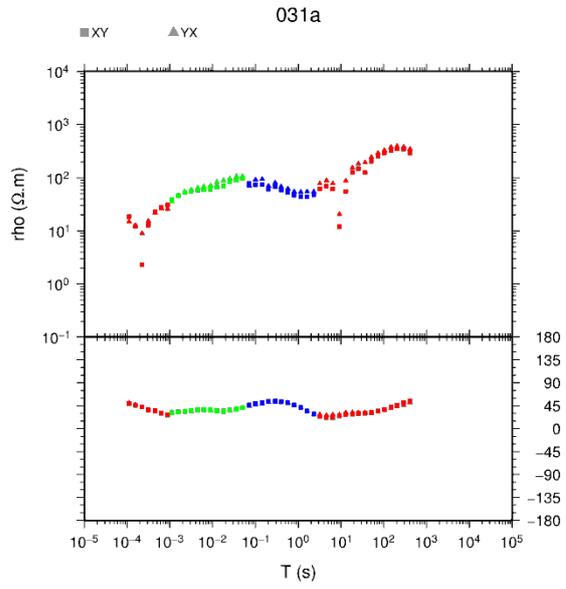
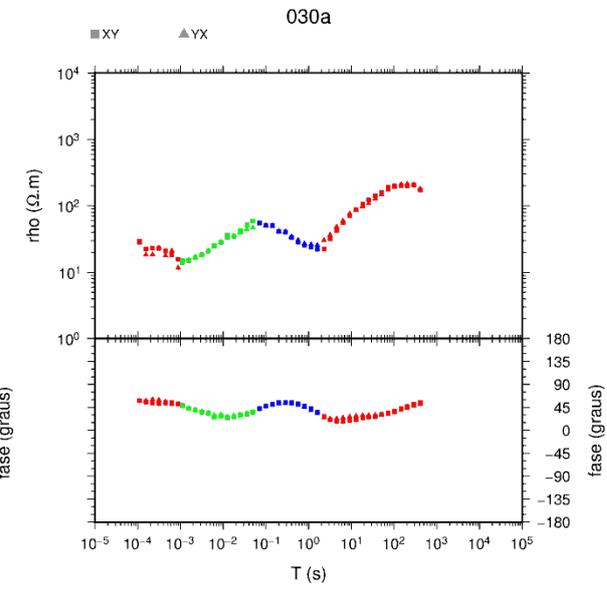
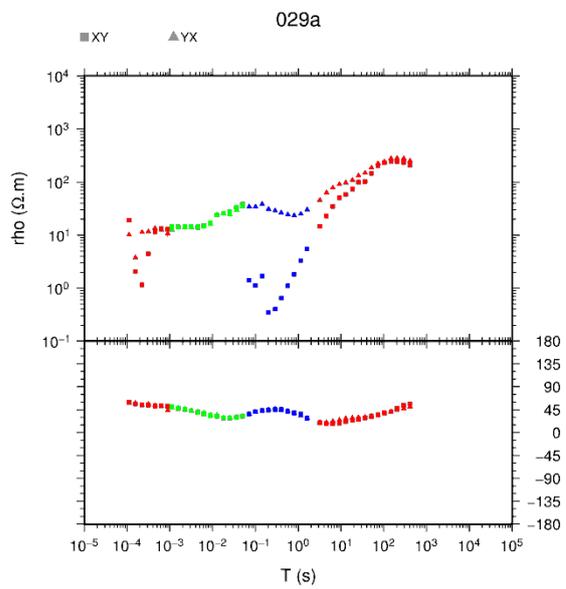
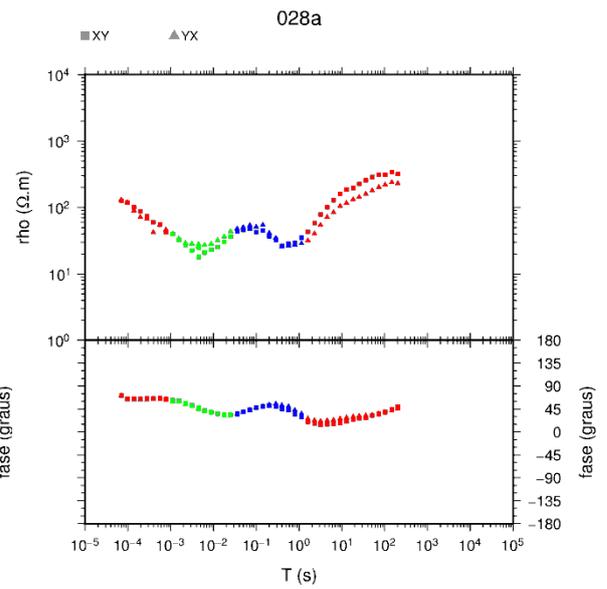
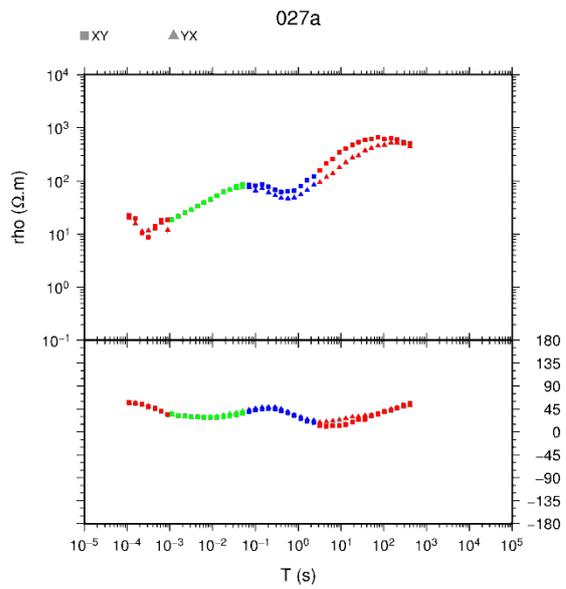
VIDOTTI, R. M.; EBINGER, C. J.; FAIRHEAD, J.D. Gravity signature of the Paraná Basin, Brazil. *Earth Planetary Science Letters*, v. 159, p. 117-132, 1998.

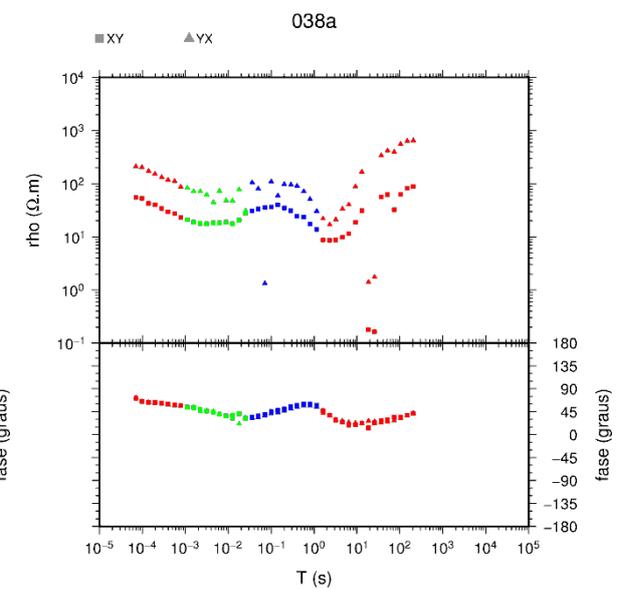
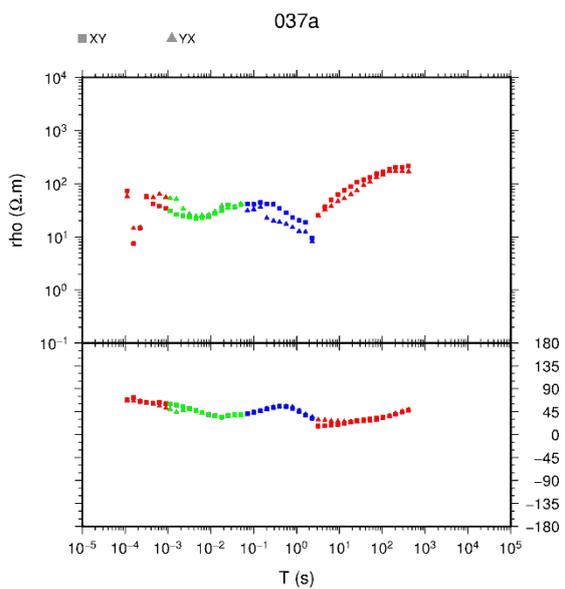
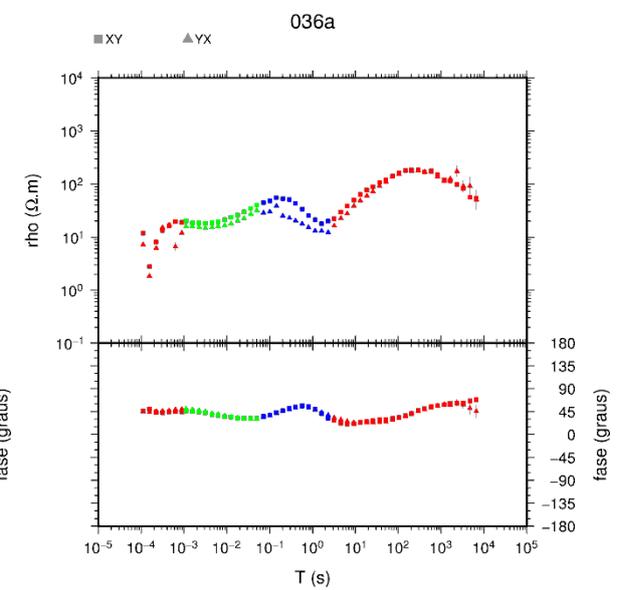
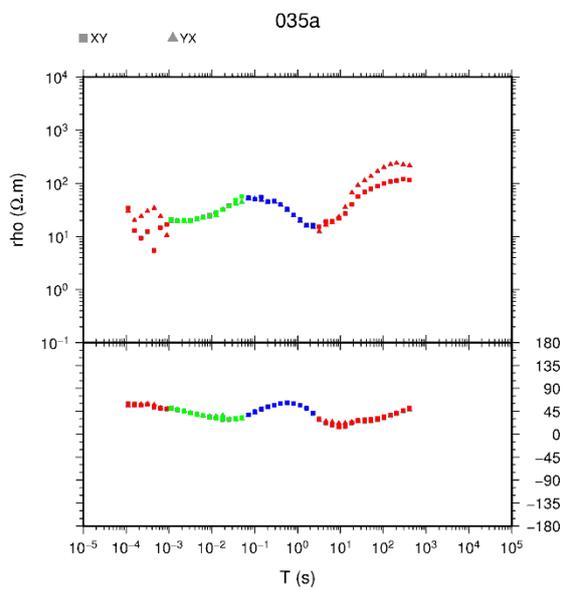
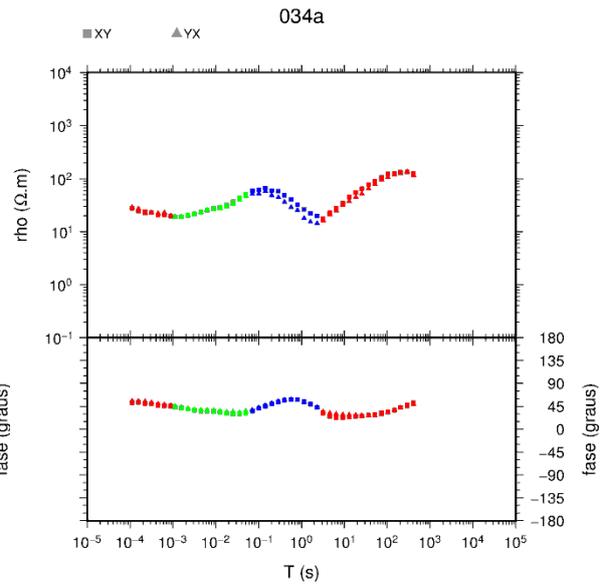
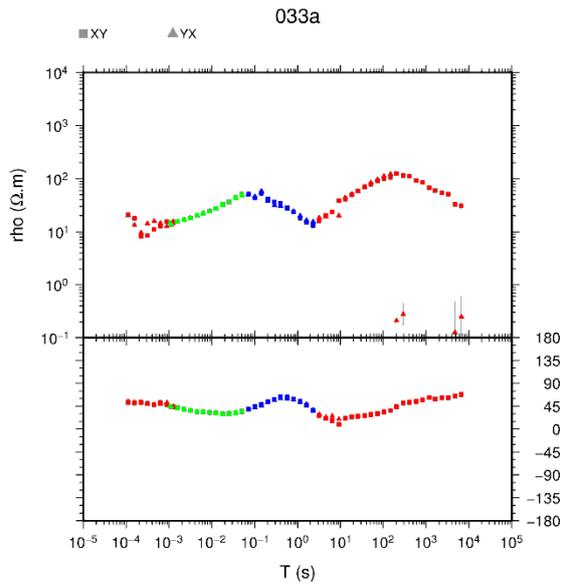
Vozoff, K. The magnetotelluric method. In: NABIGHIAN, M. (ed), *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, vol. 2, part B, 1991, p. 641-711.

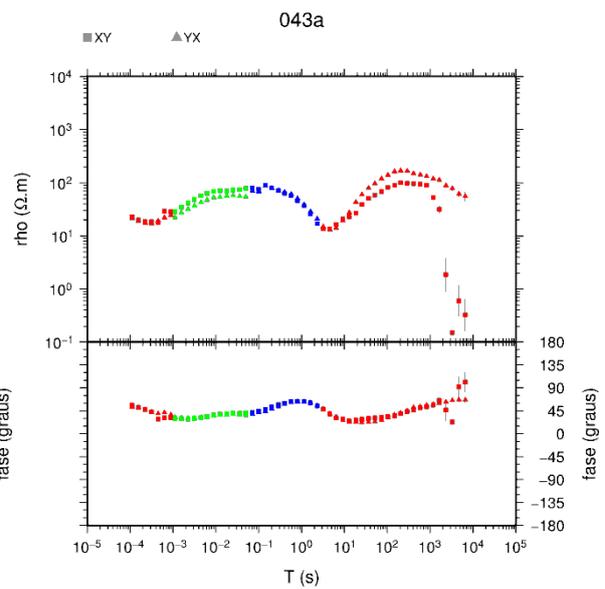
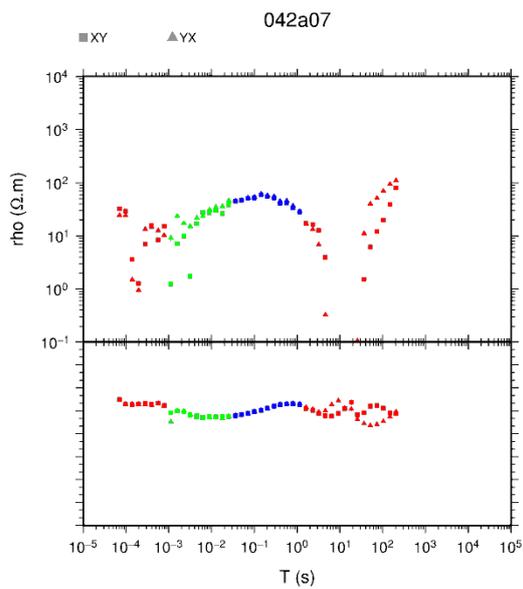
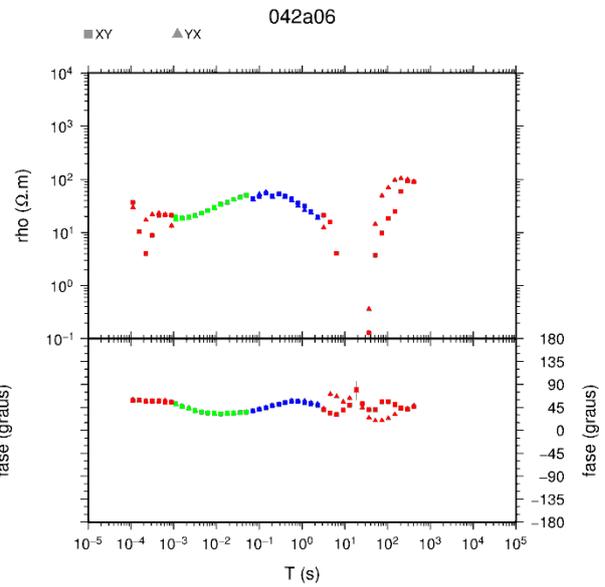
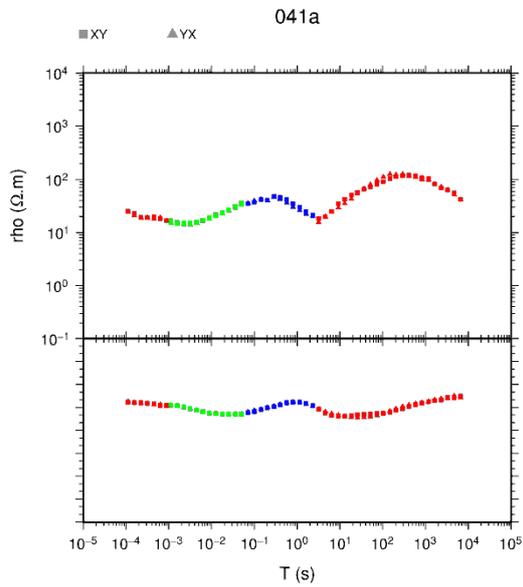
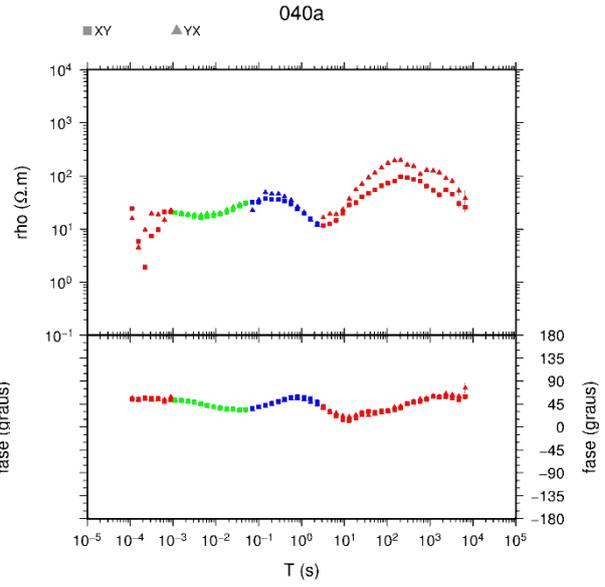
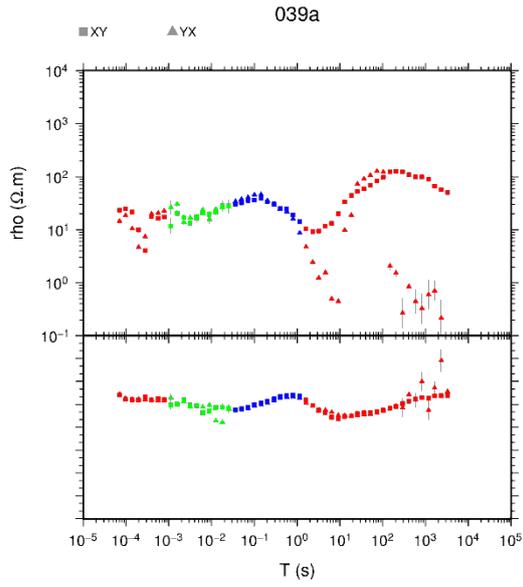
1) Curvas de Resistividade Aparente e Fase Pós Processamento

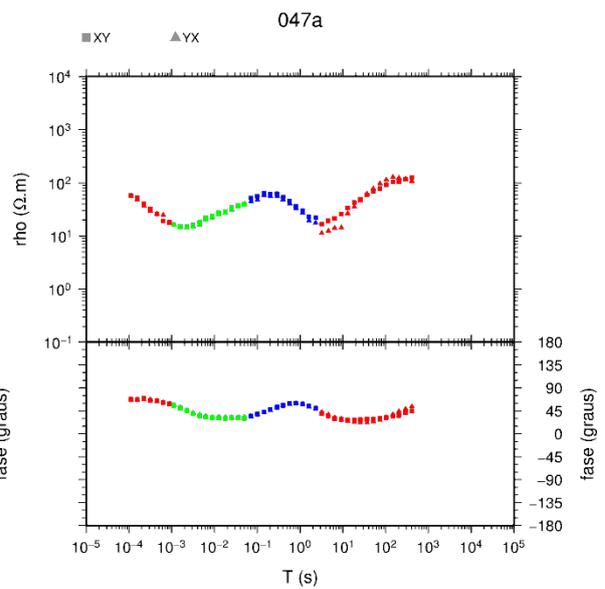
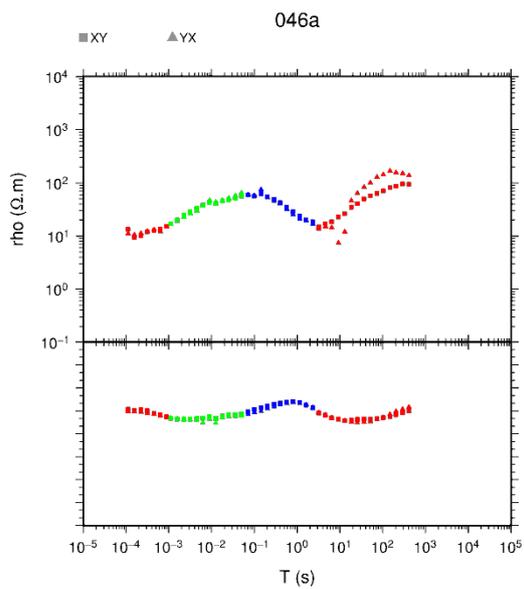
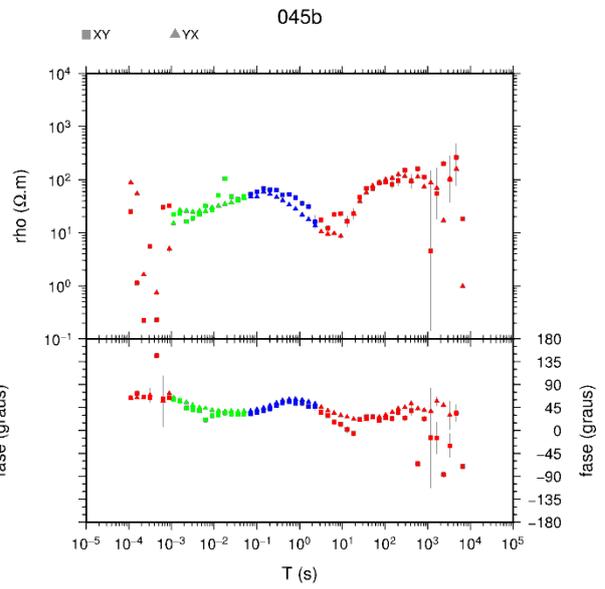
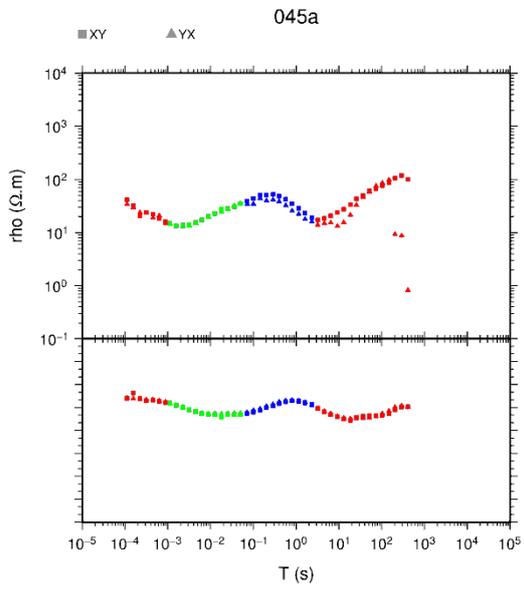
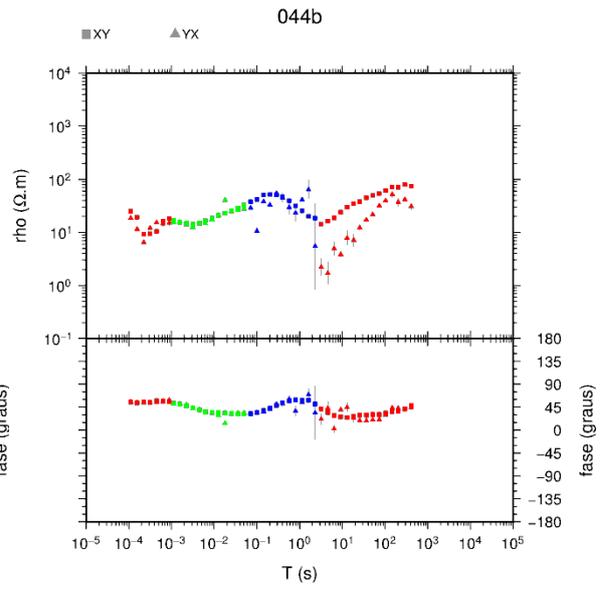
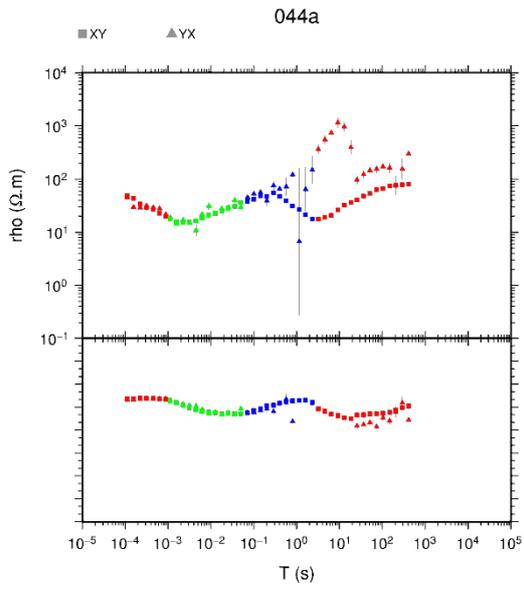


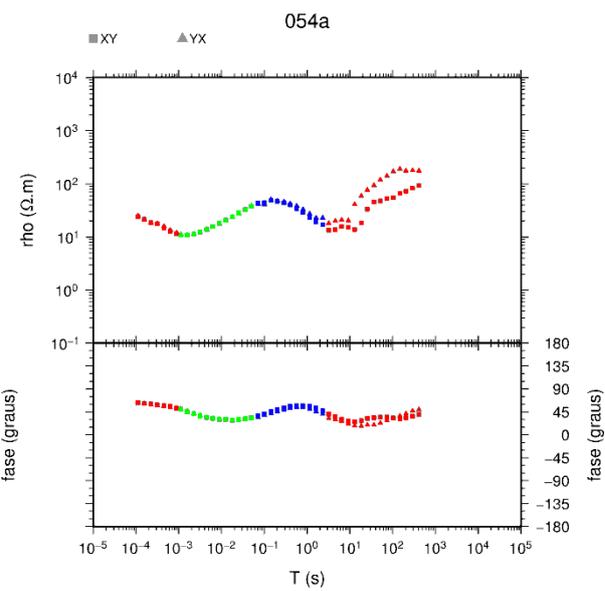
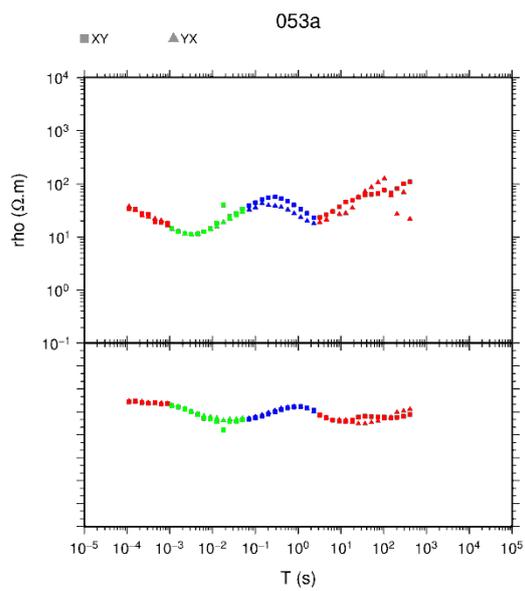
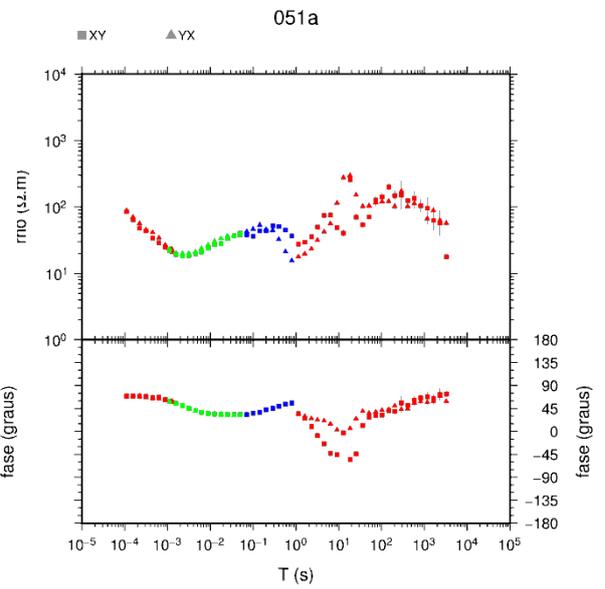
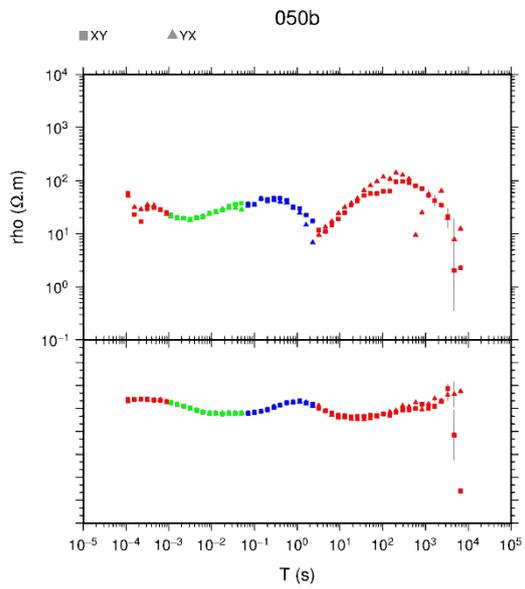
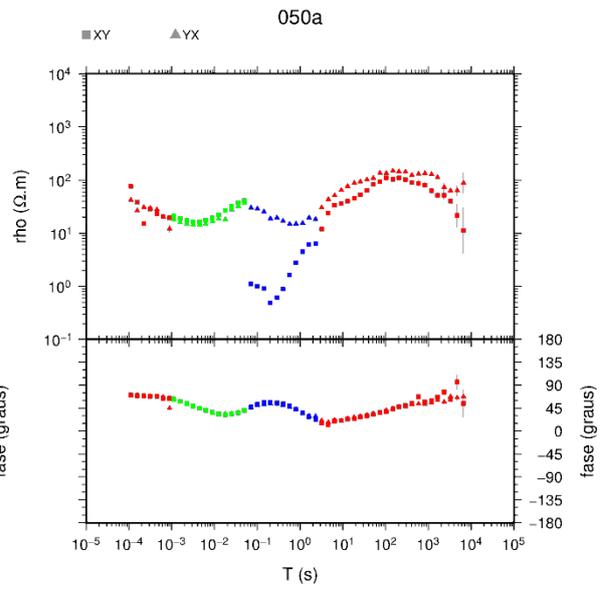
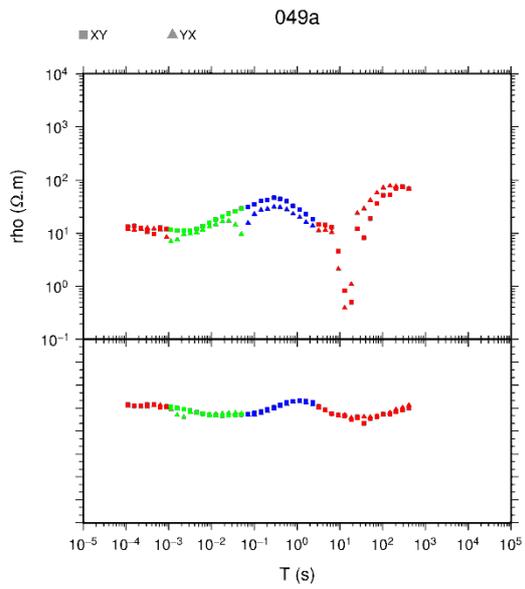


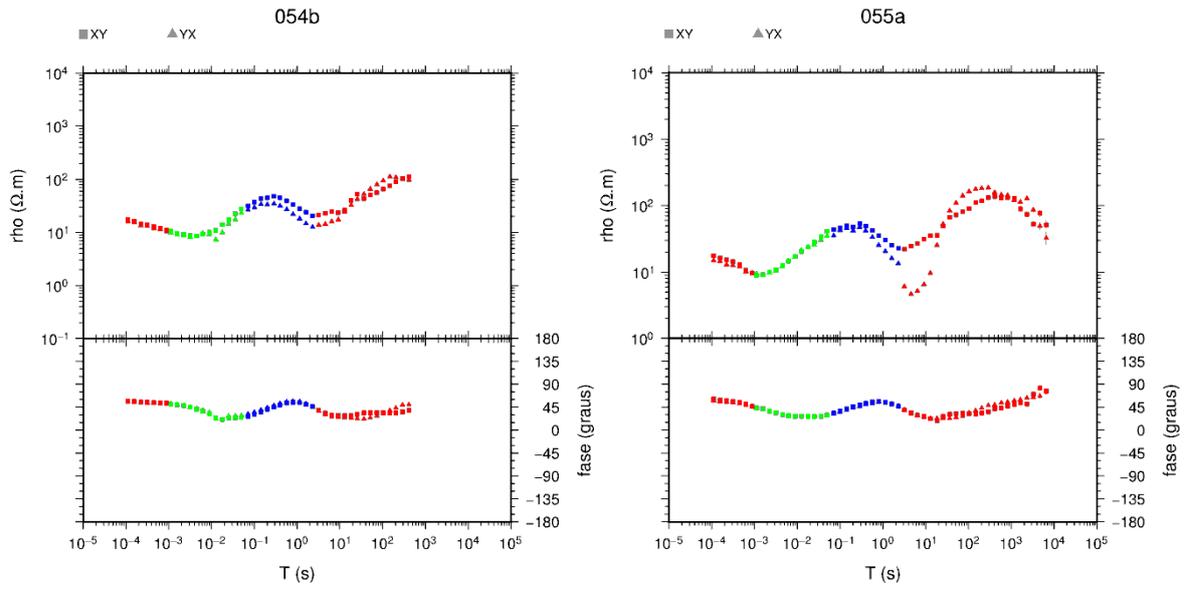




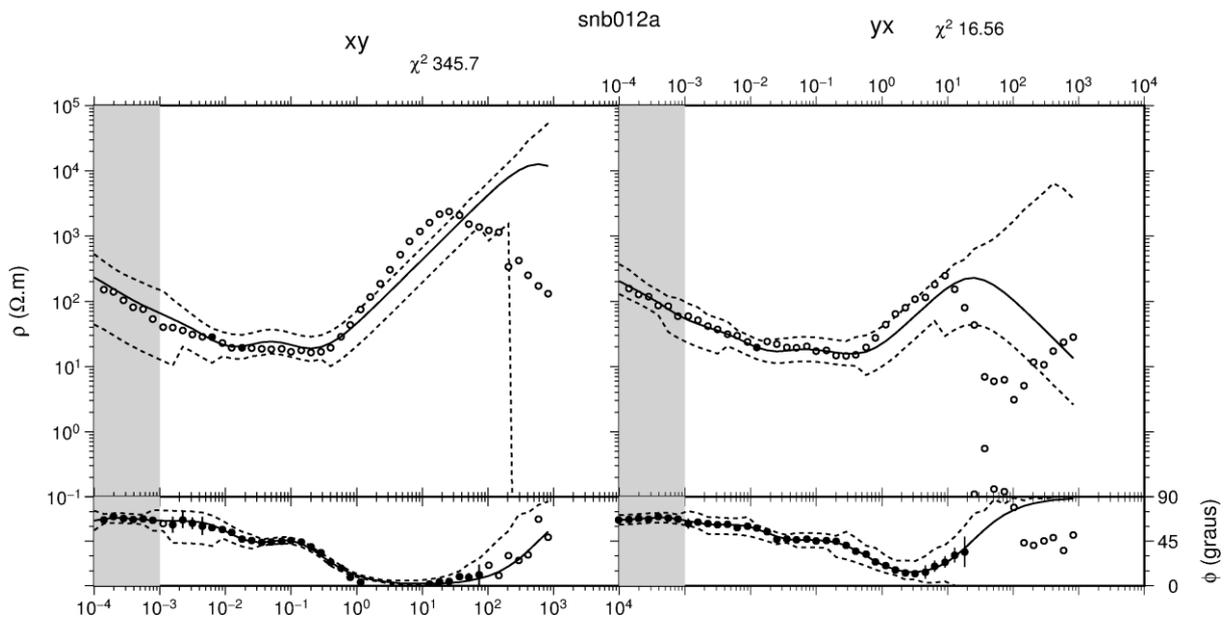


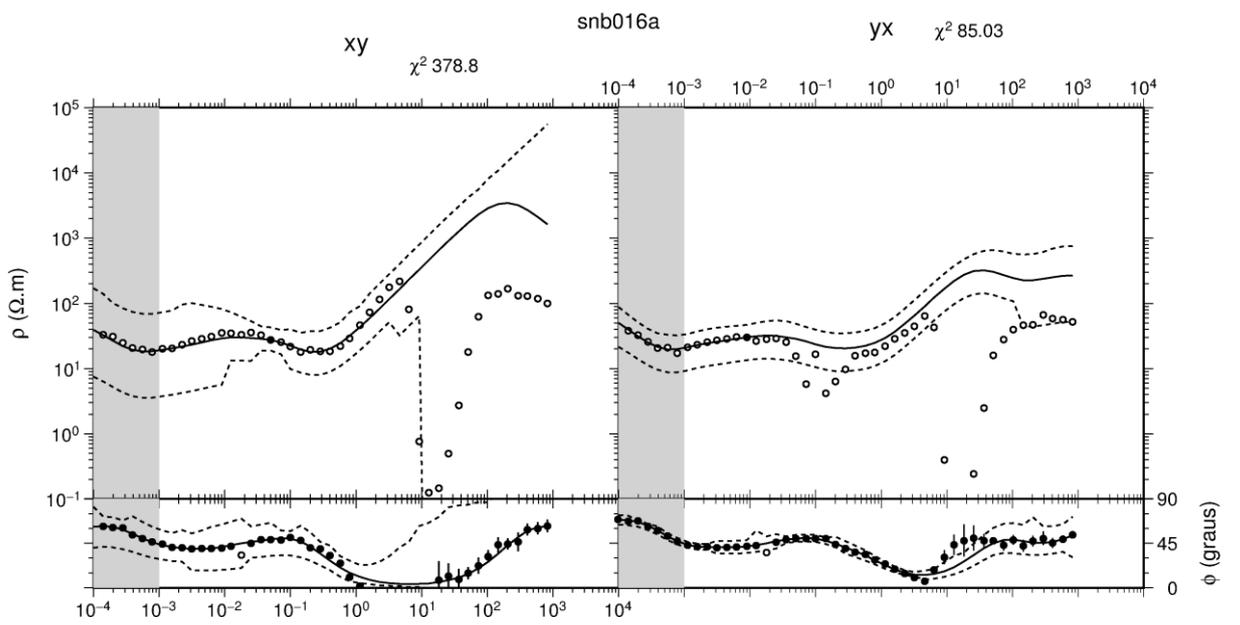
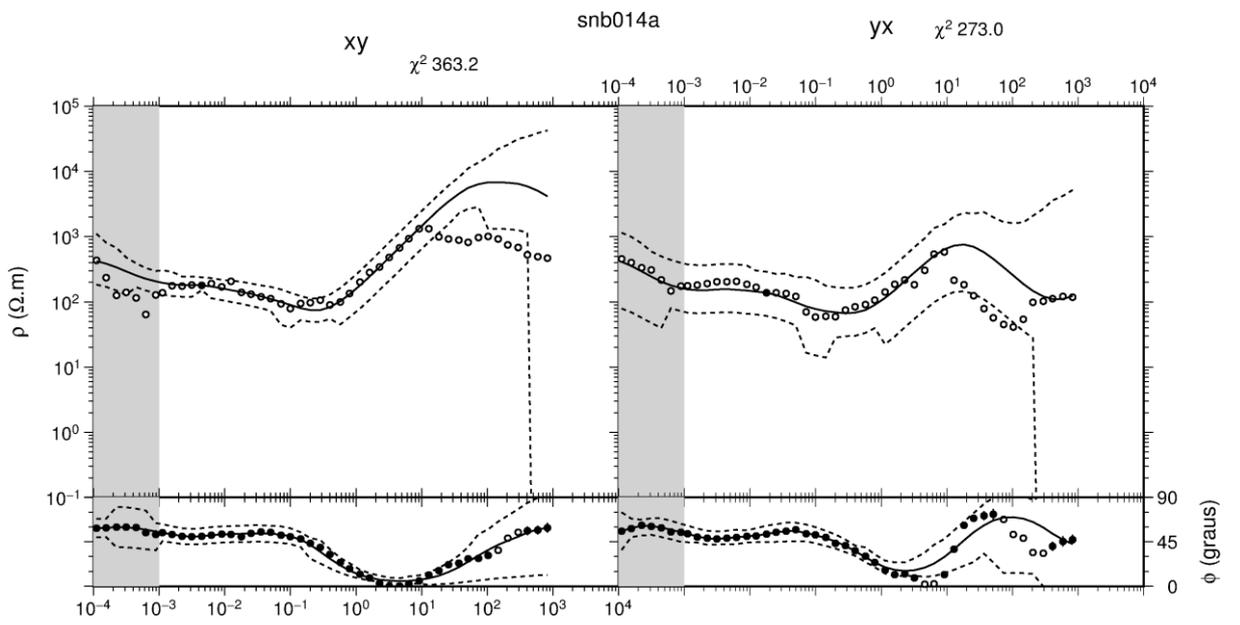


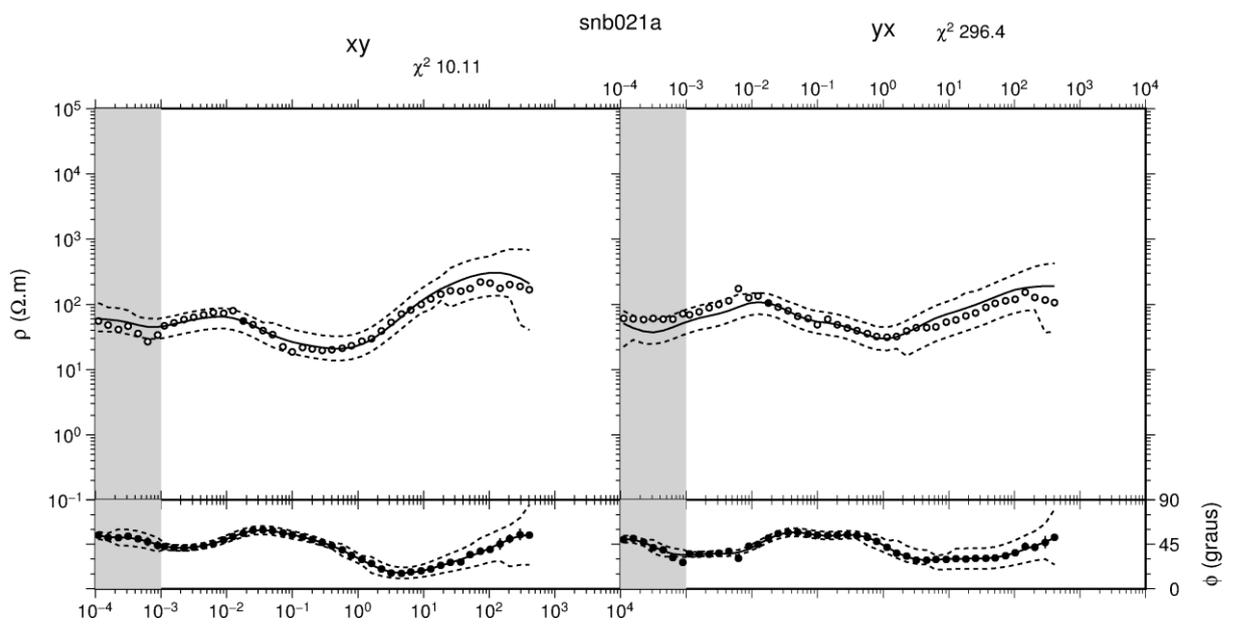
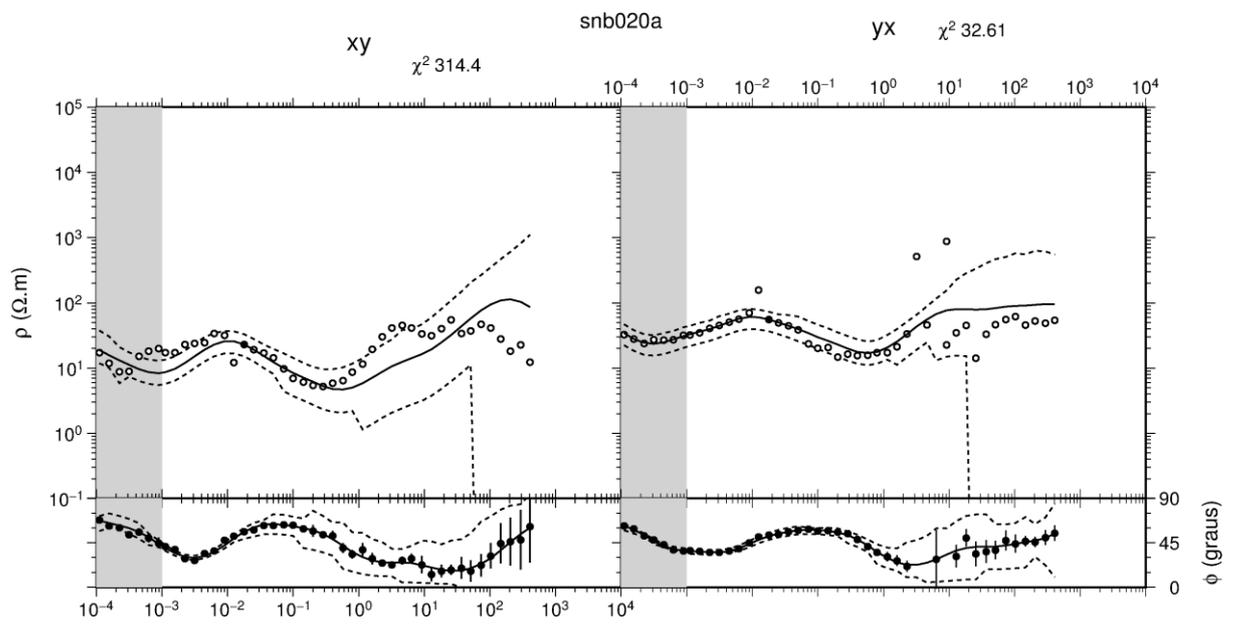


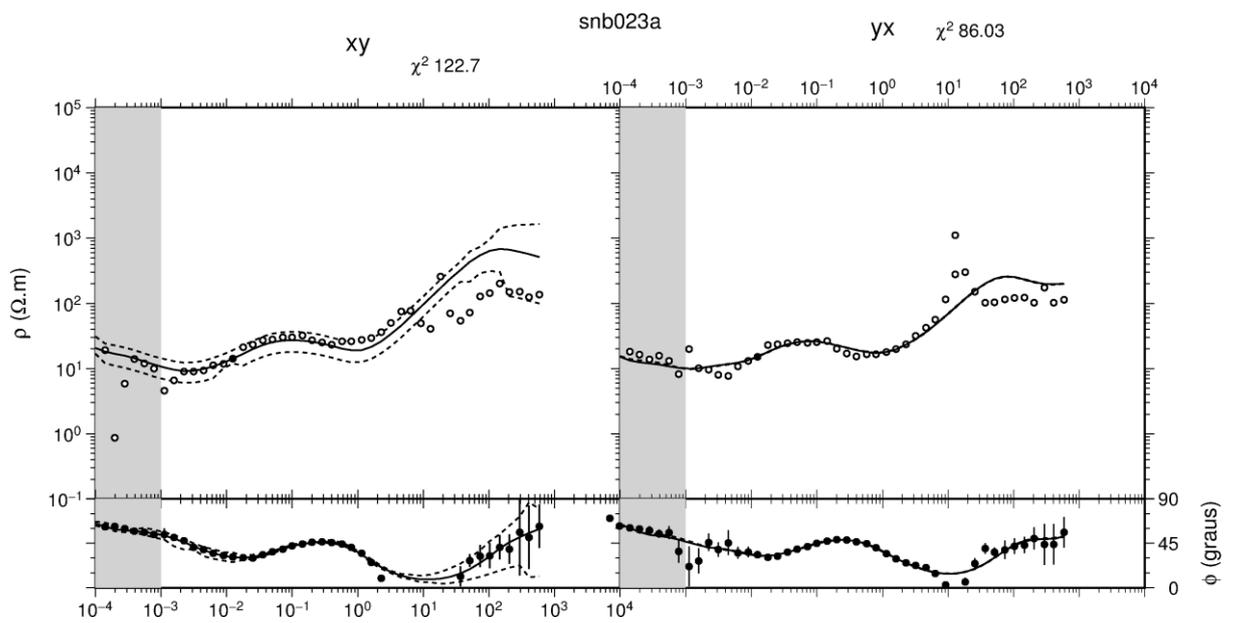
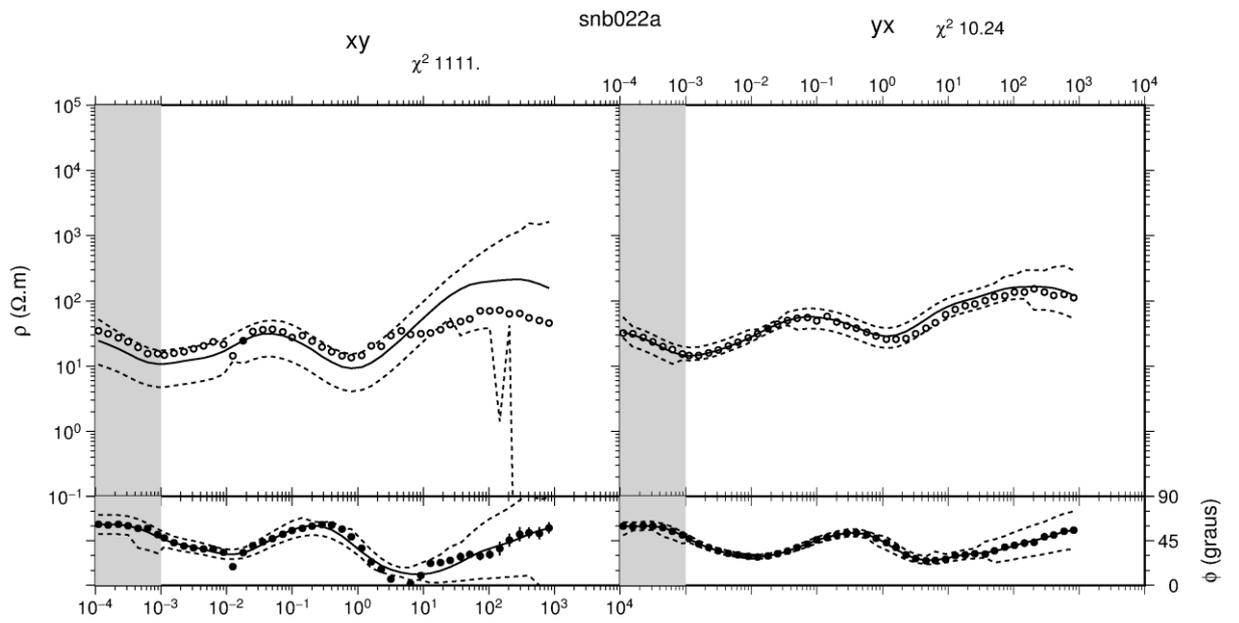


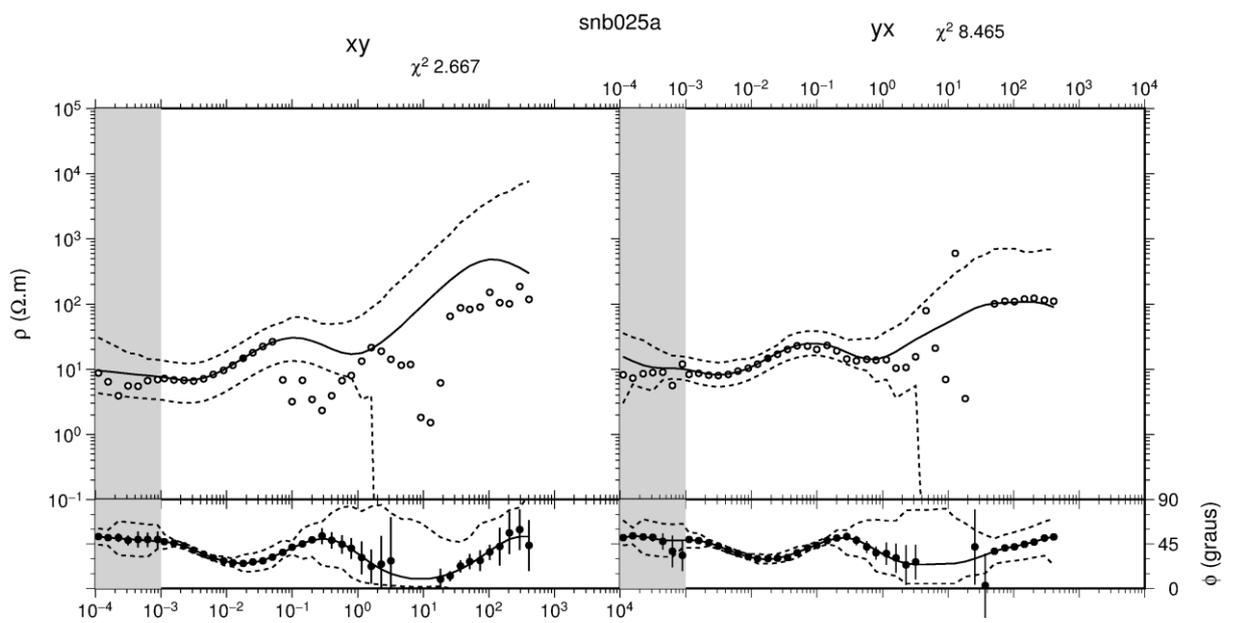
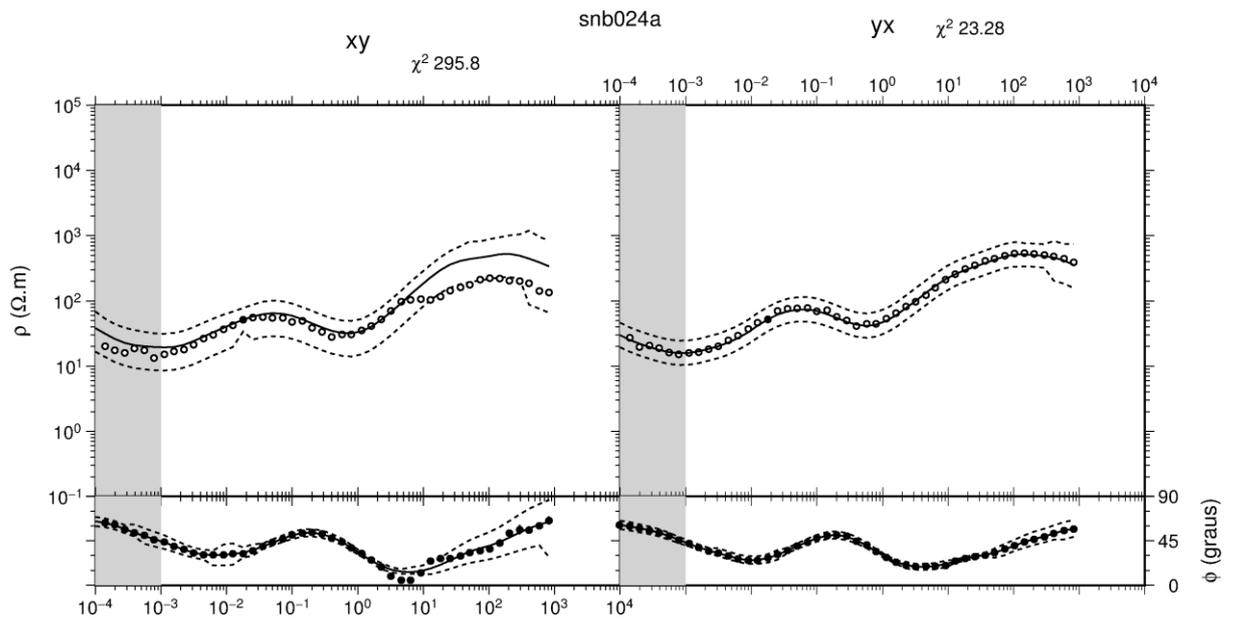
2) Consistência dos dados através da Interpolação RHOPLUS

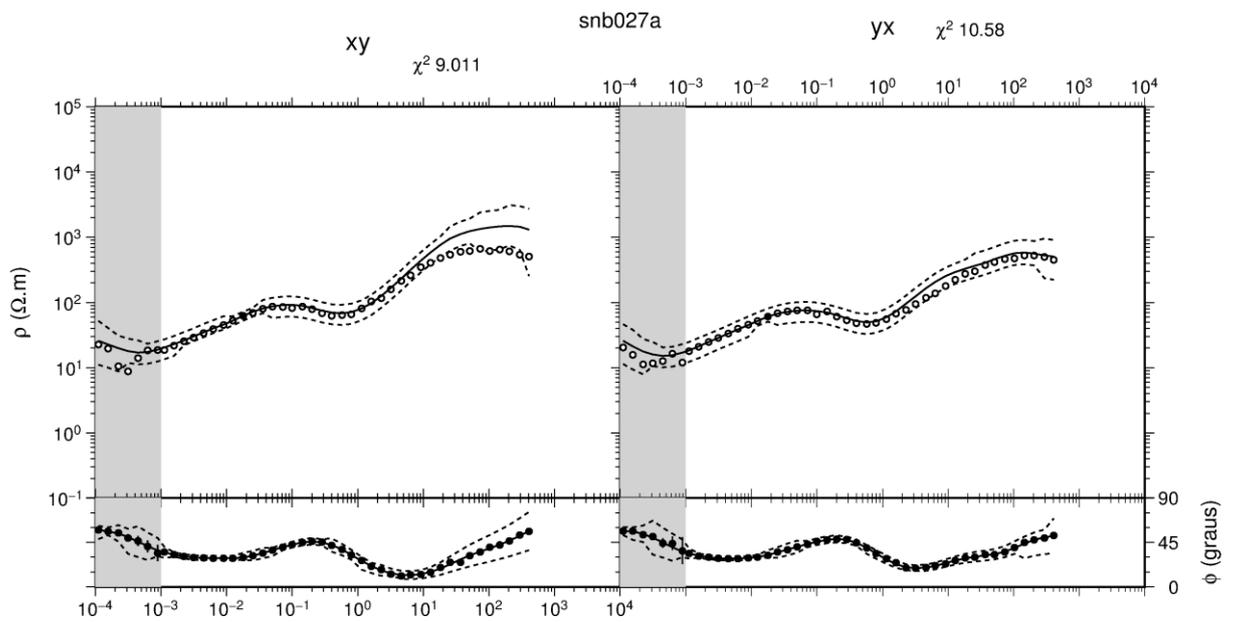
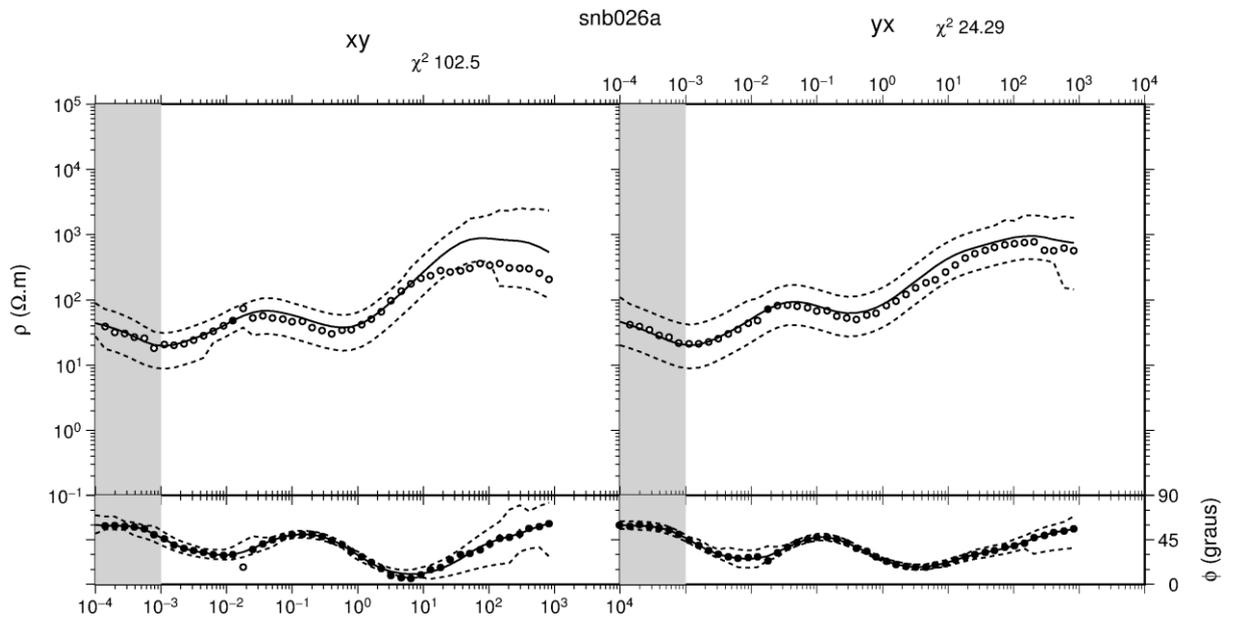


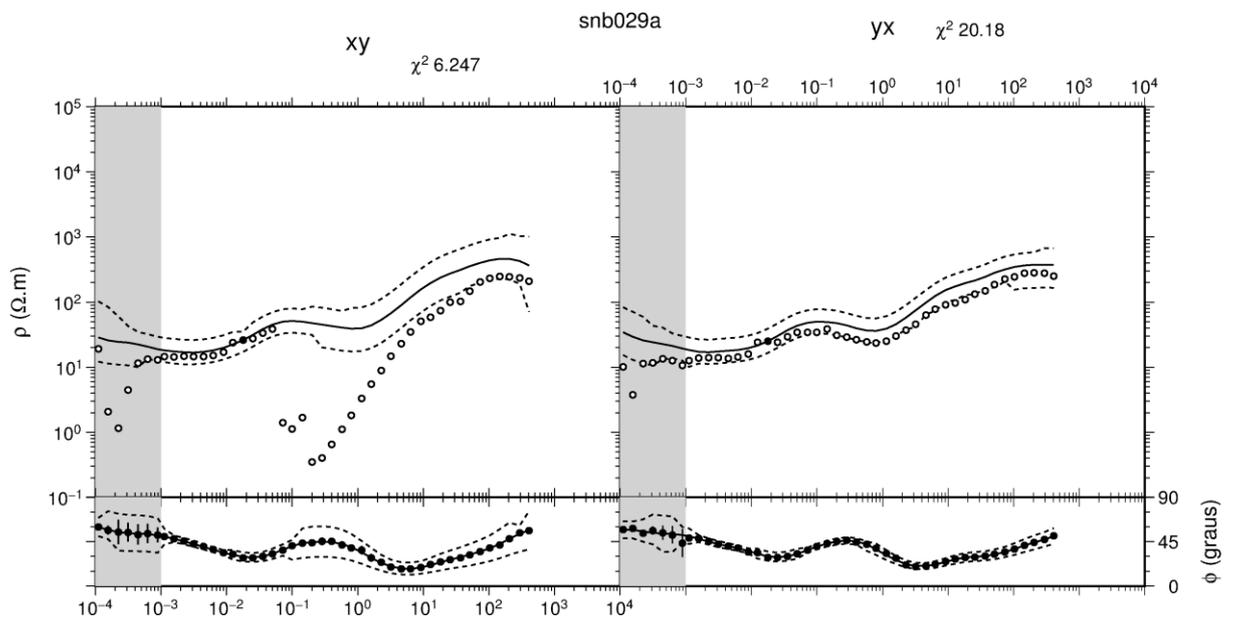
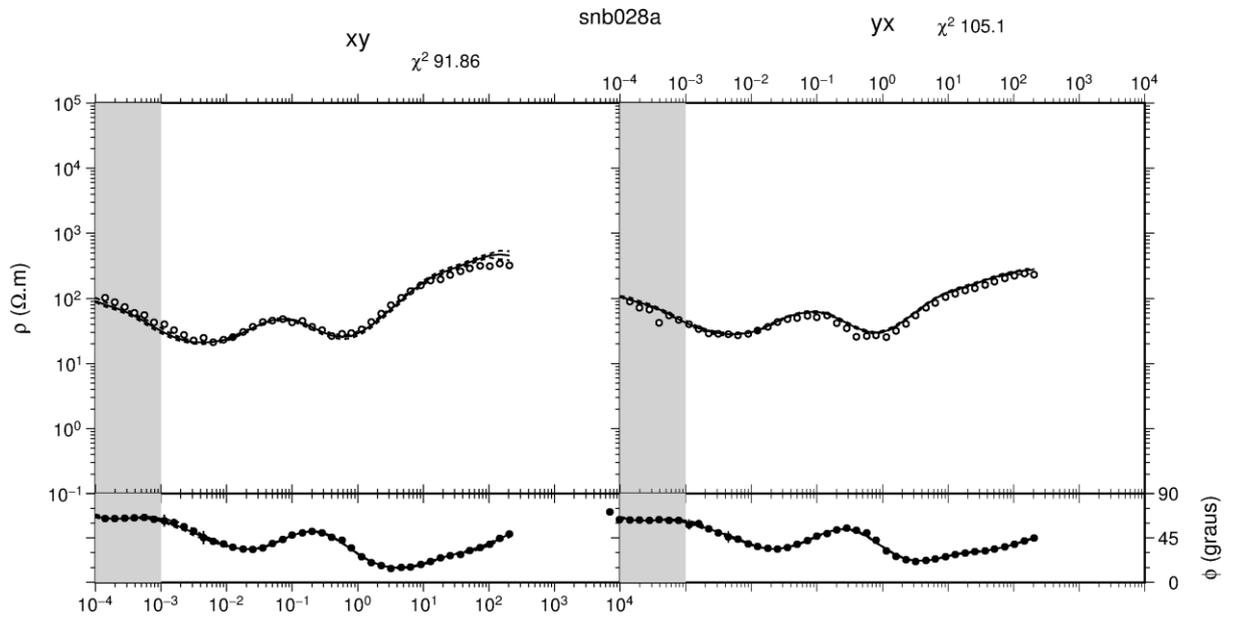


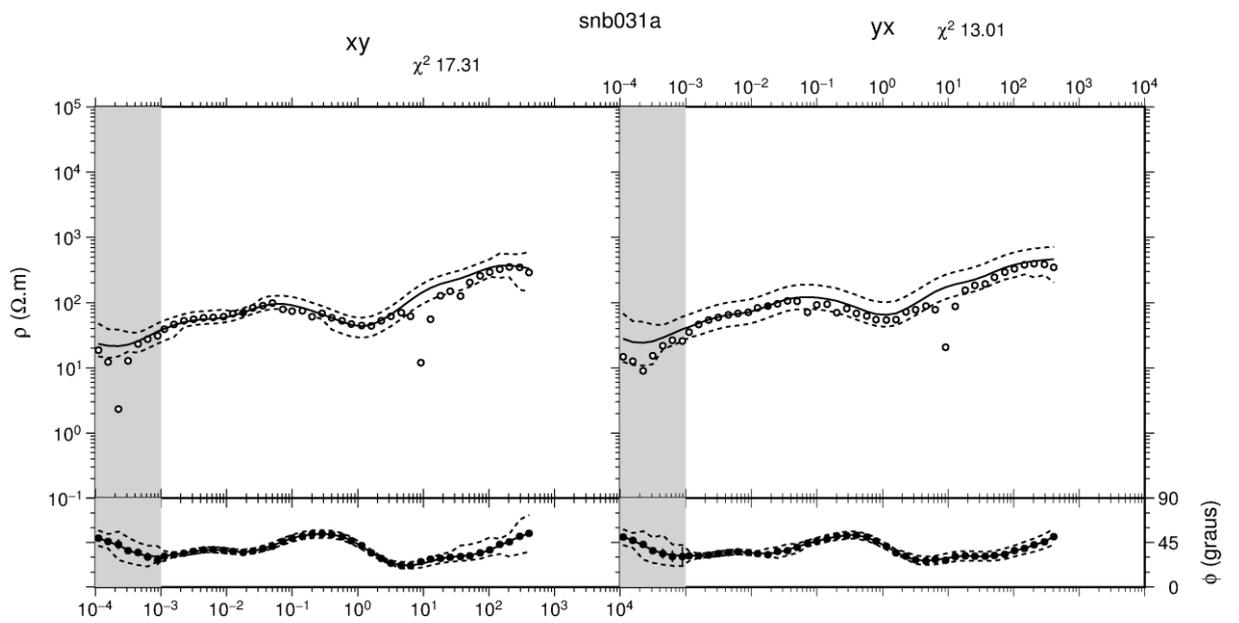
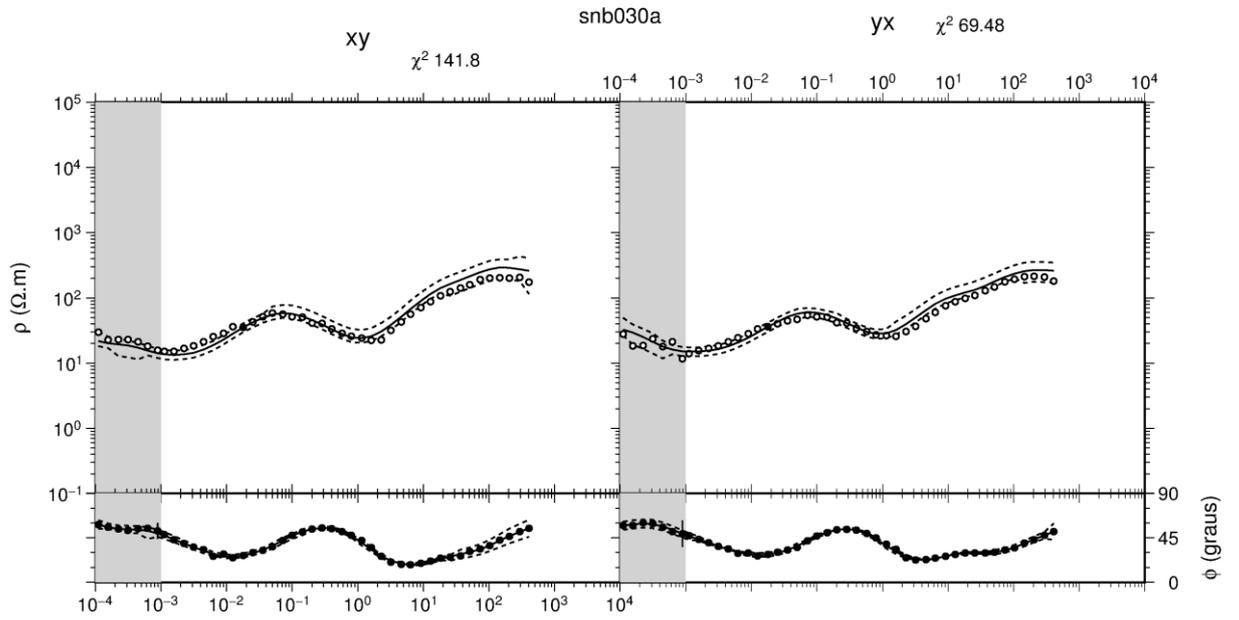


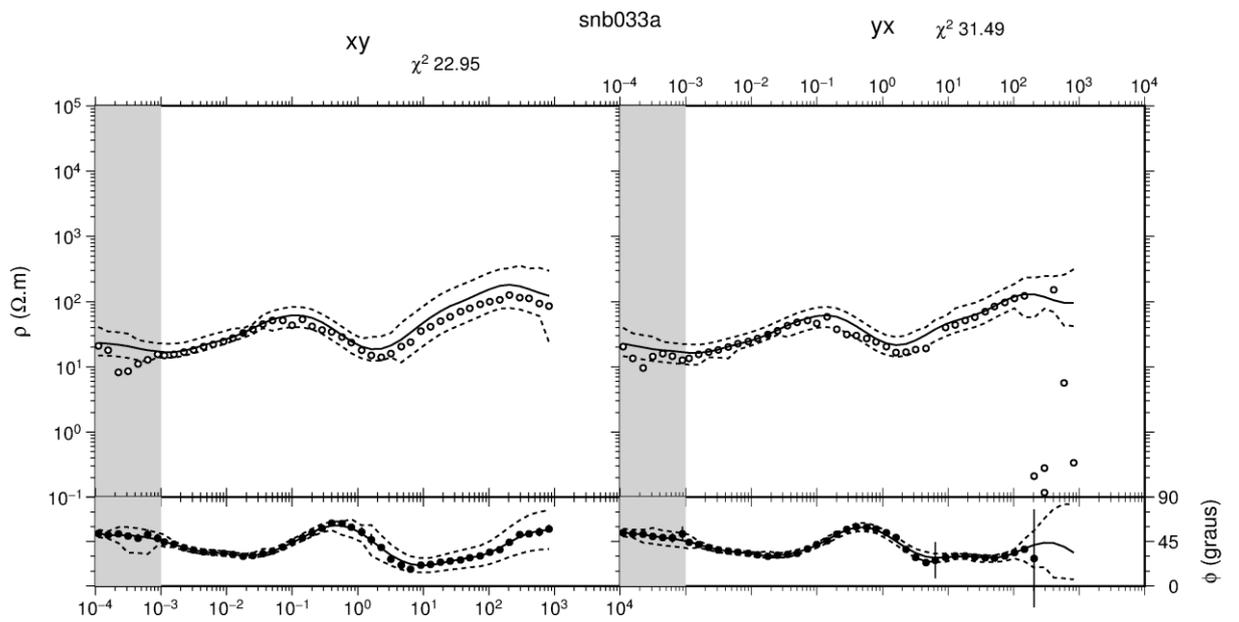
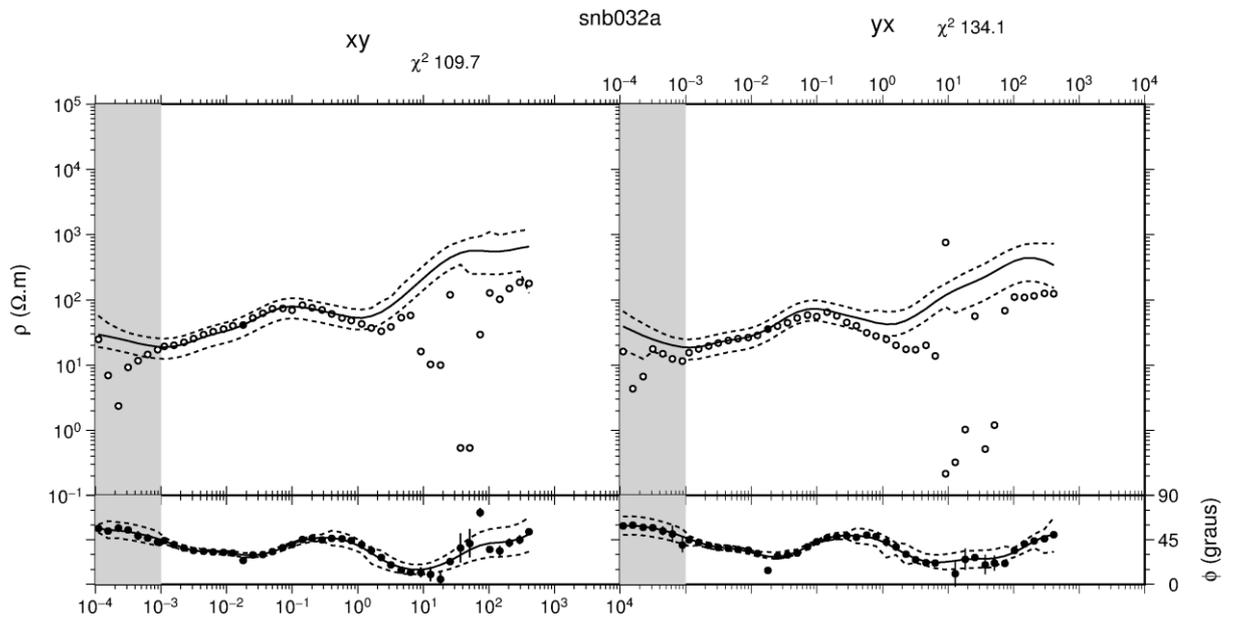


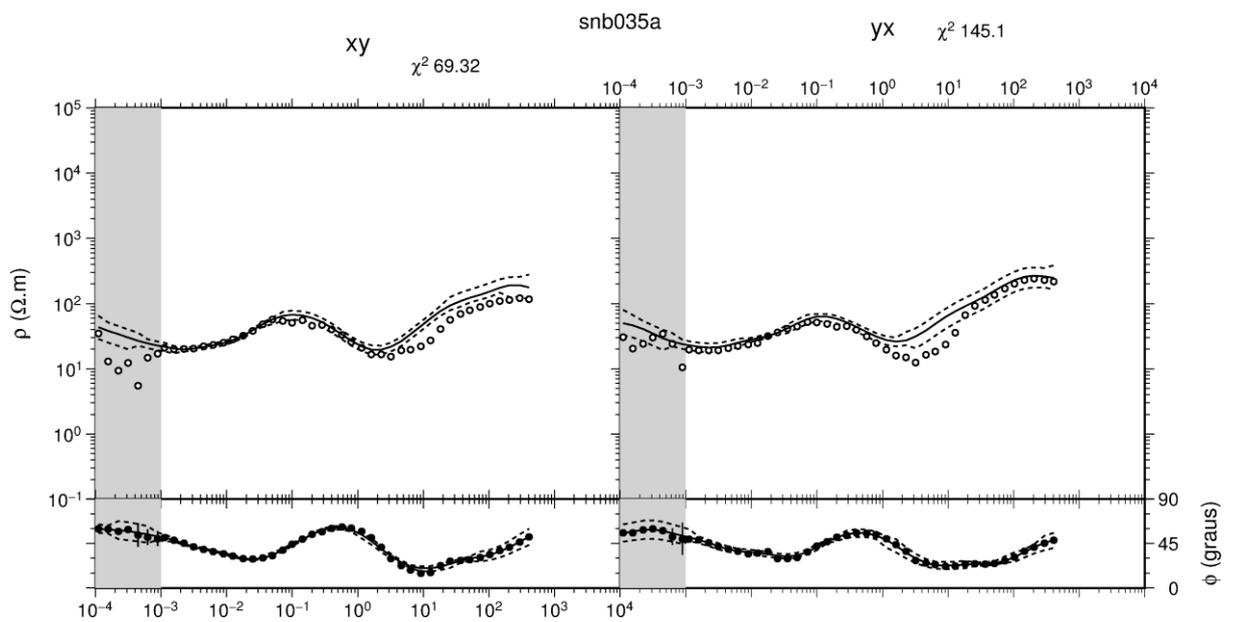
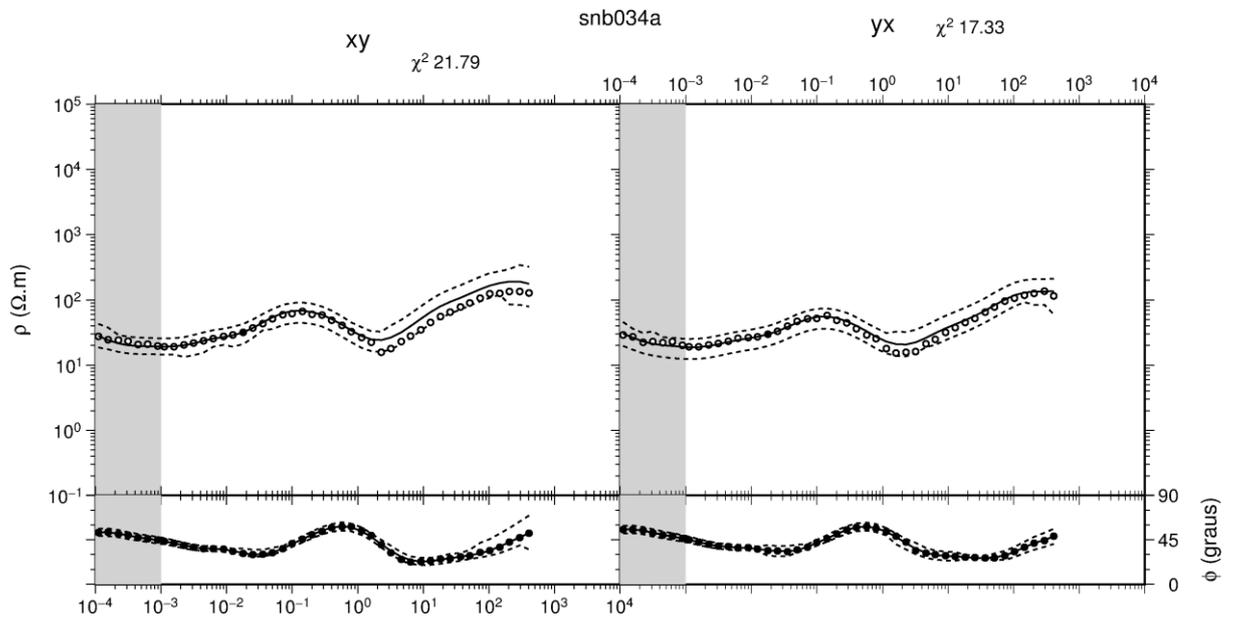


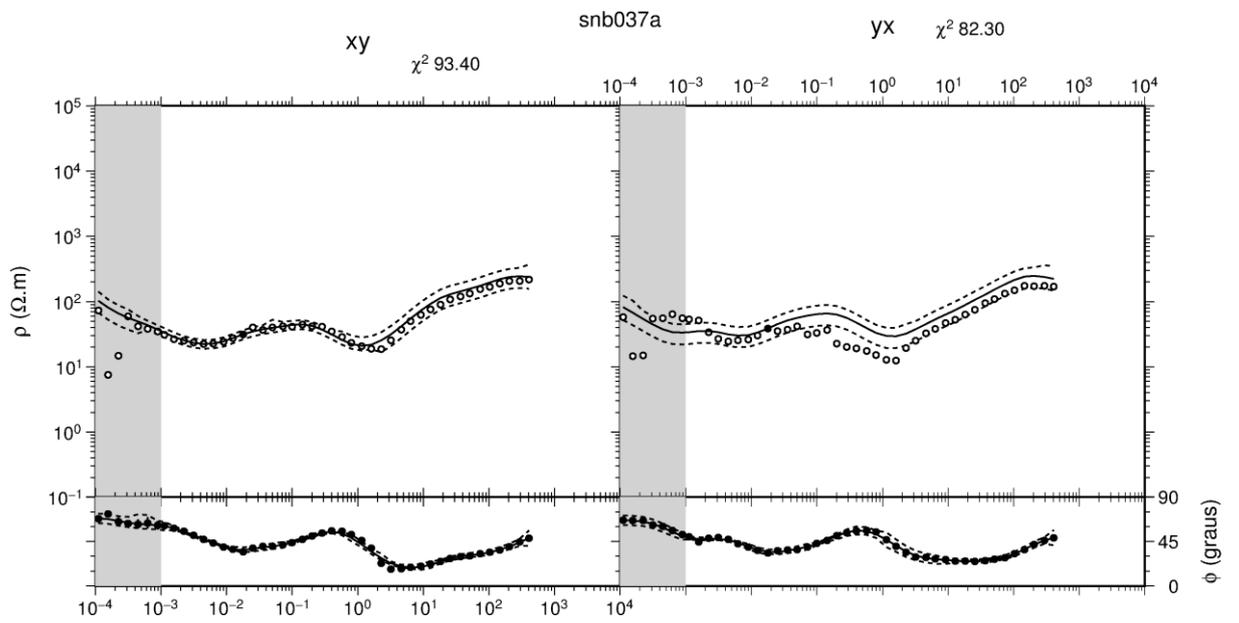
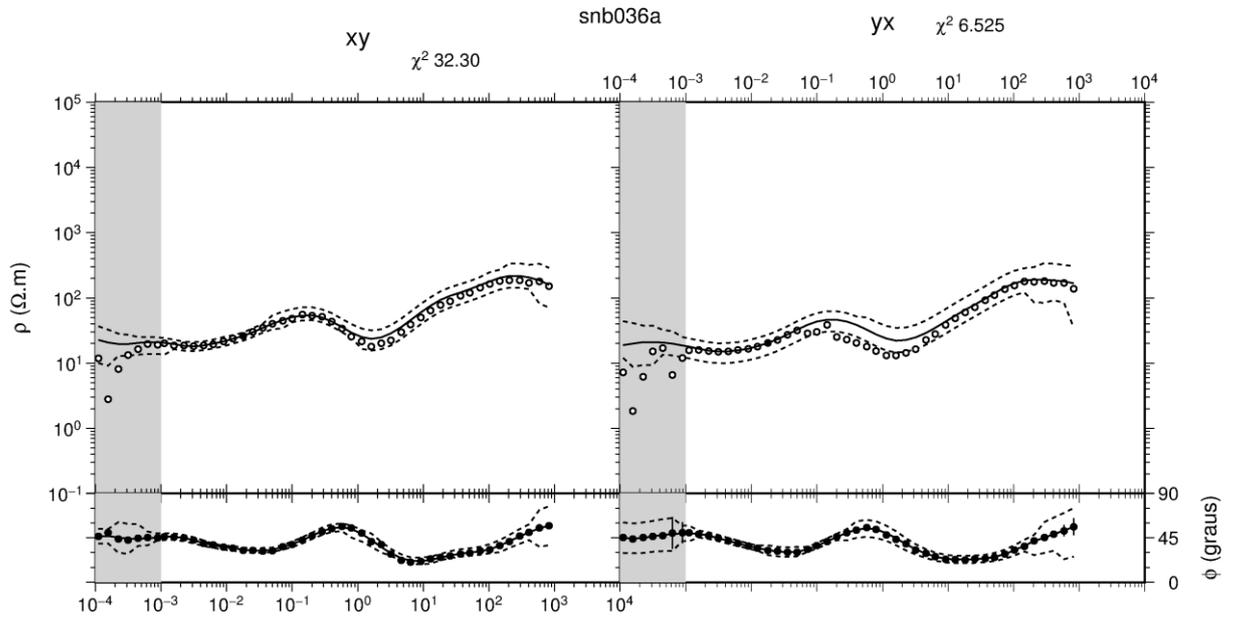


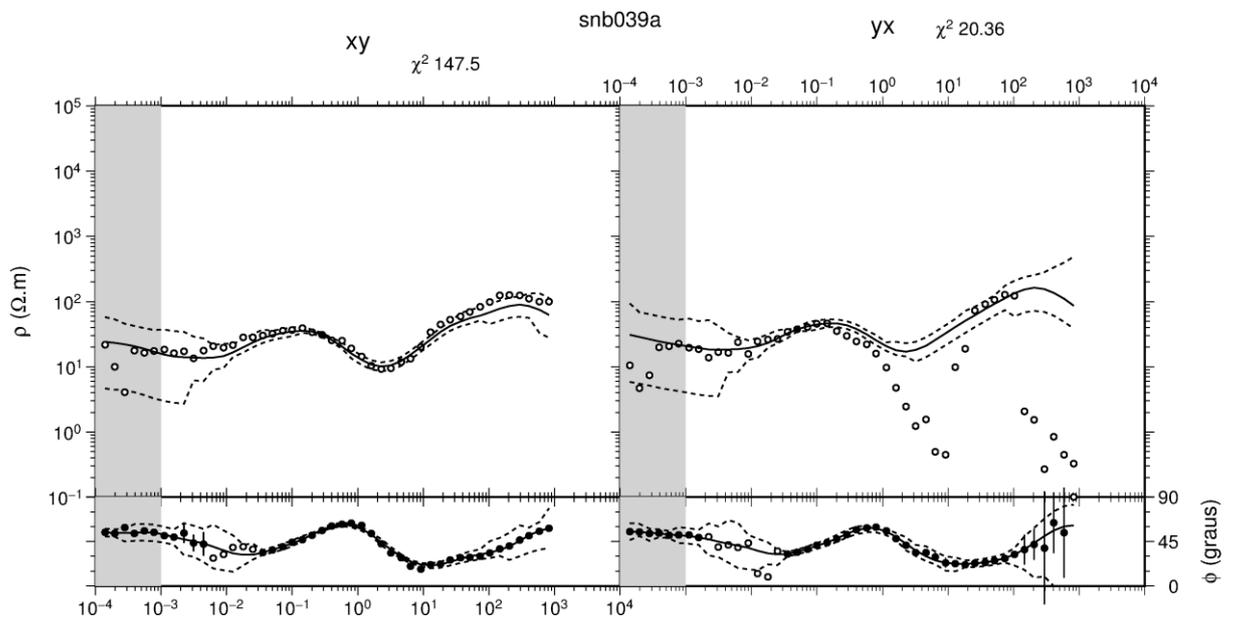
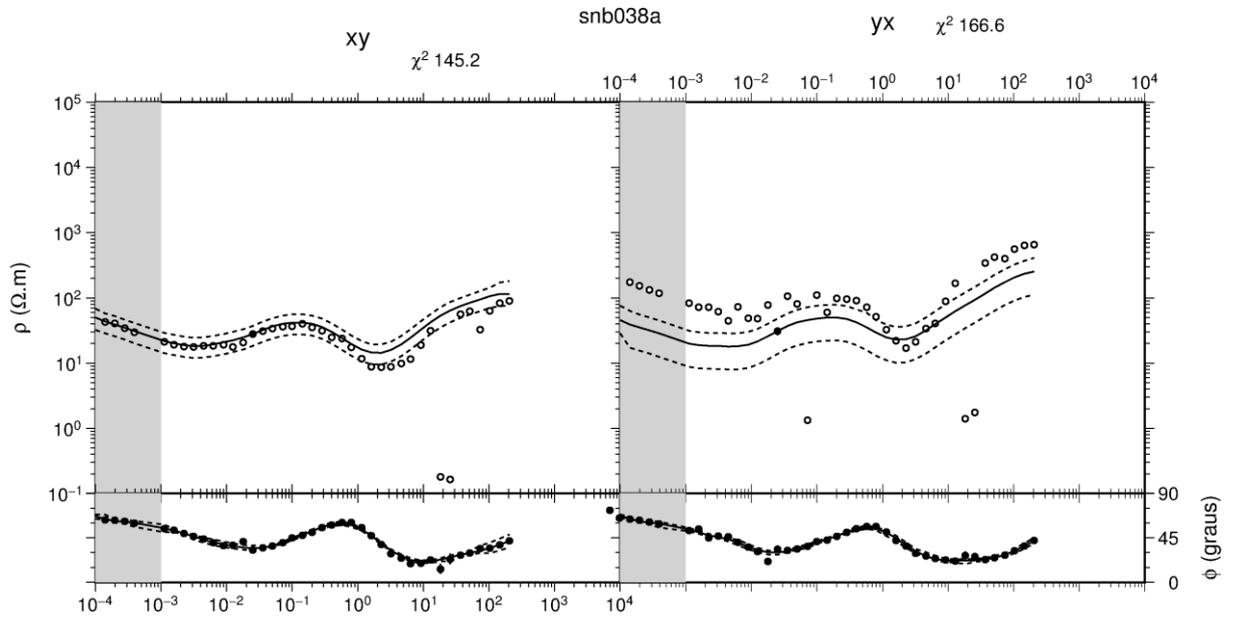


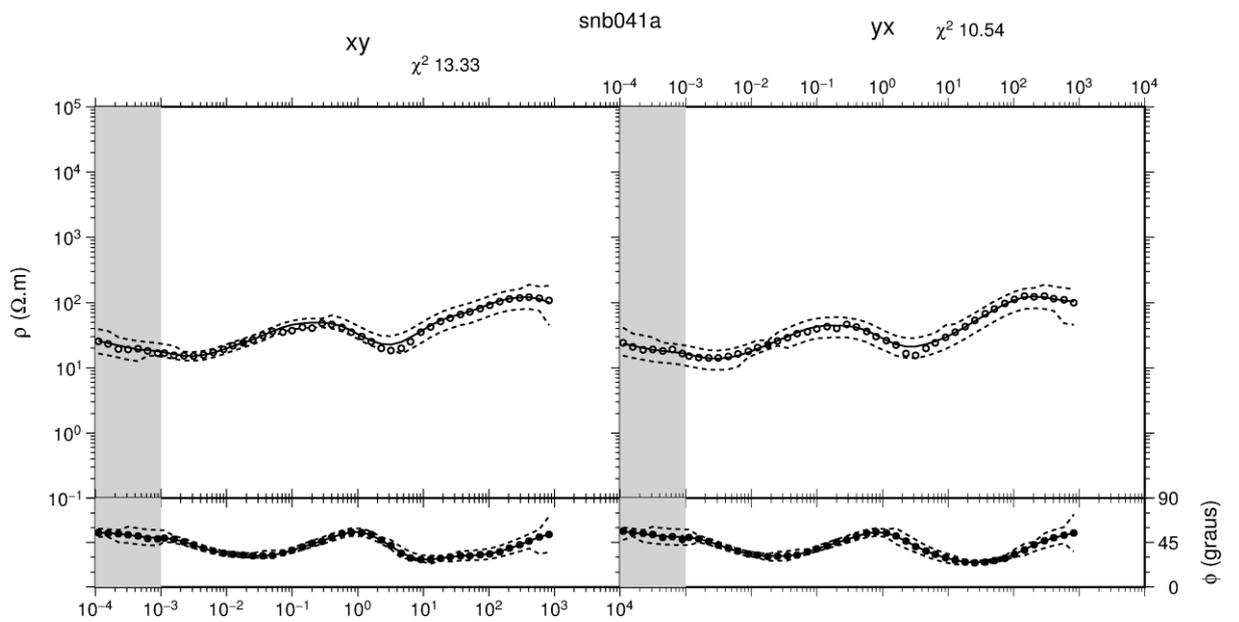
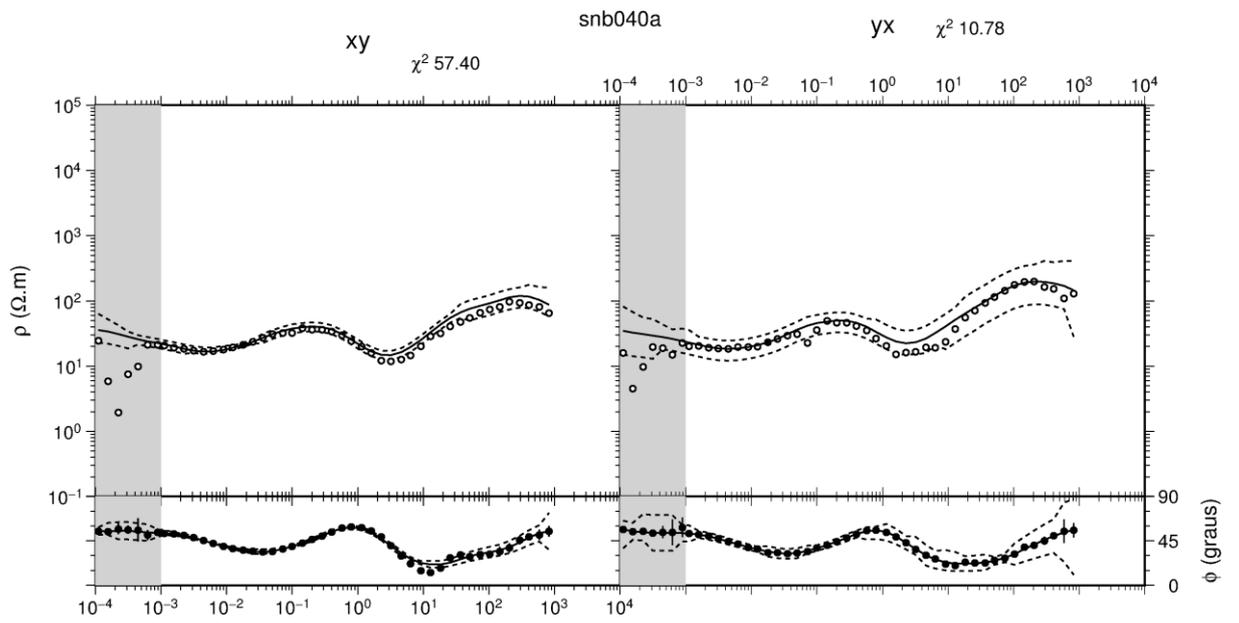


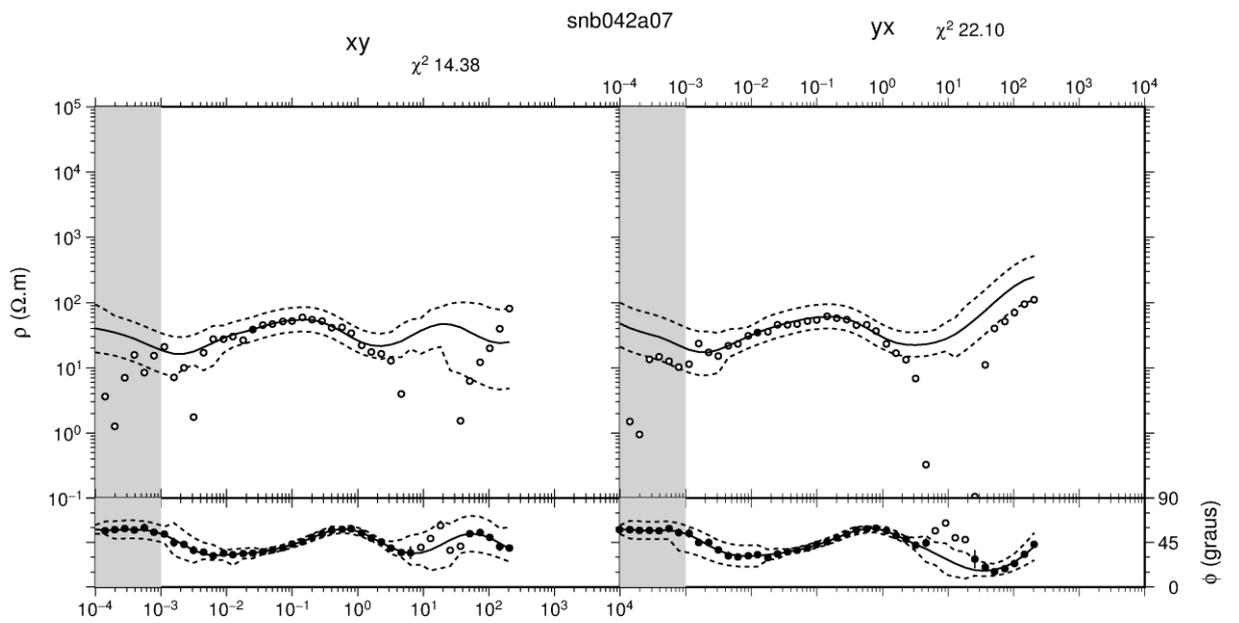
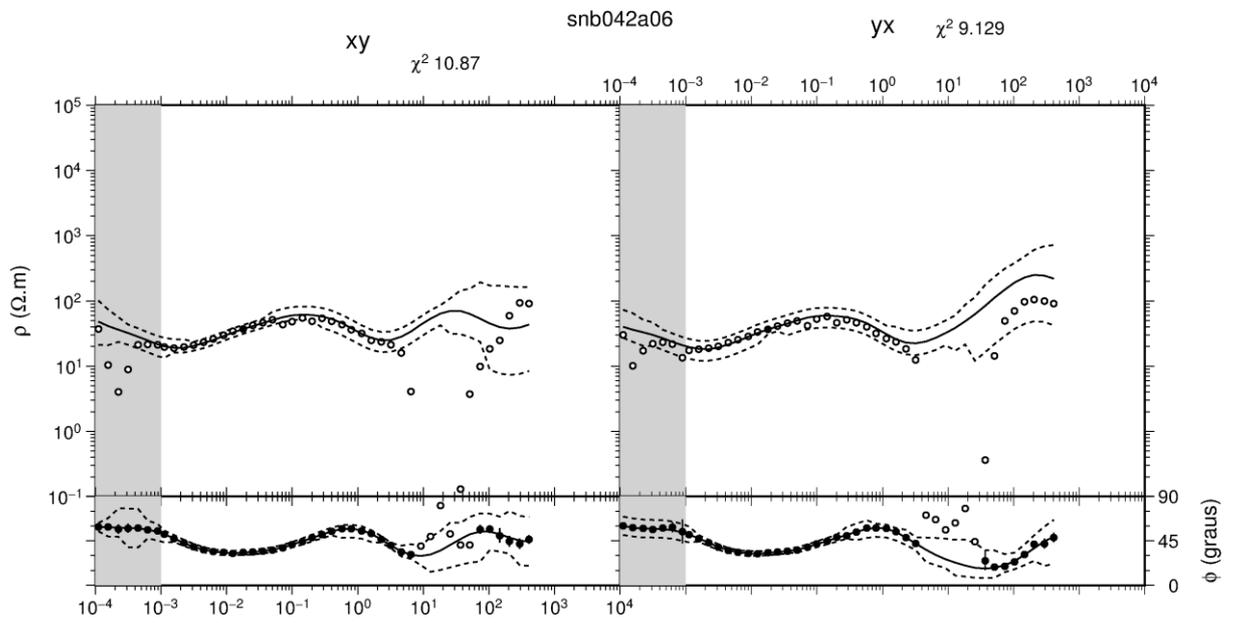


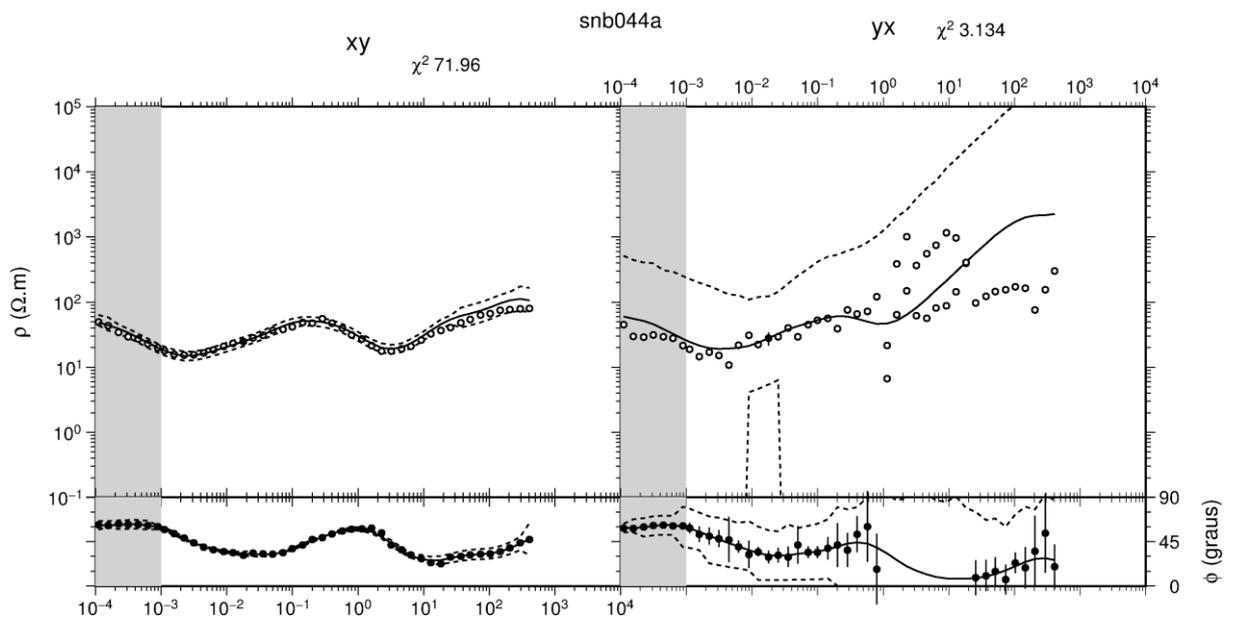
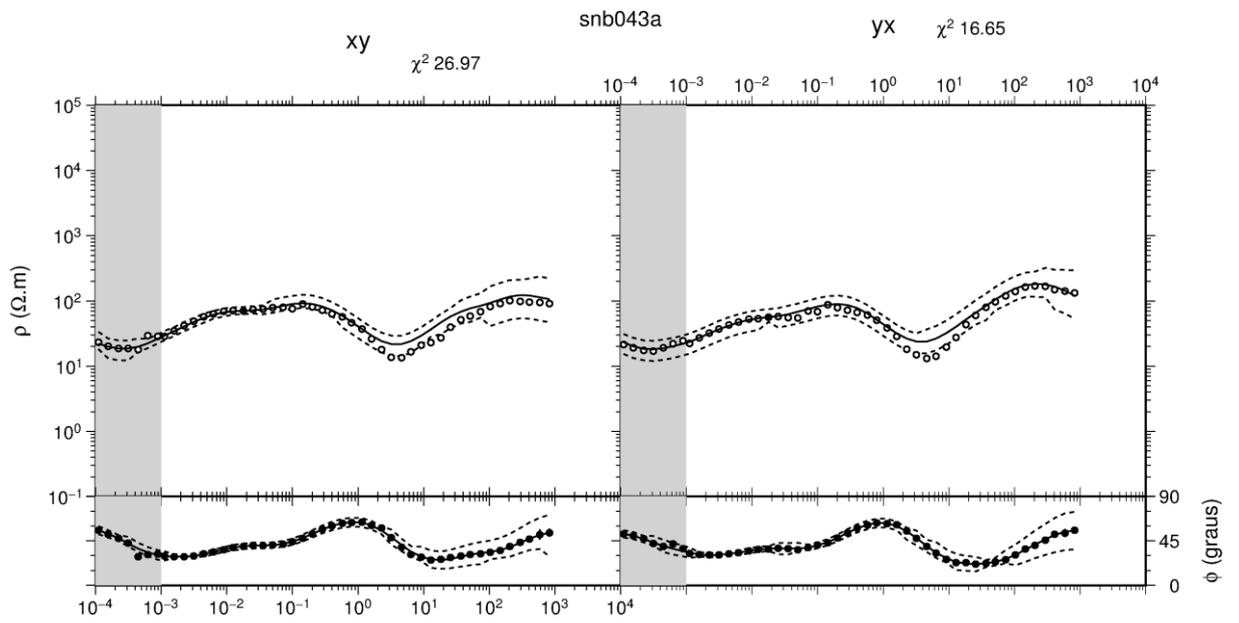


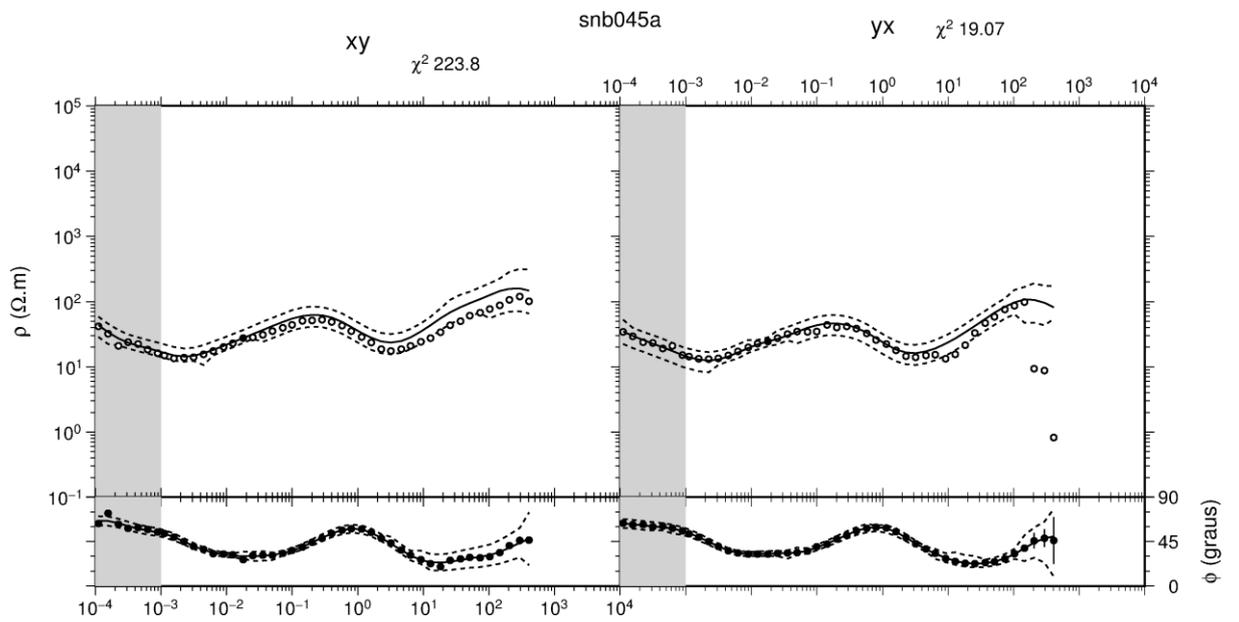
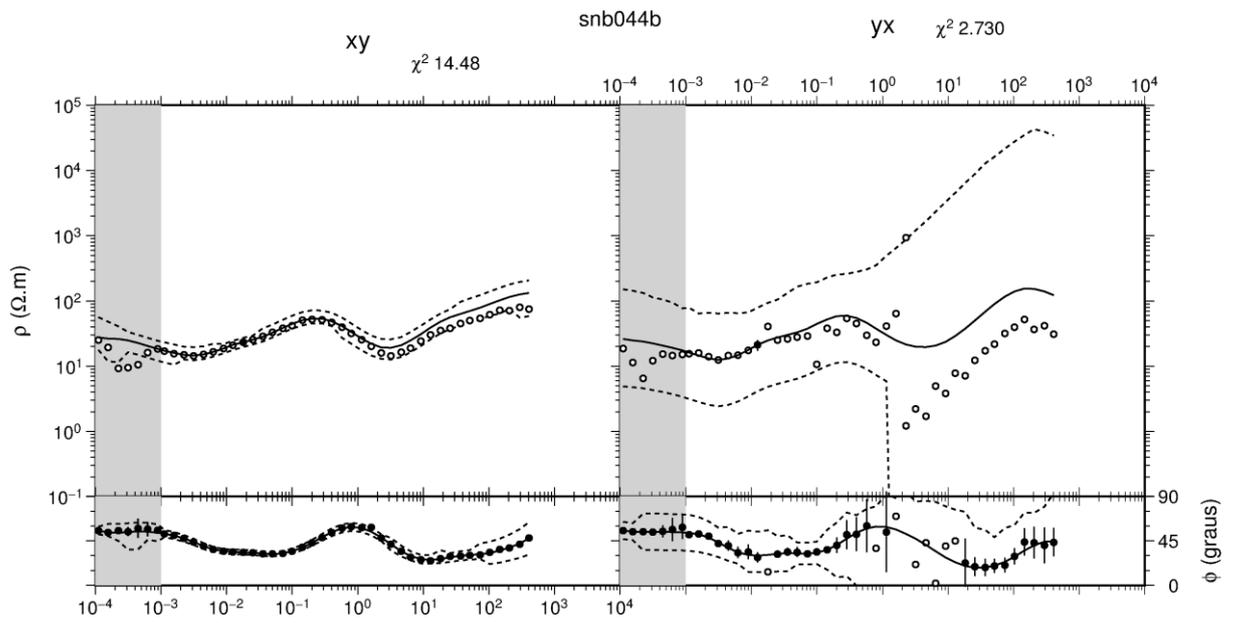


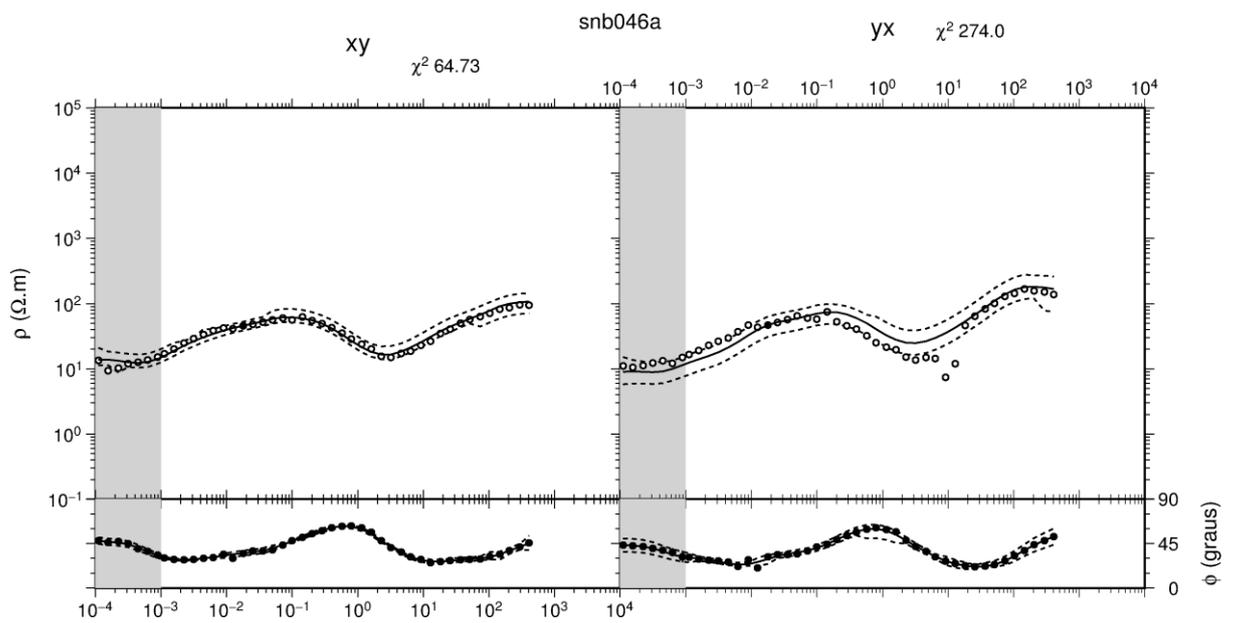
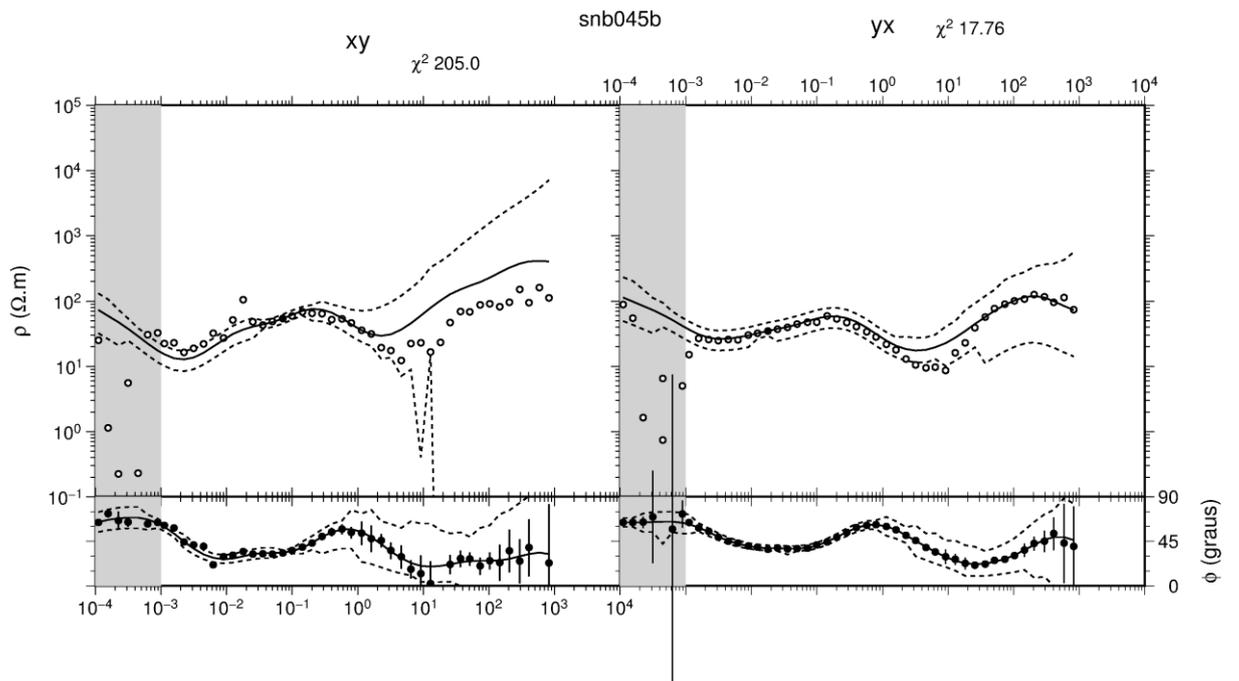


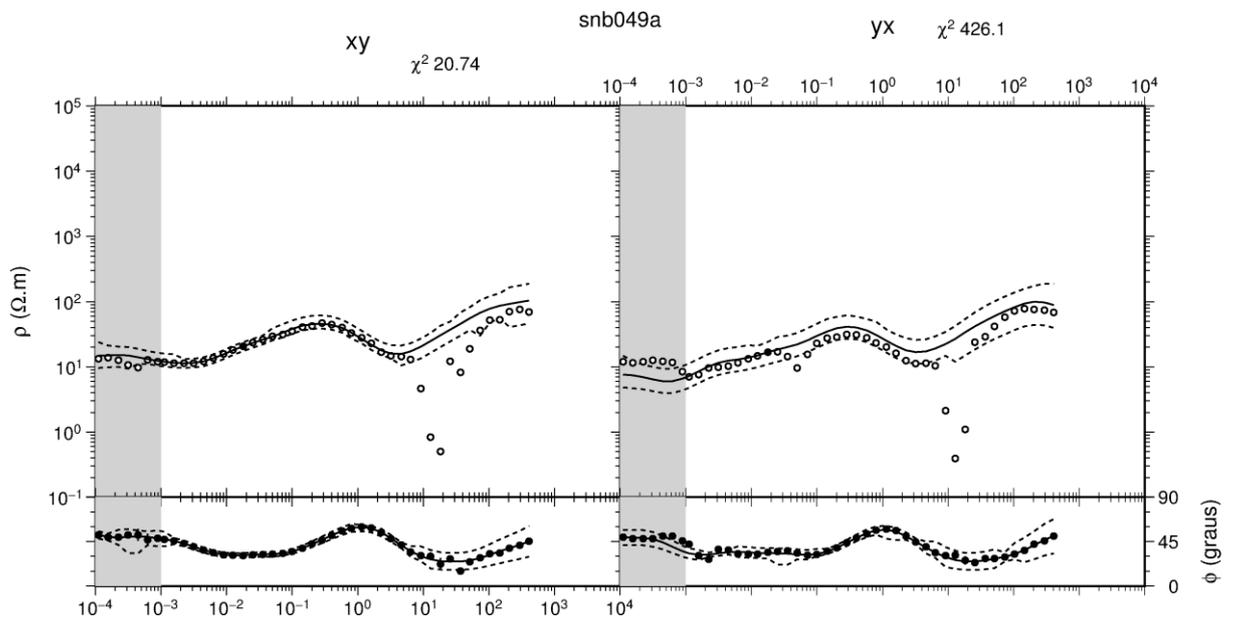
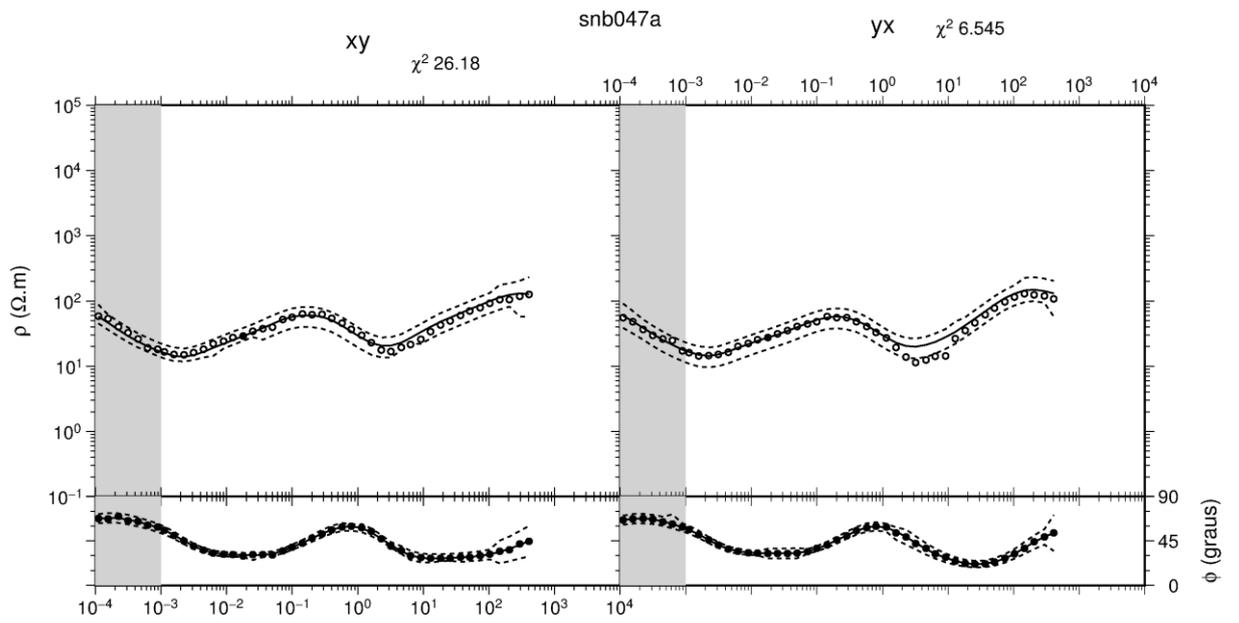


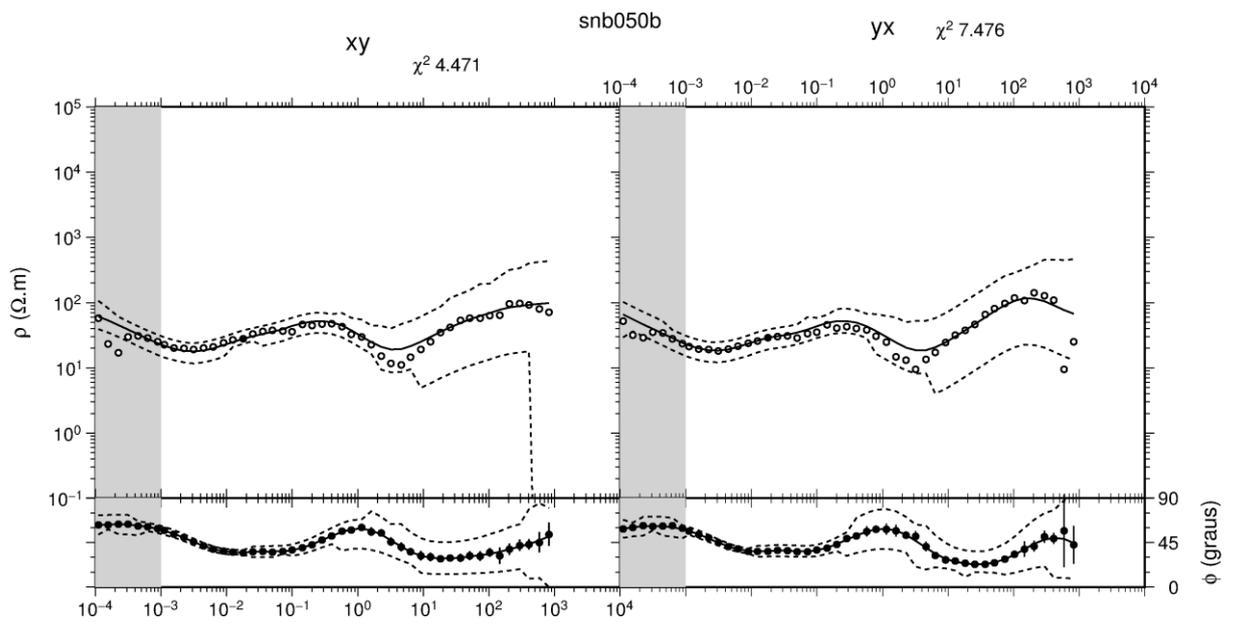
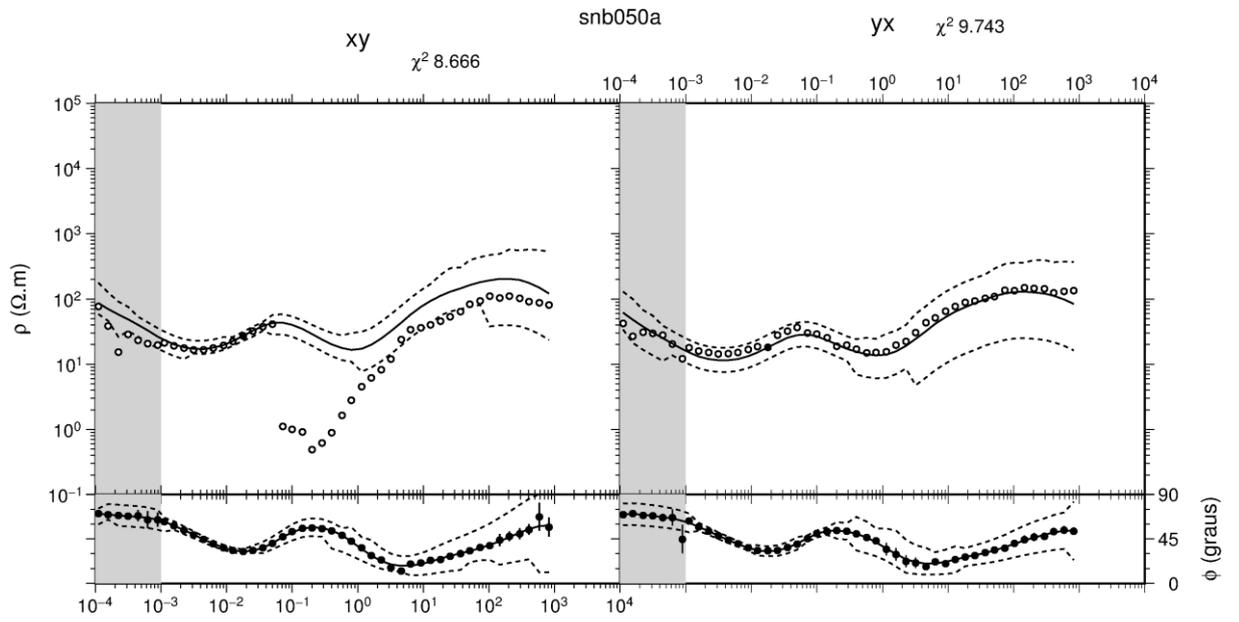


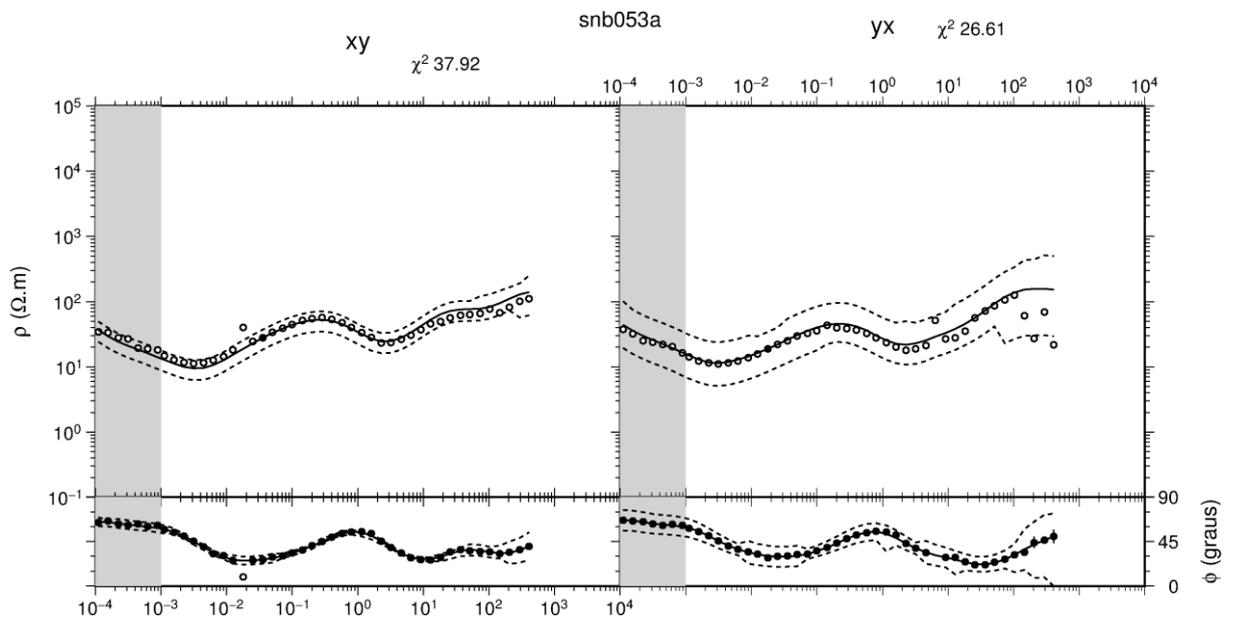
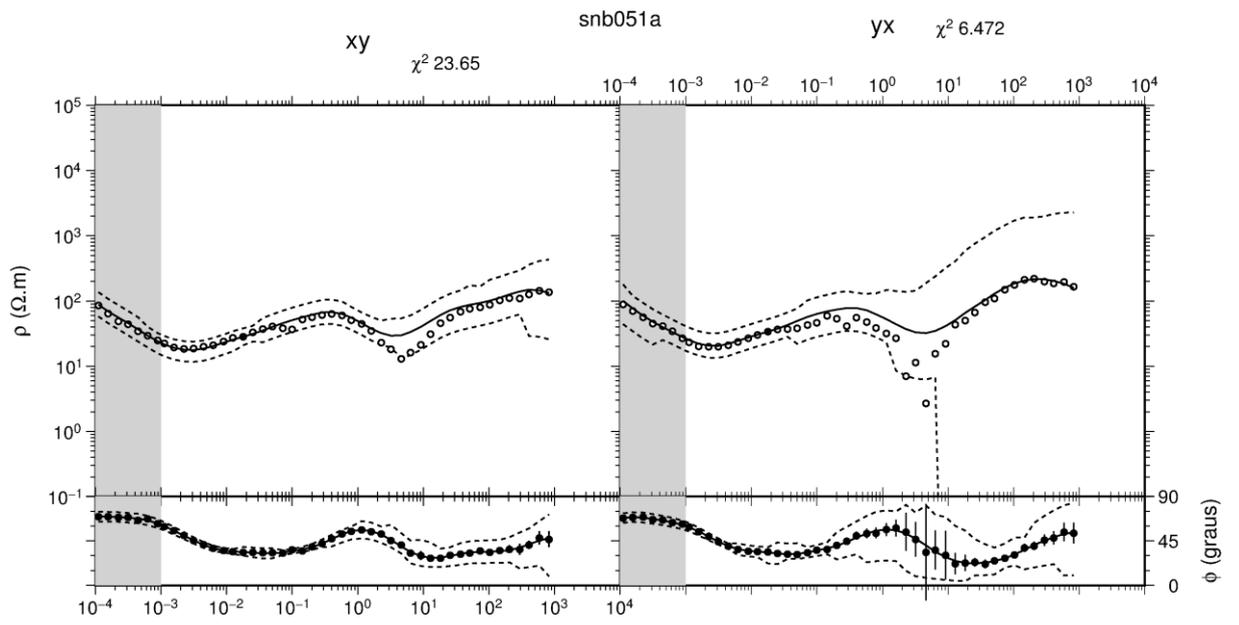


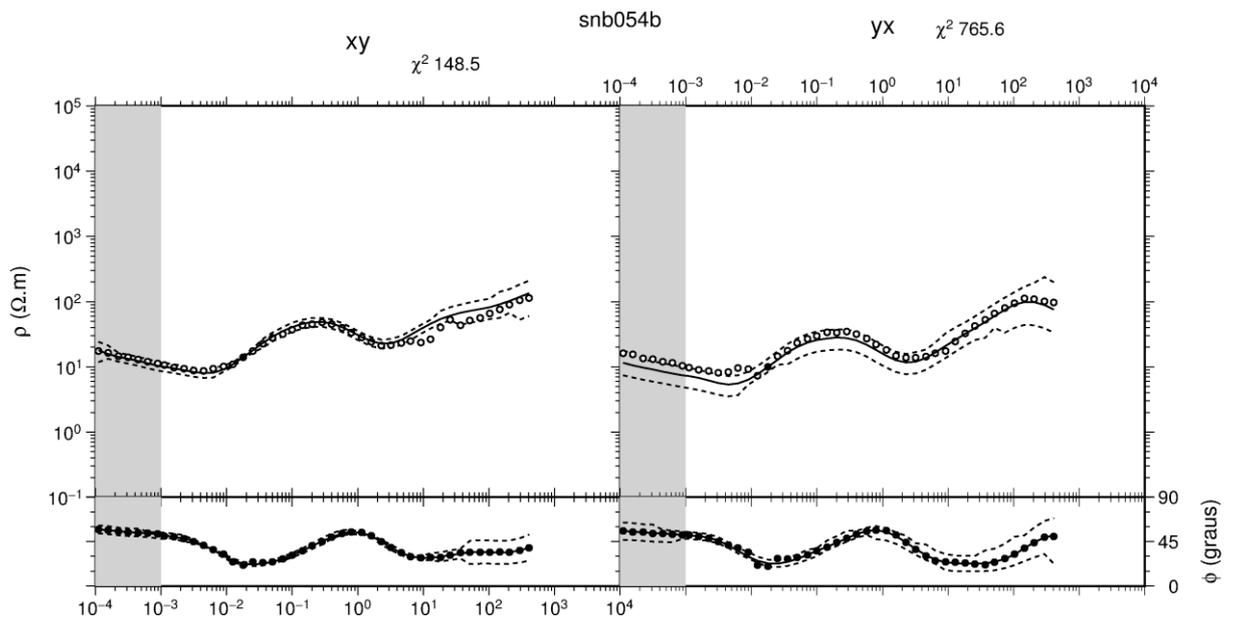
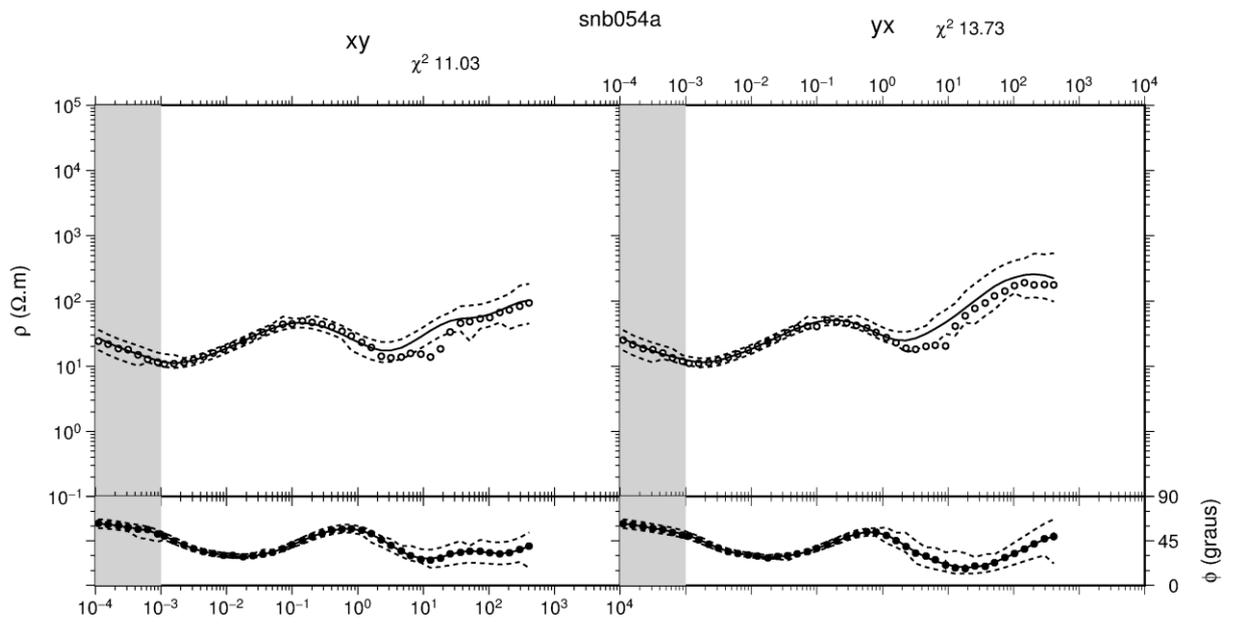


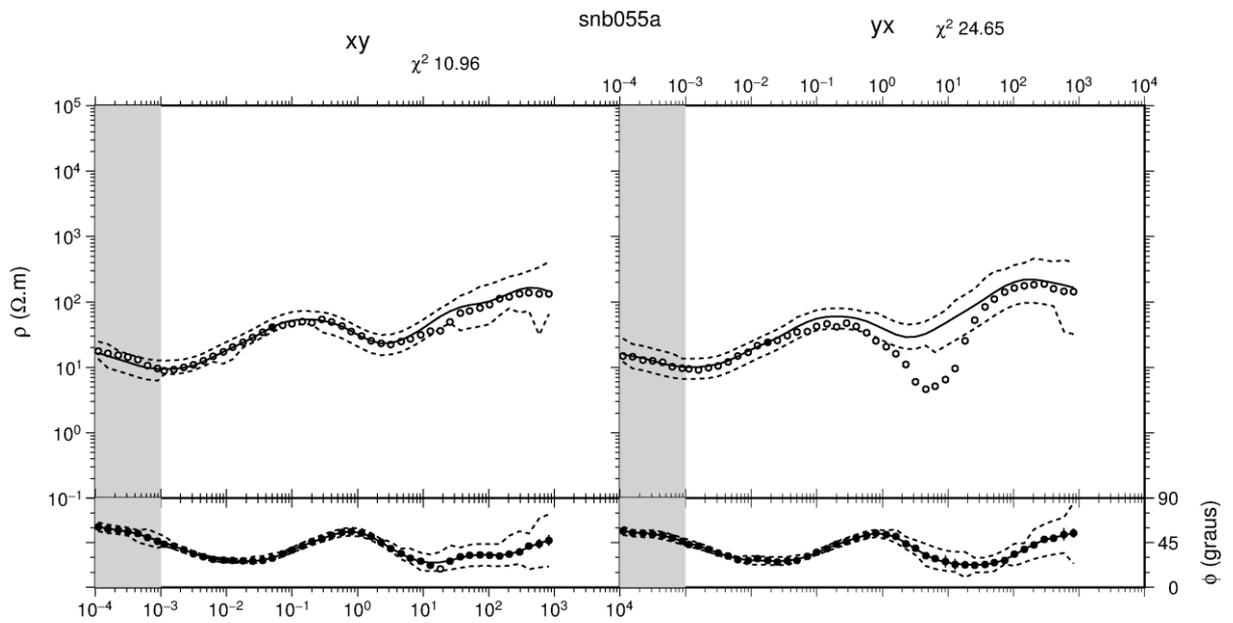




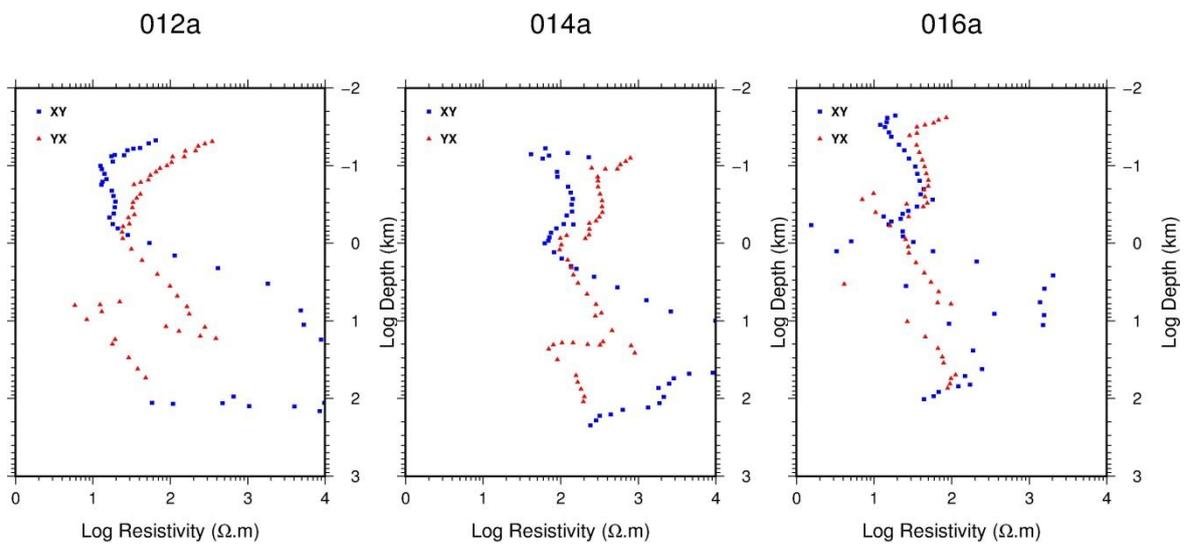




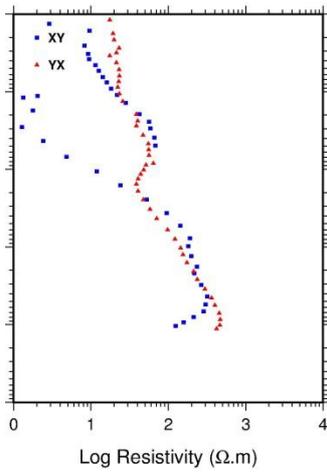




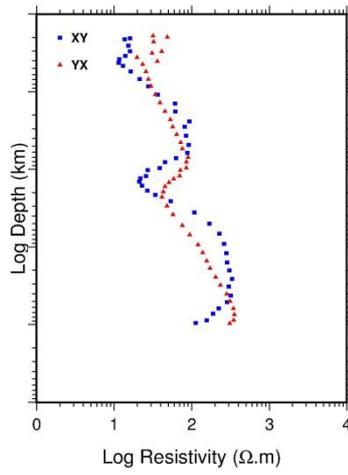
3) Análise de Penetração do Sinal pela Transformada Niblet-Bostick



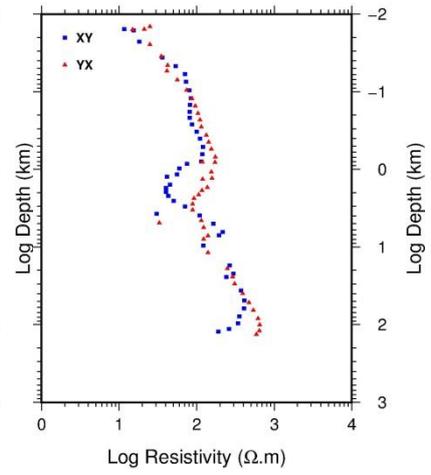
029a



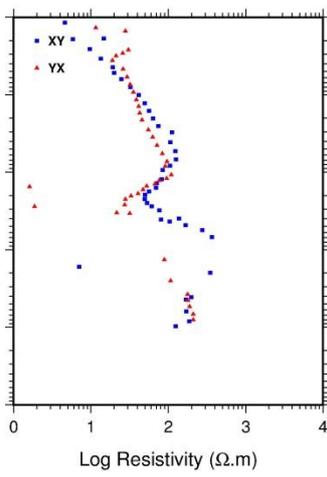
030a



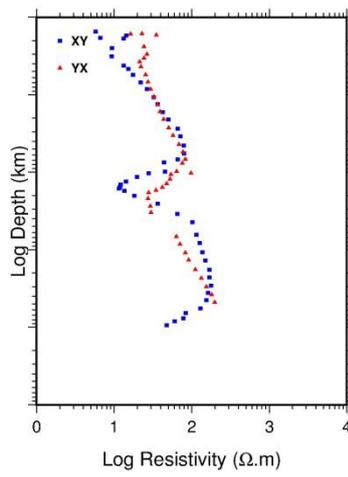
031a



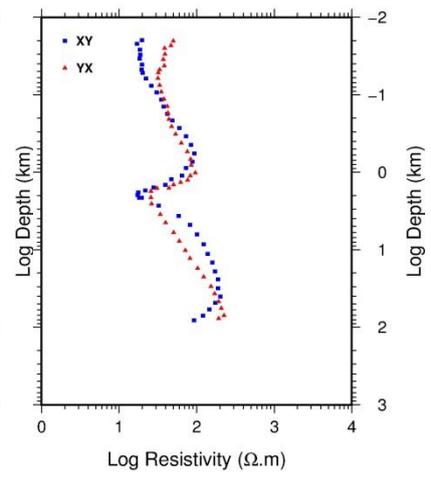
032a



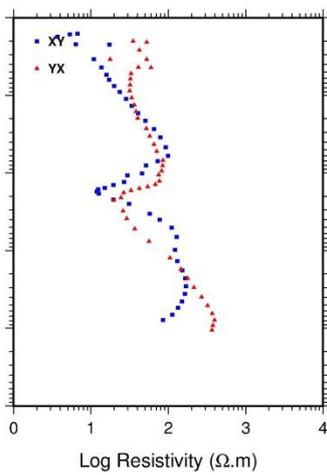
033a



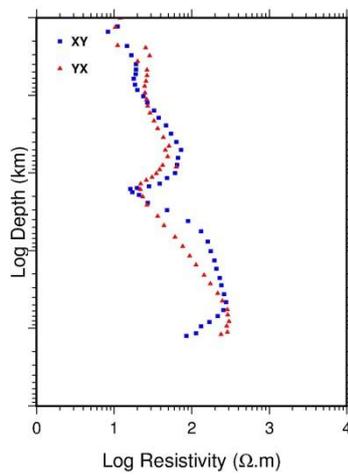
034a



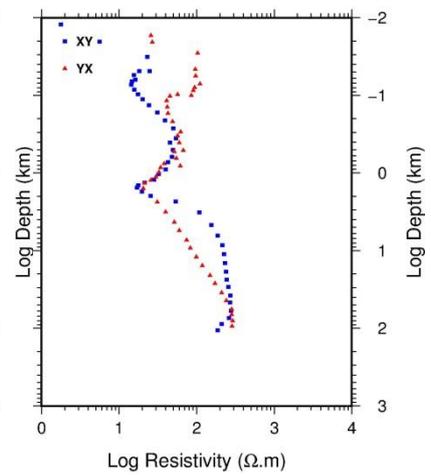
035a



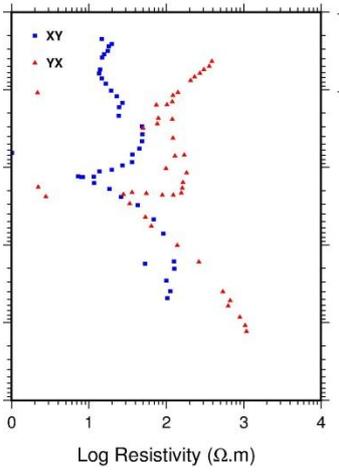
036a



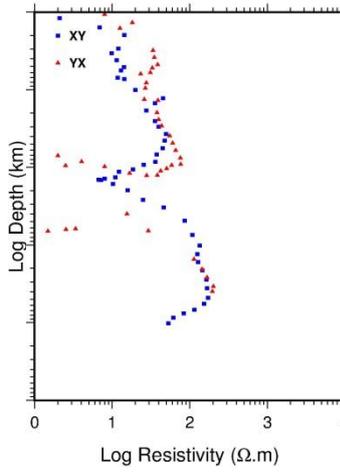
037a



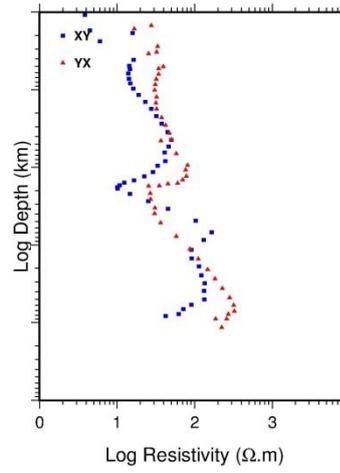
038a



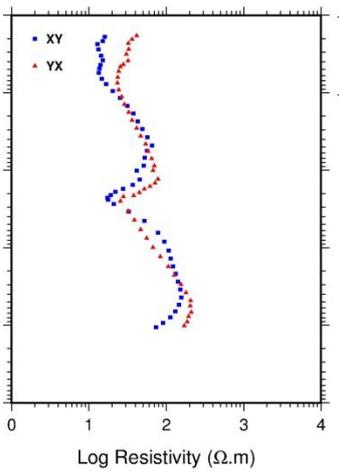
039a



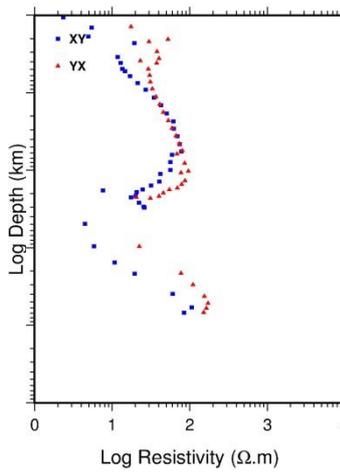
040a



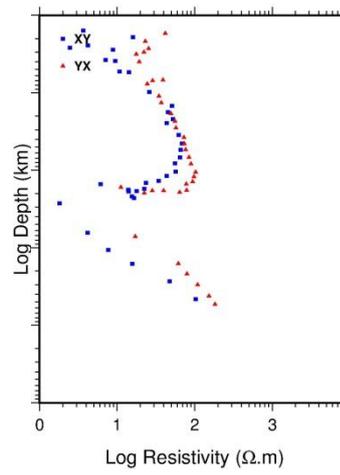
041a



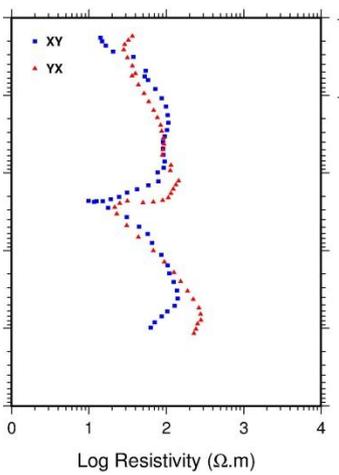
042a06



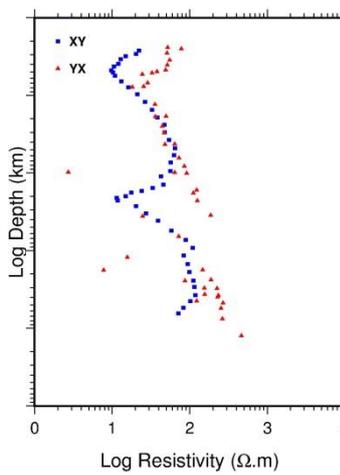
042a07



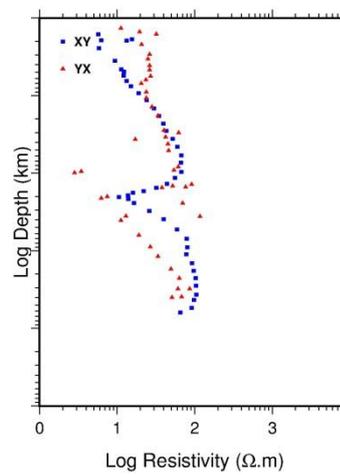
043a



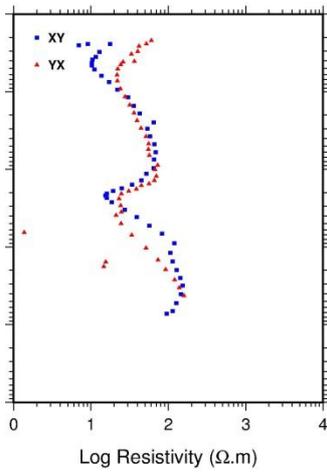
044a



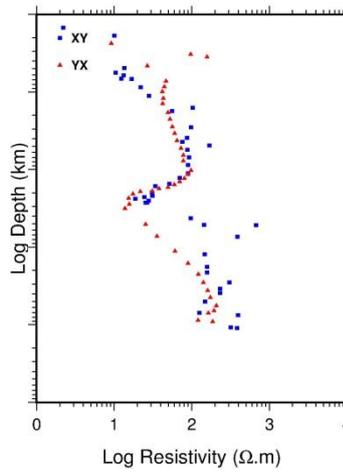
044b



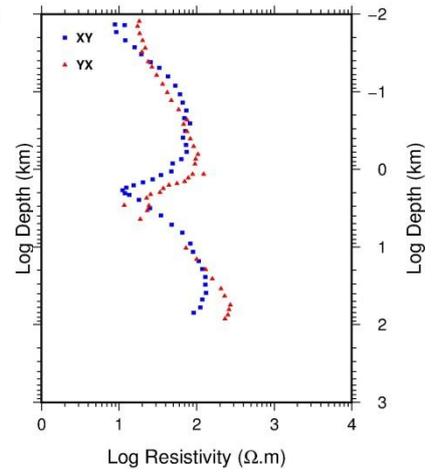
045a



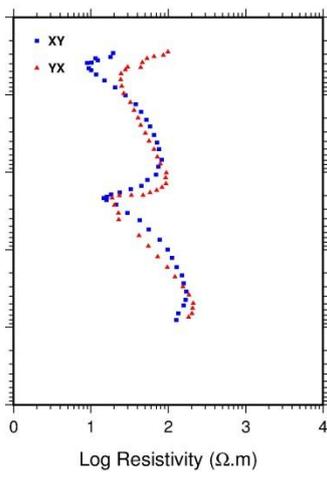
045b



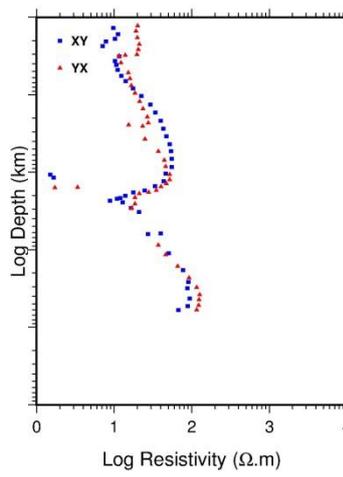
046a



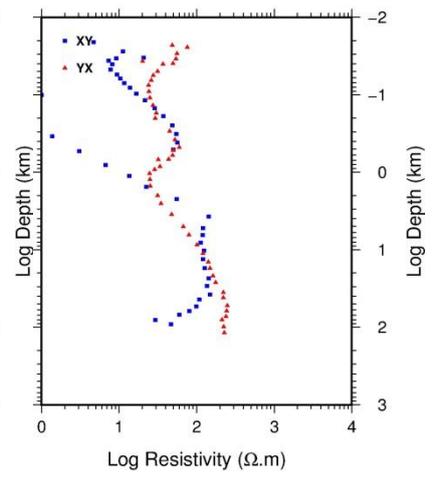
047a



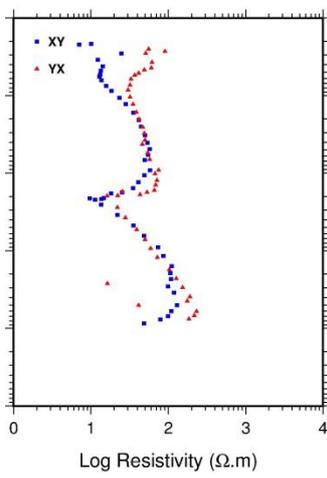
049a



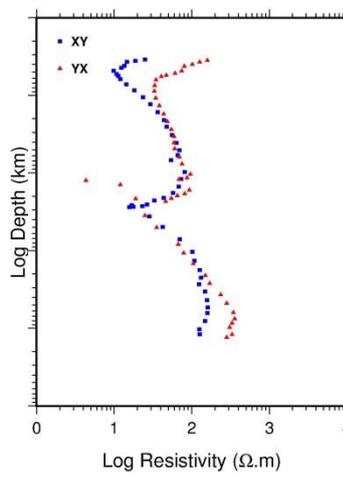
050a



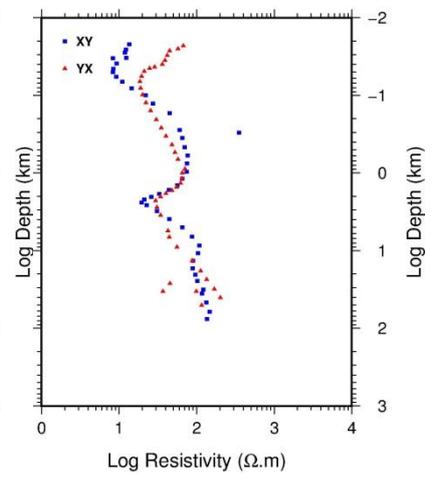
050b



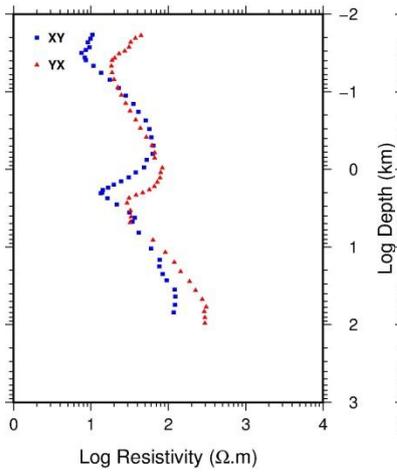
051a



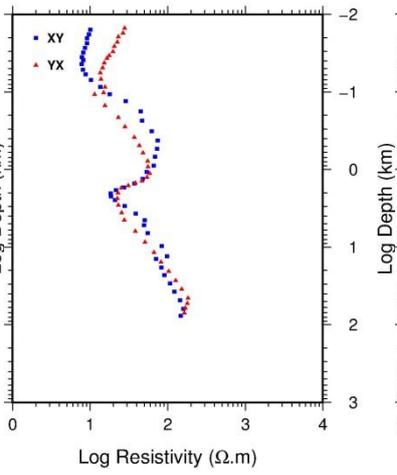
053a



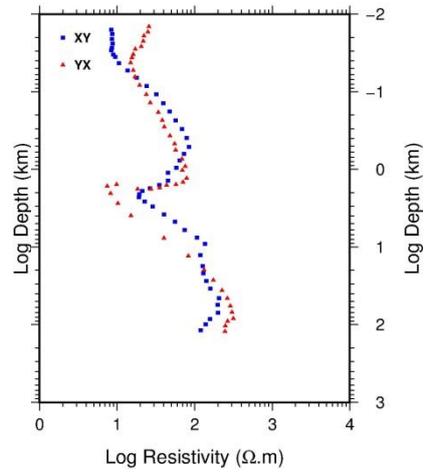
054a



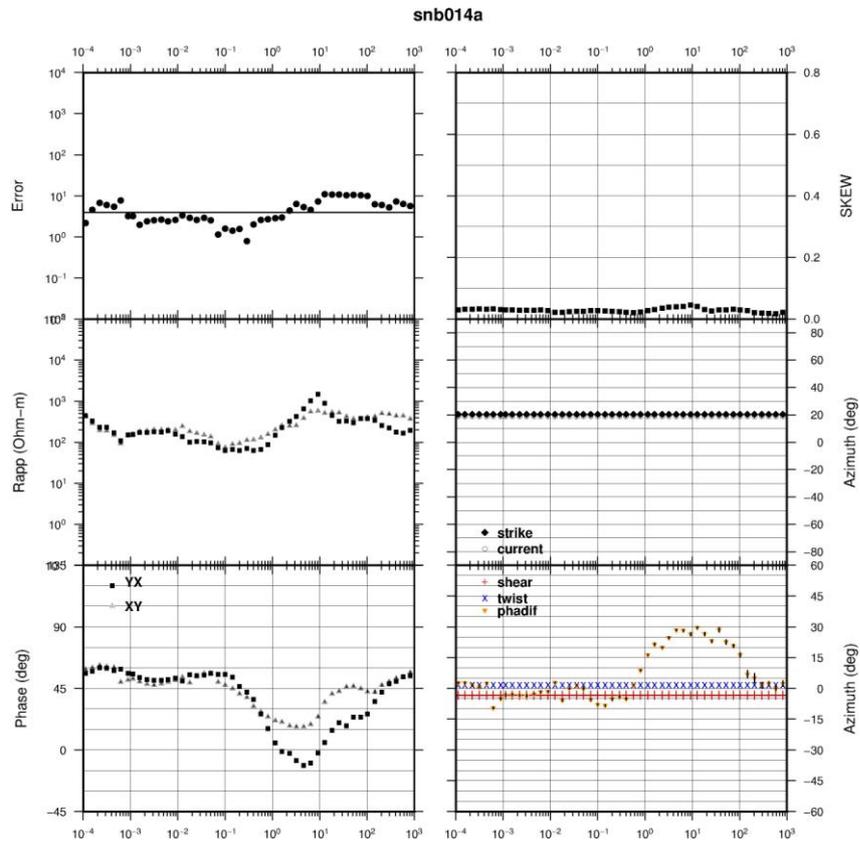
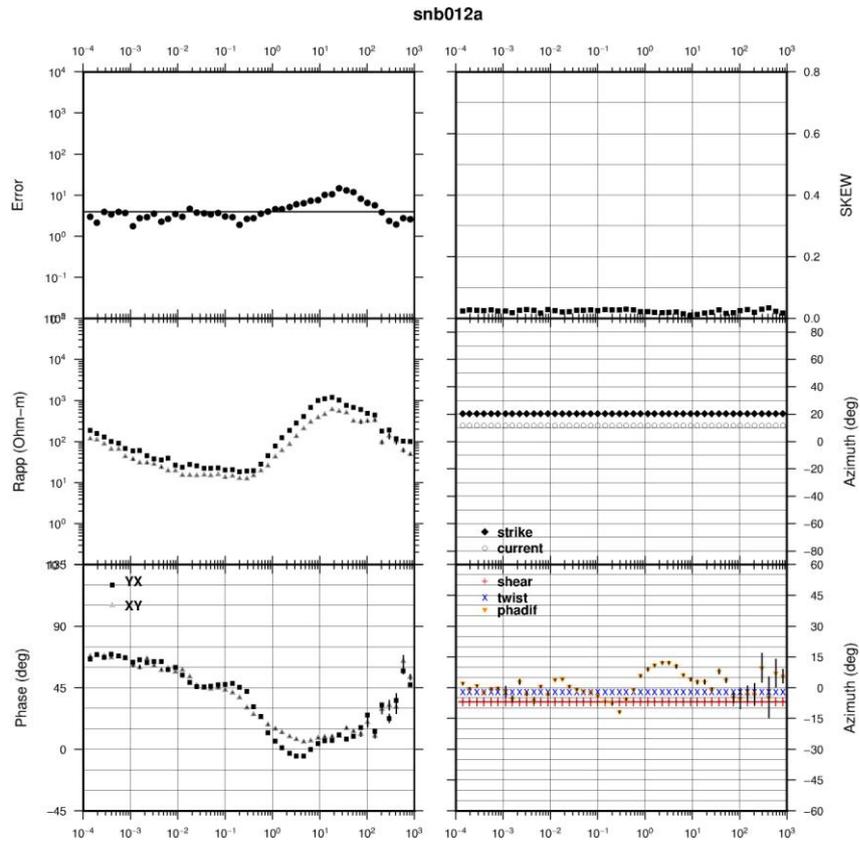
054b



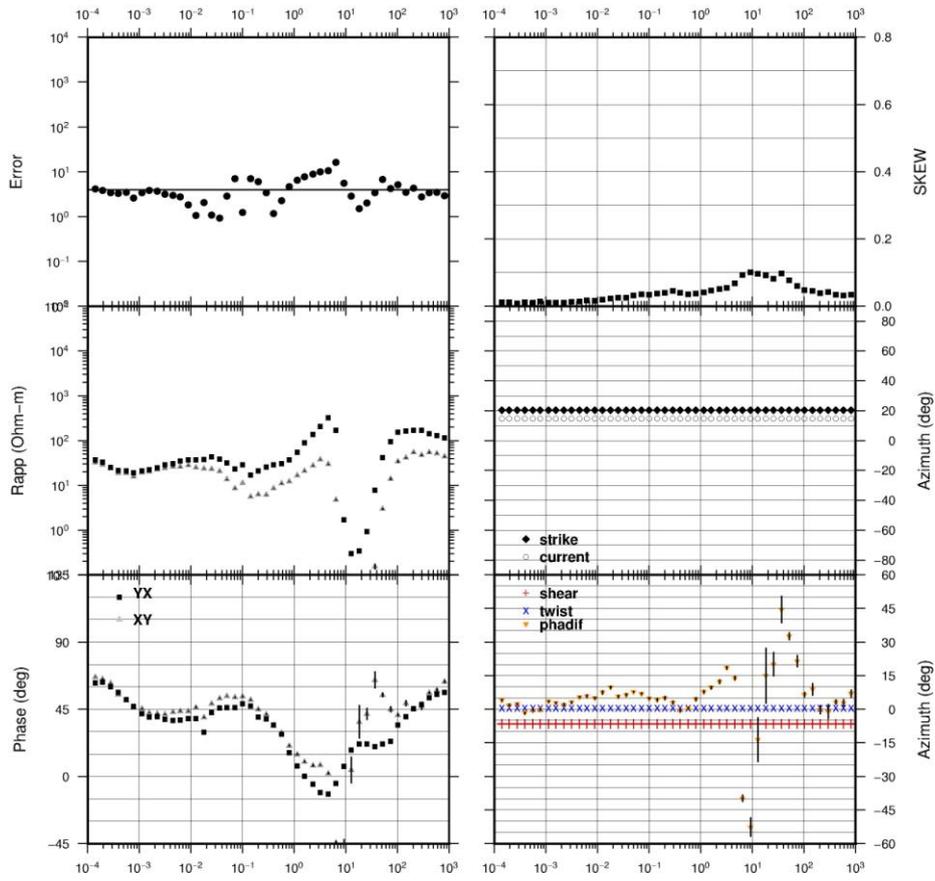
055a



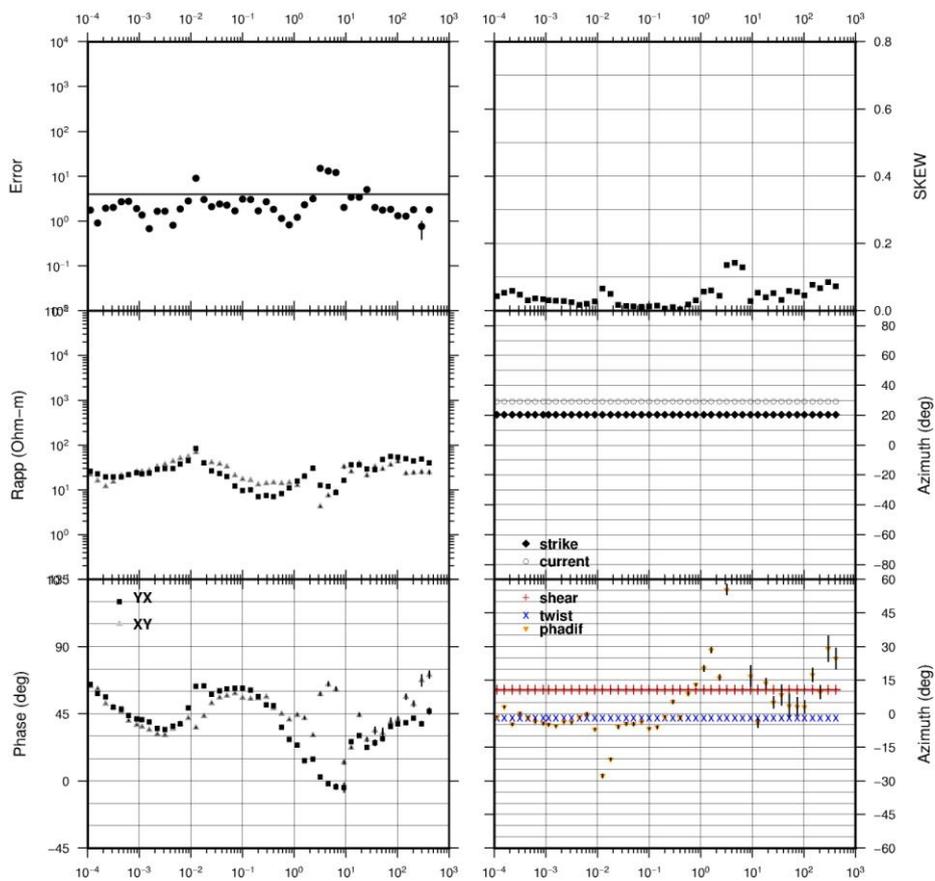
4) Resultados finais da decomposição Groom-Bailey para cada estação



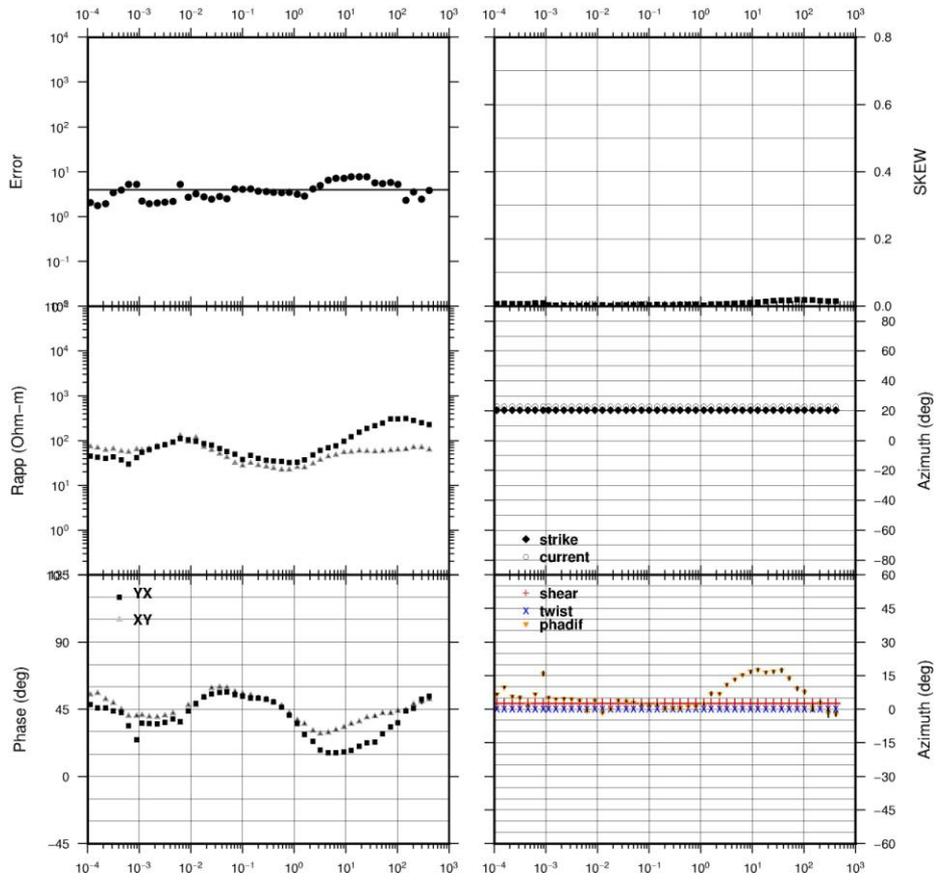
snb016a



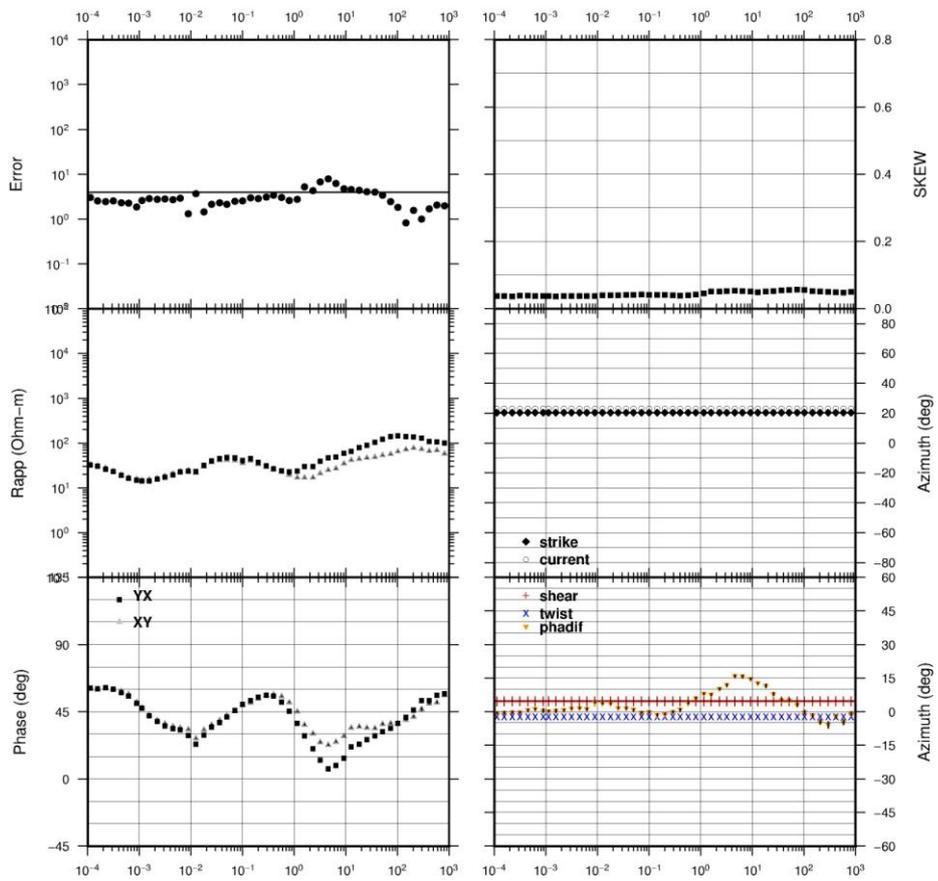
snb020a



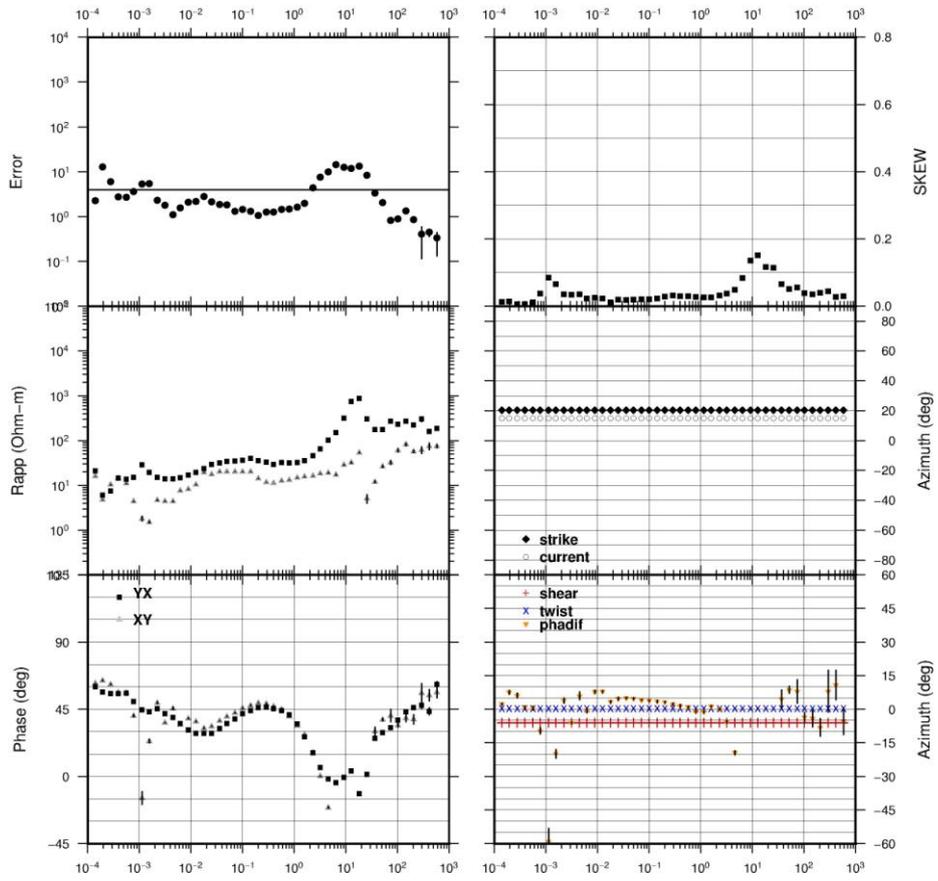
snb021a



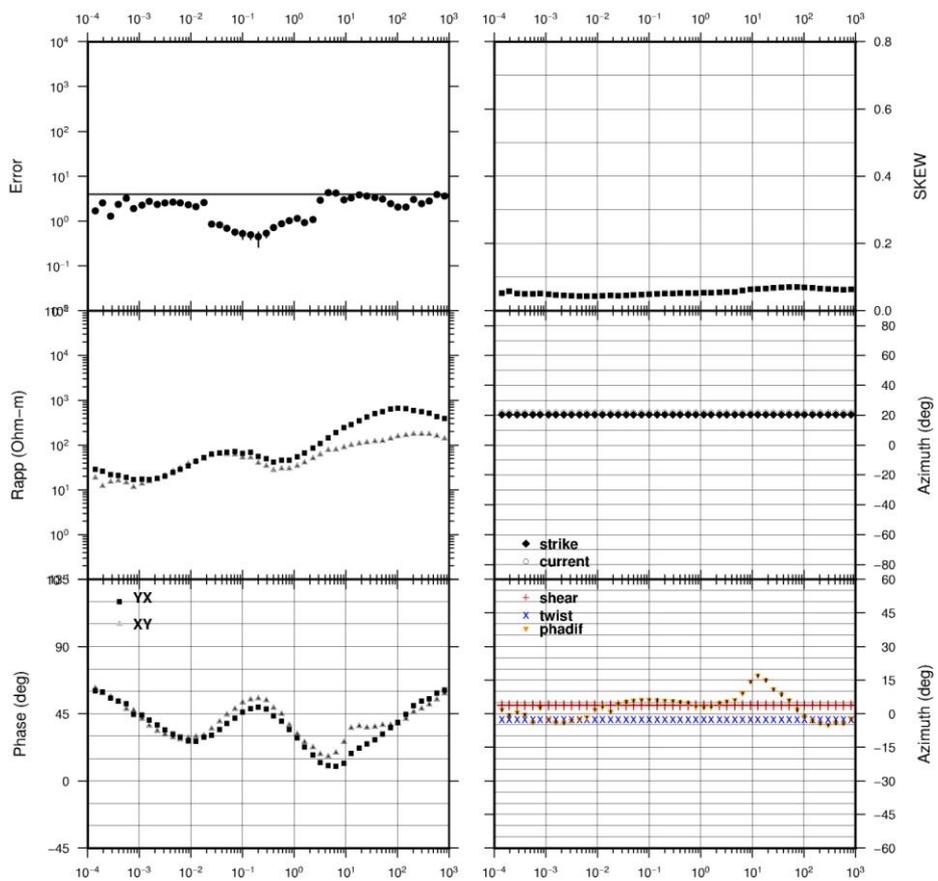
snb022a



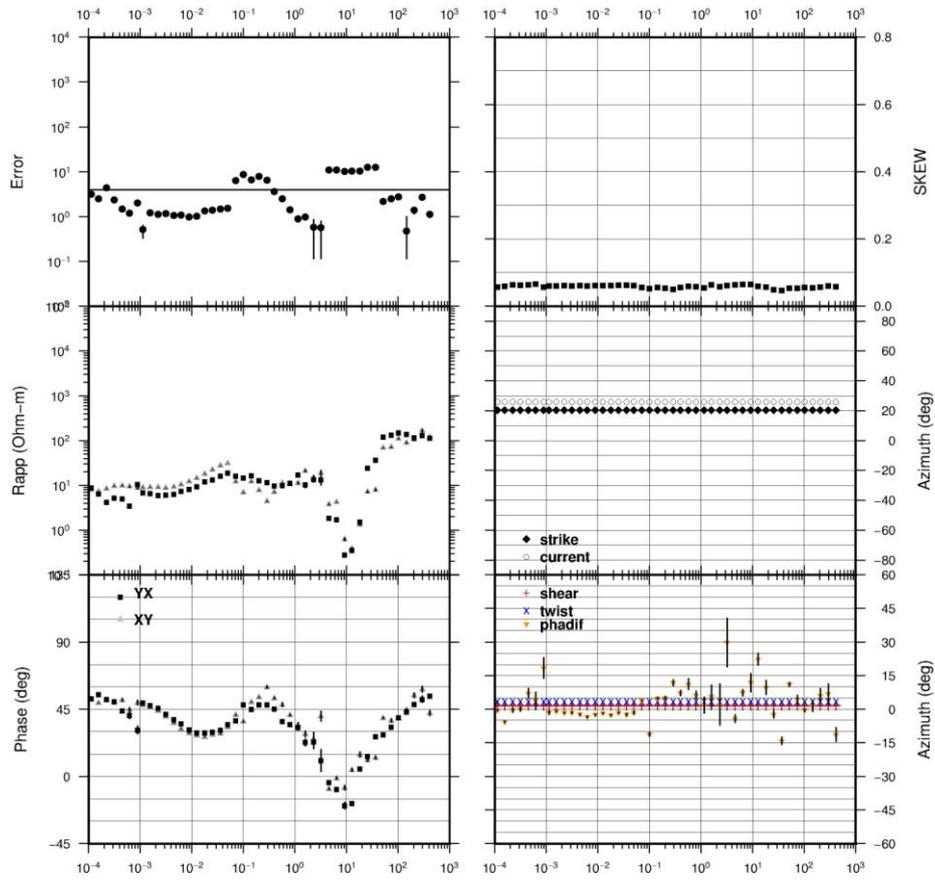
snb023a



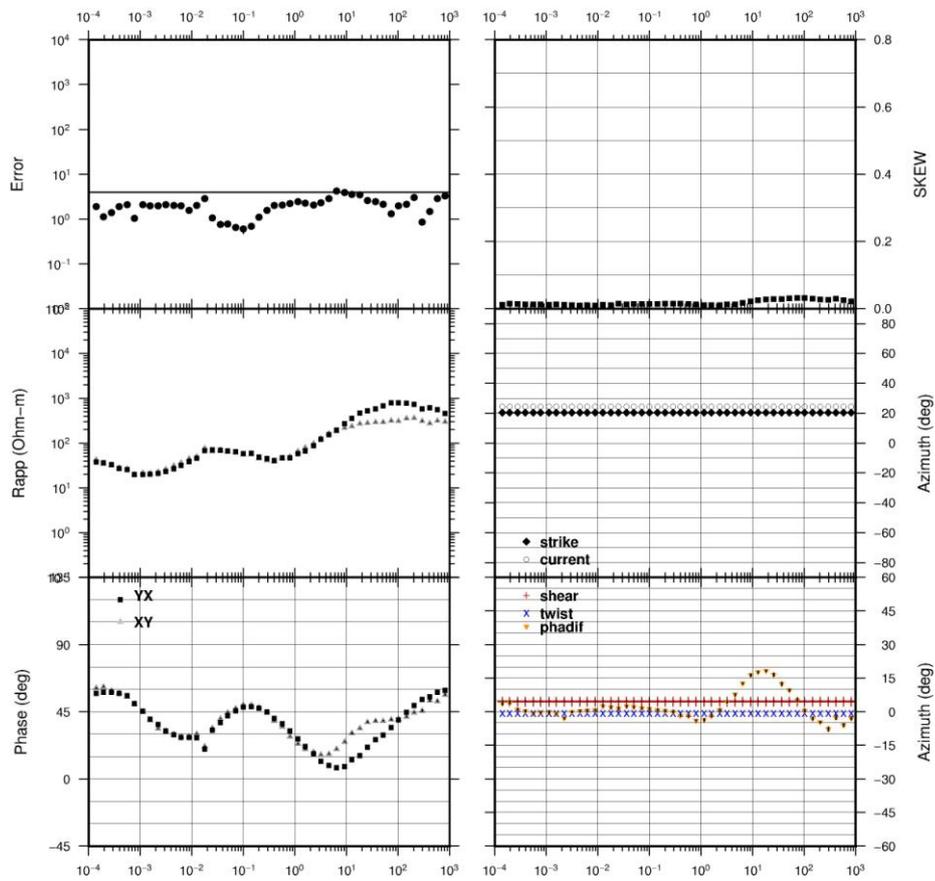
snb024a



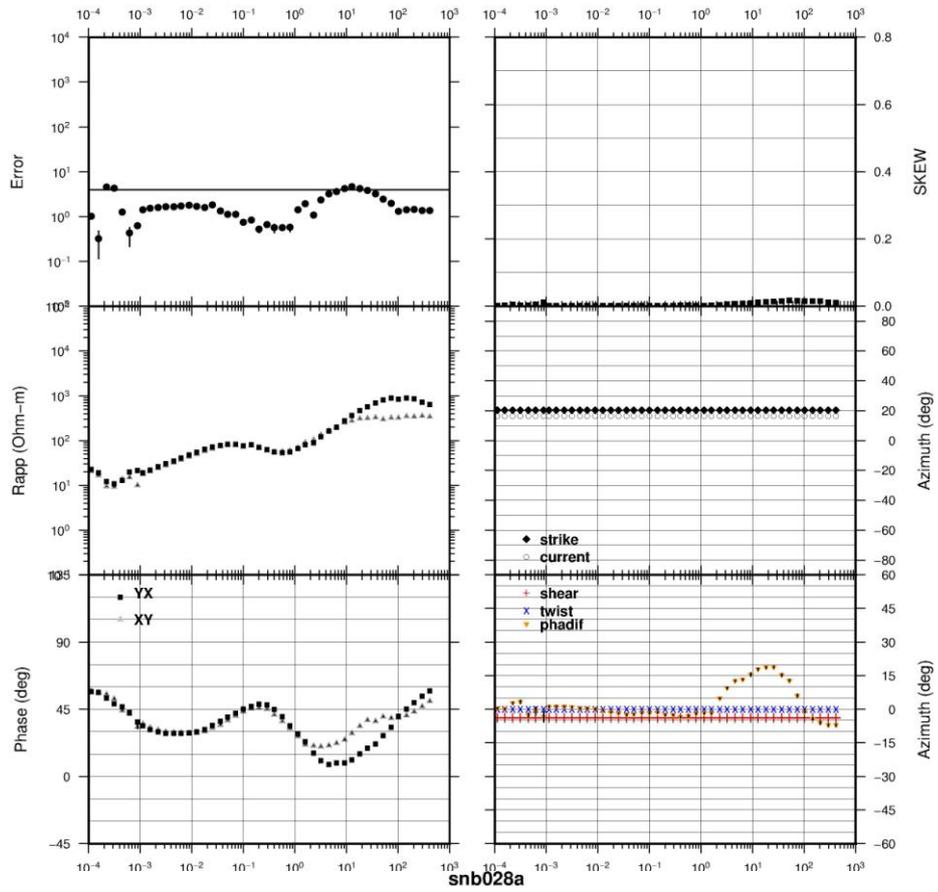
snb025a



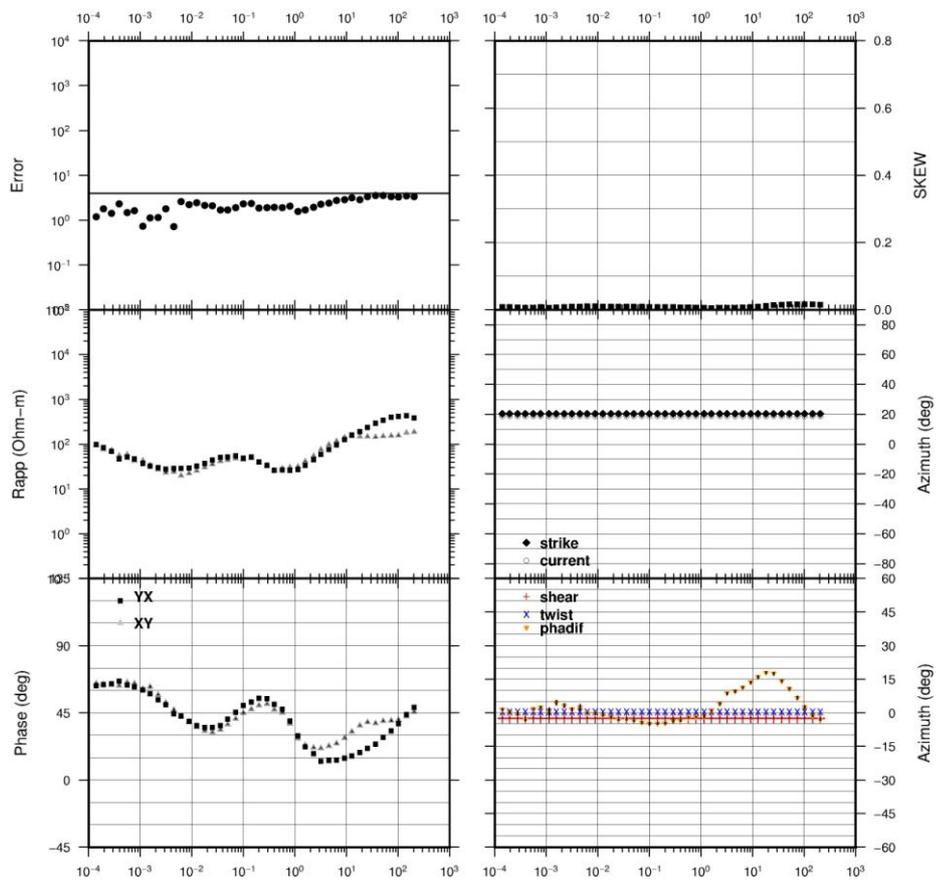
snb026a



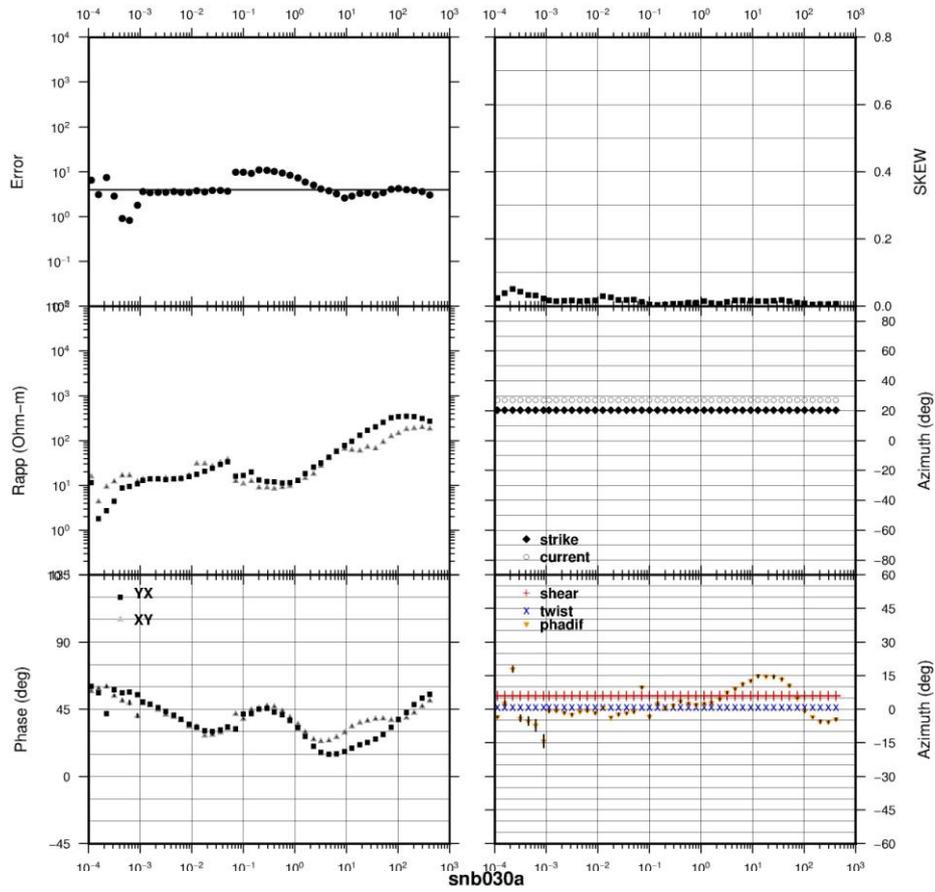
snb027a



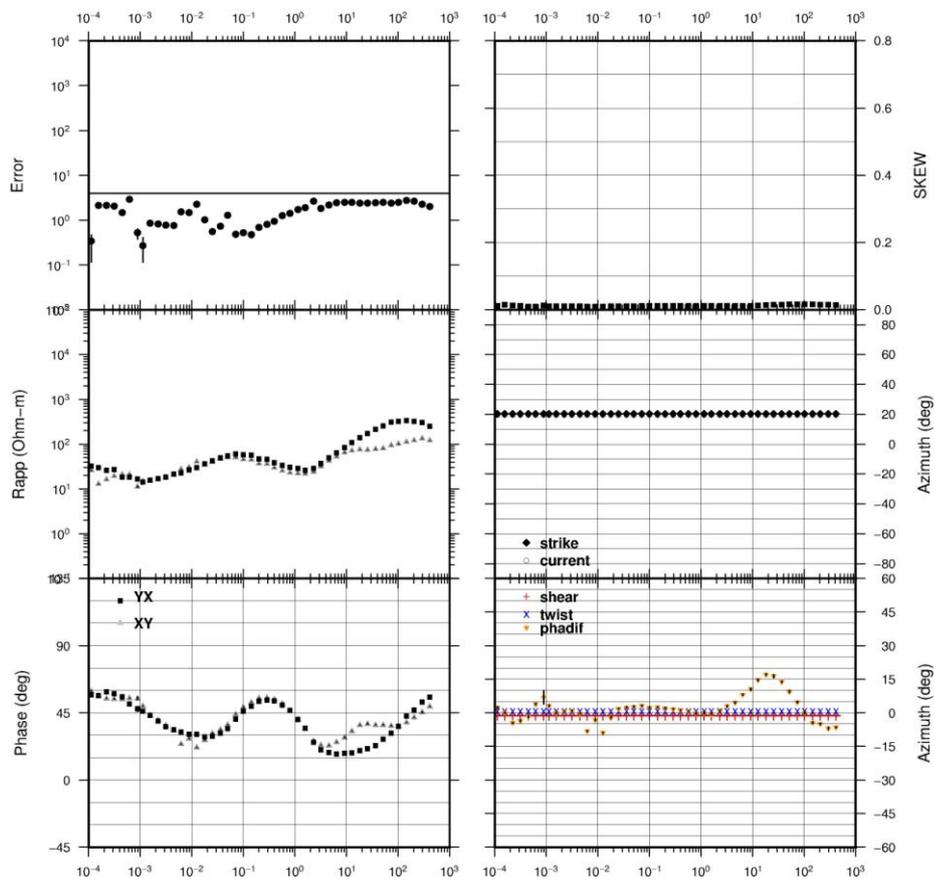
snb028a



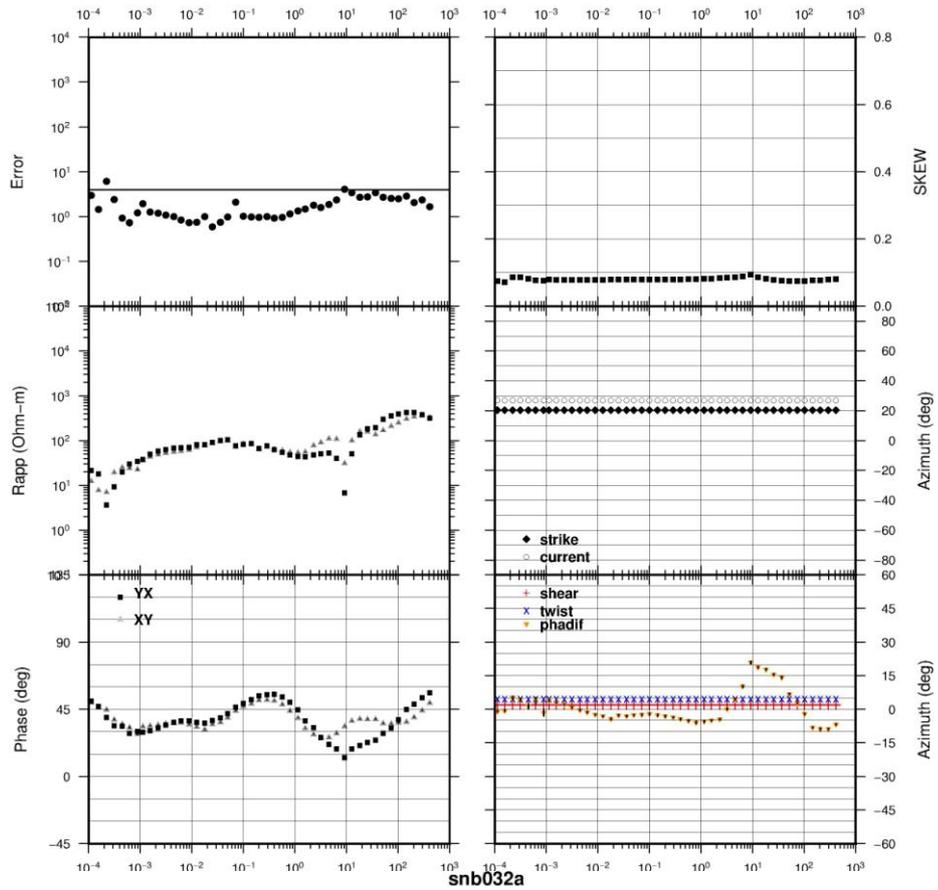
snb029a



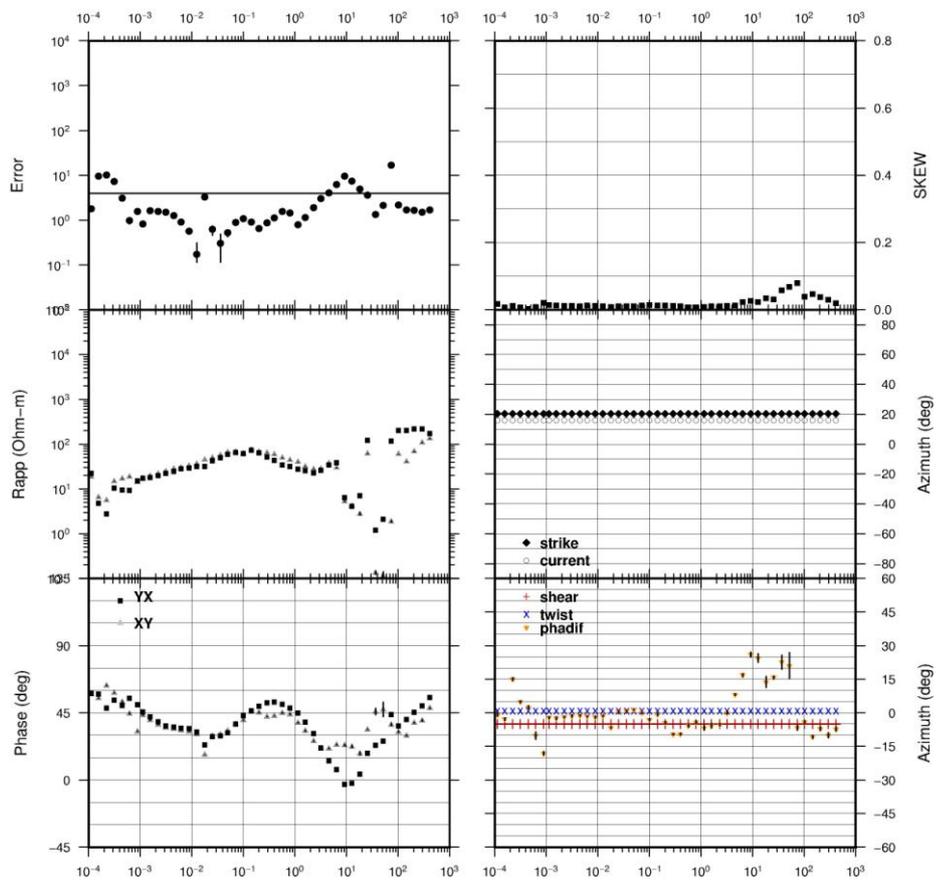
snb030a



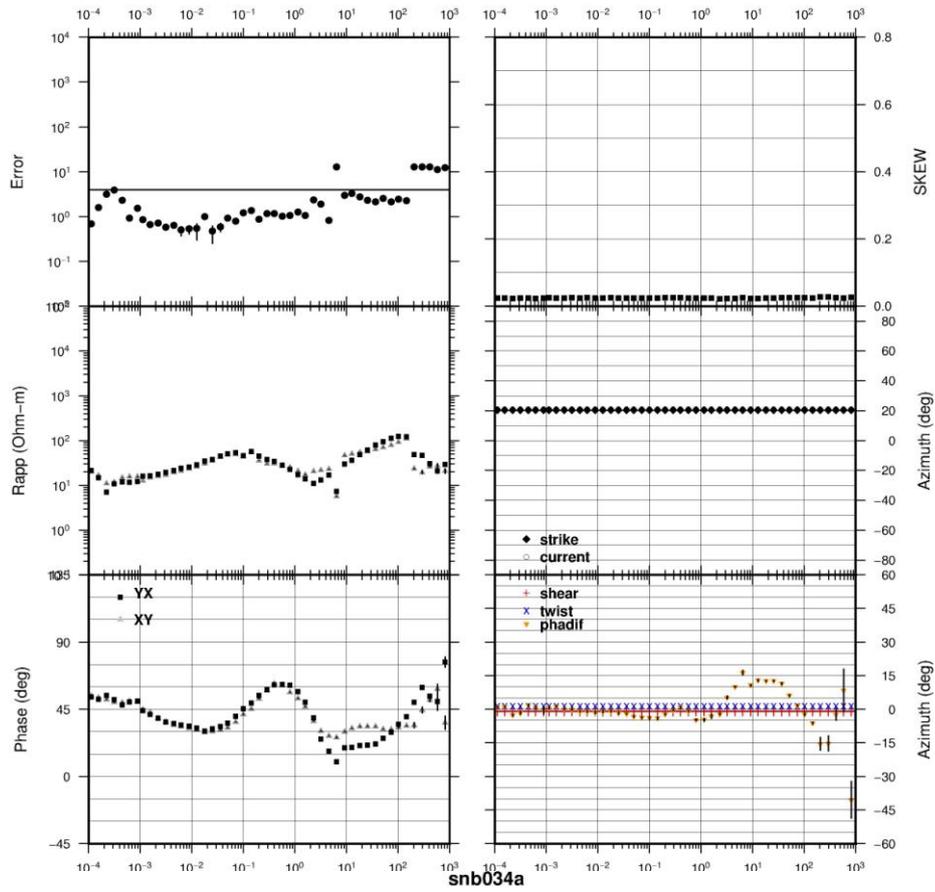
snb031a



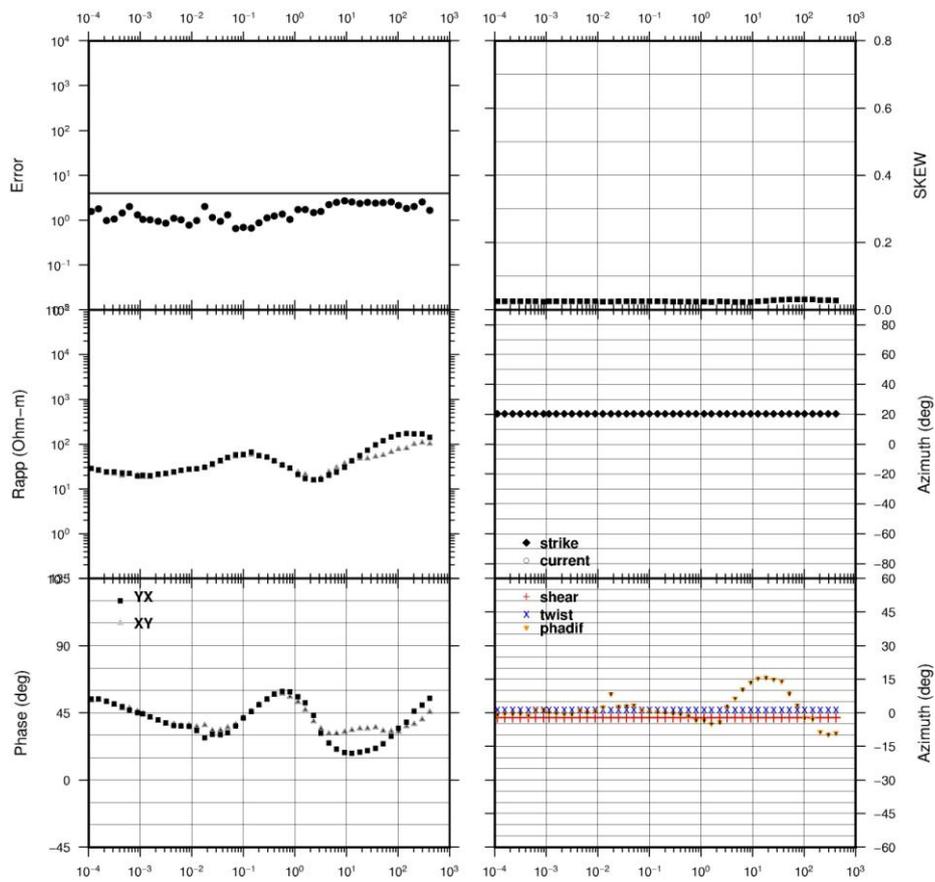
snb032a



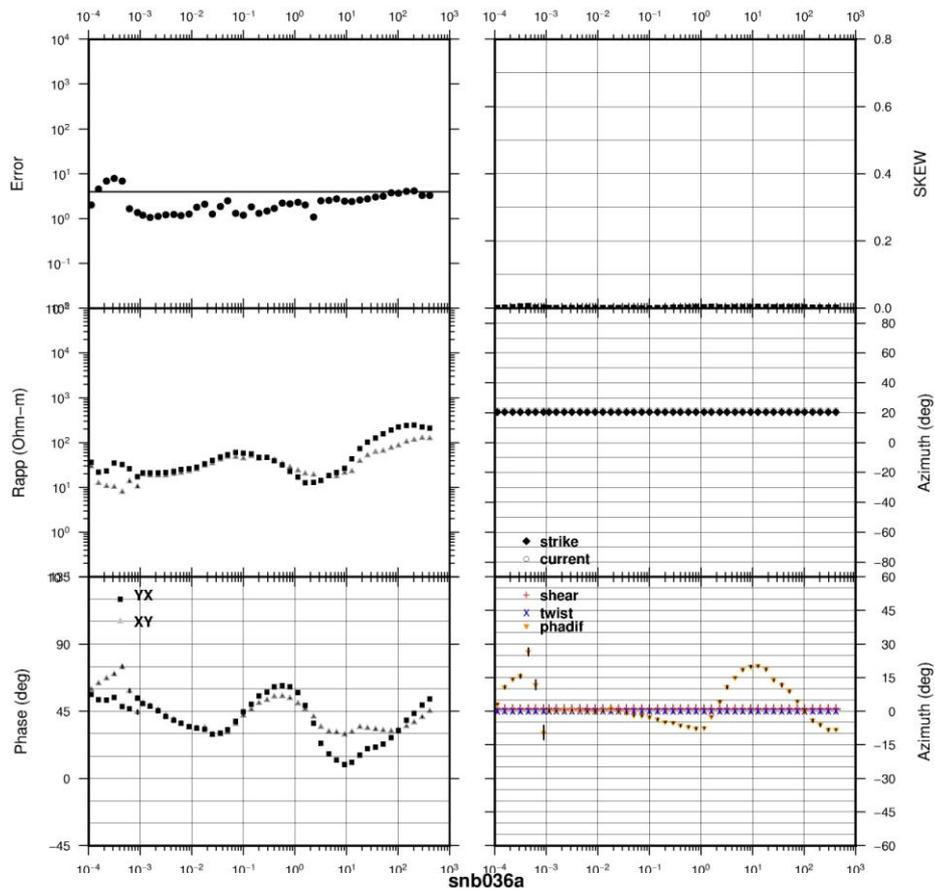
snb033a



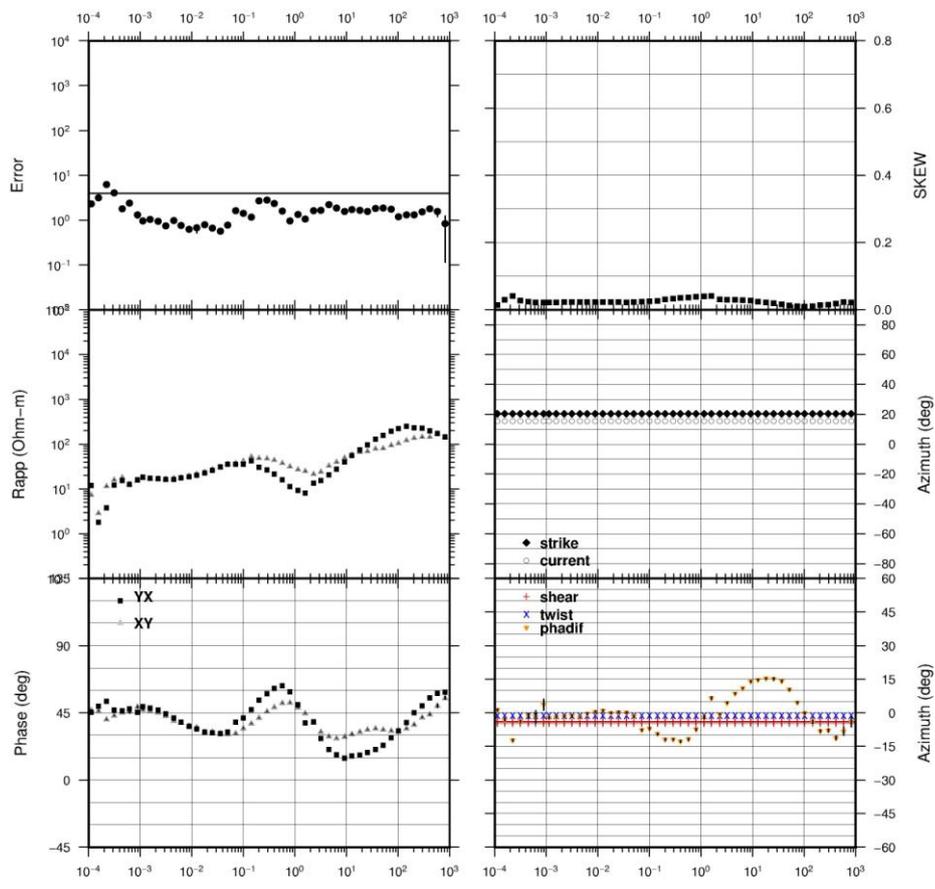
snb034a



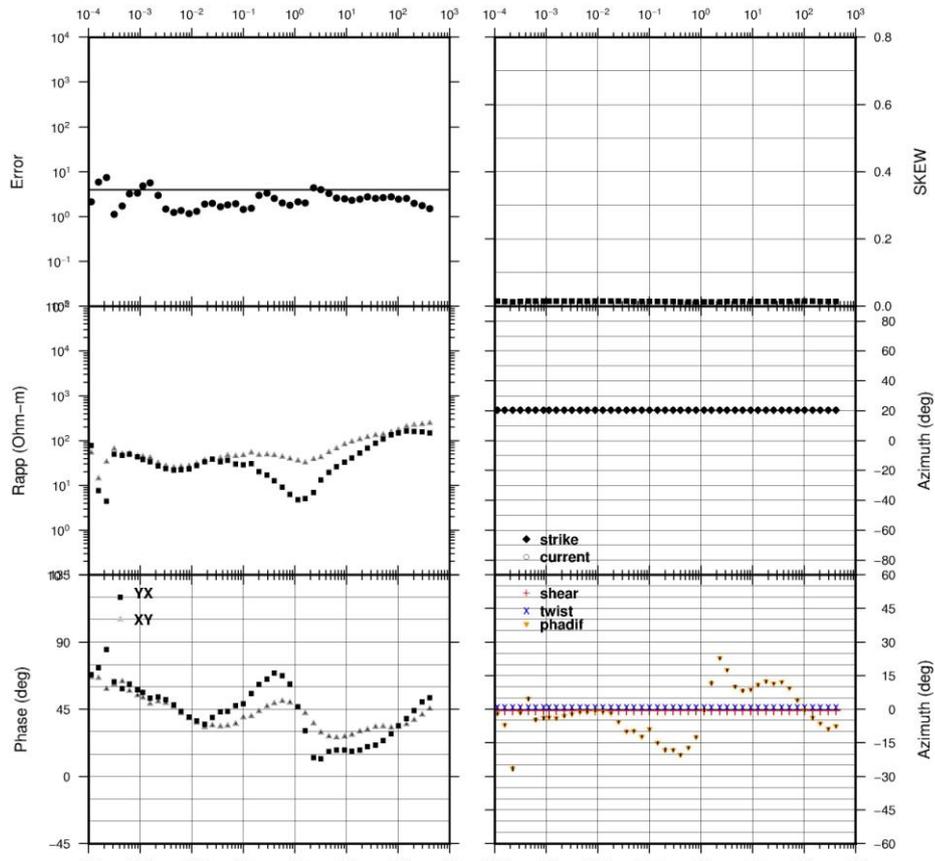
snb035a



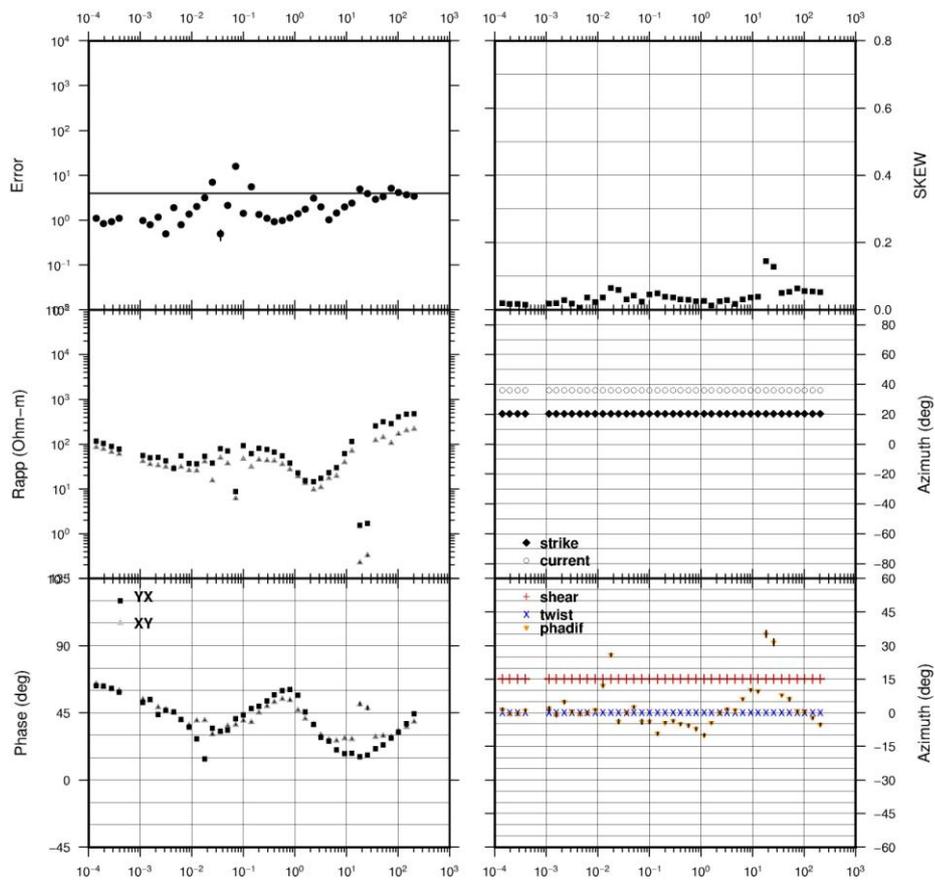
snb036a



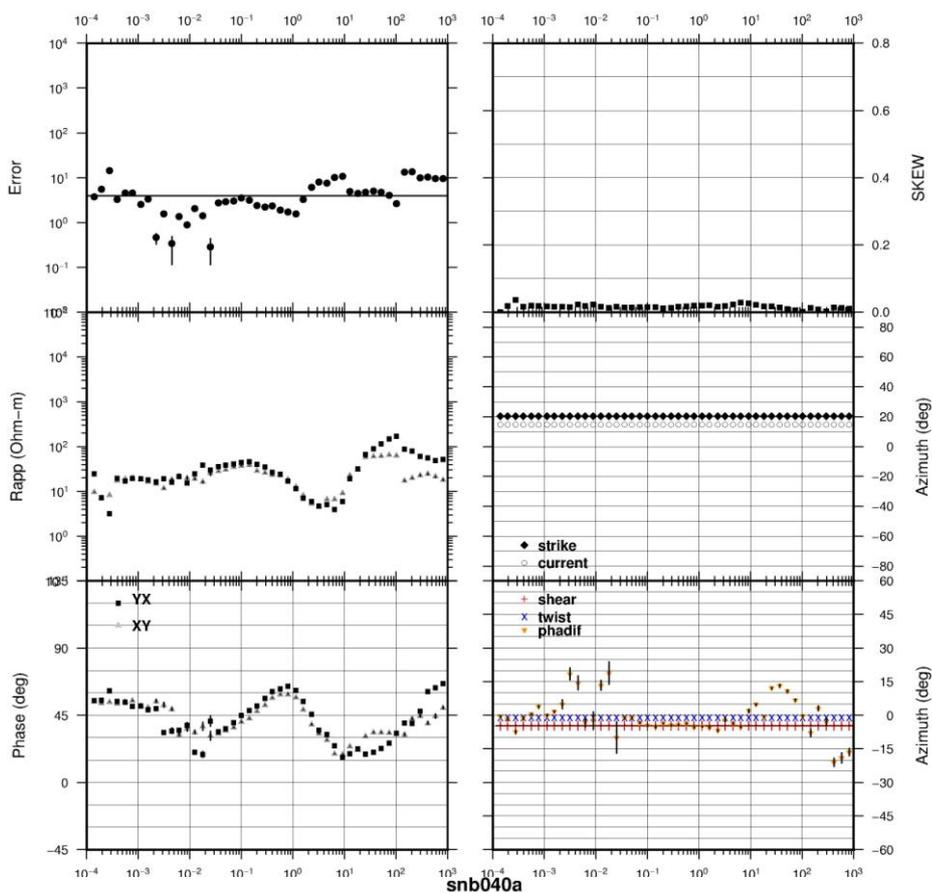
snb037a



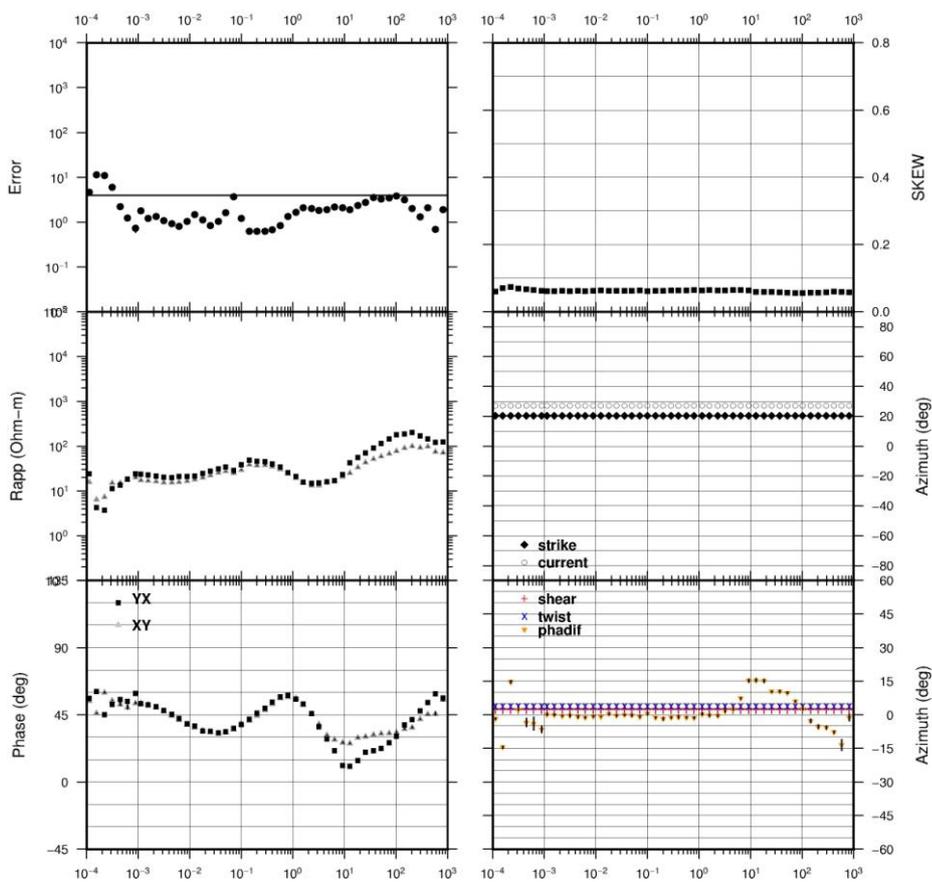
snb038a



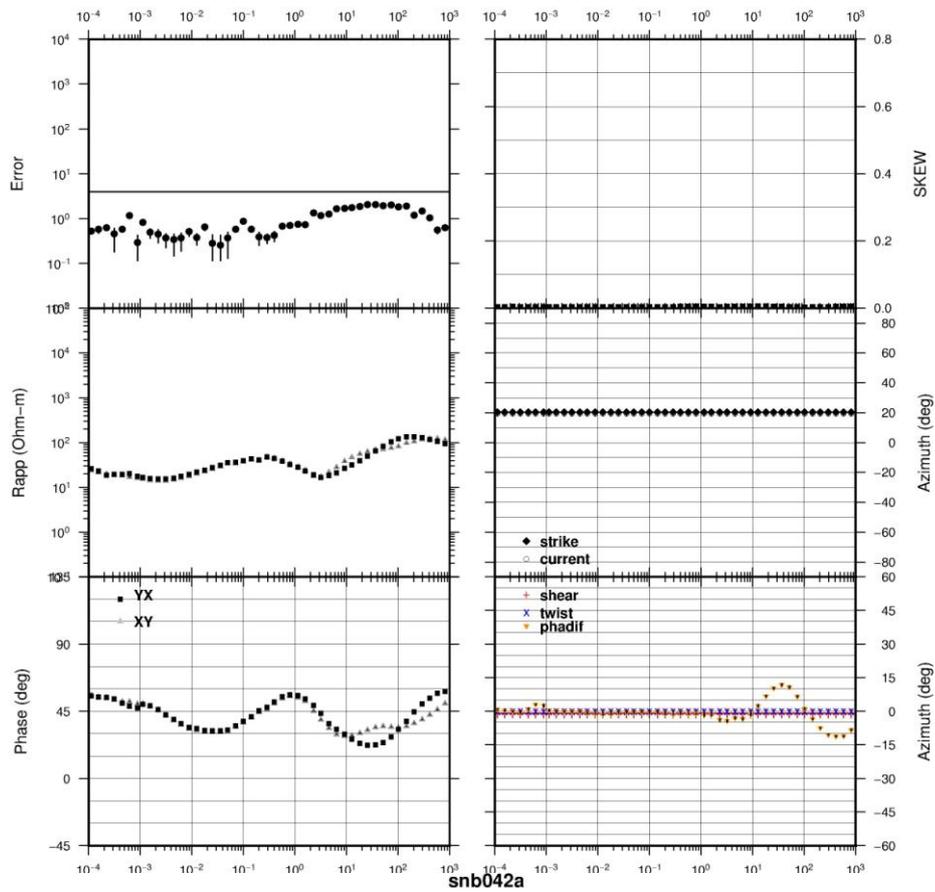
snb039a



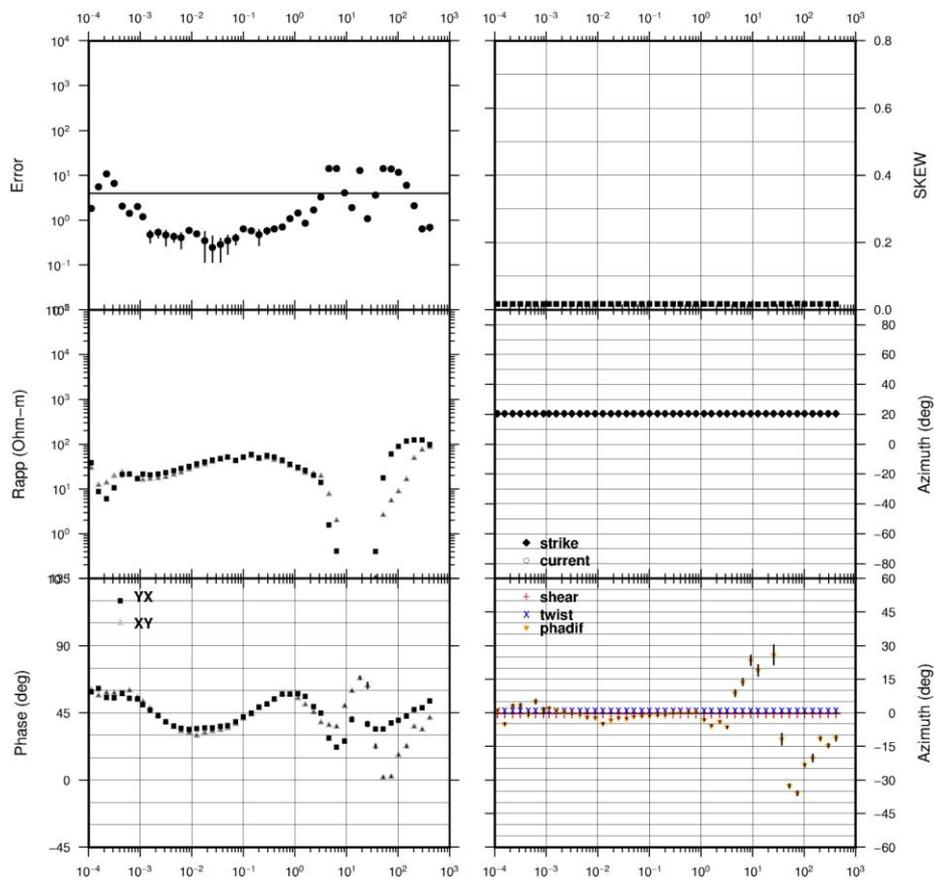
snb040a



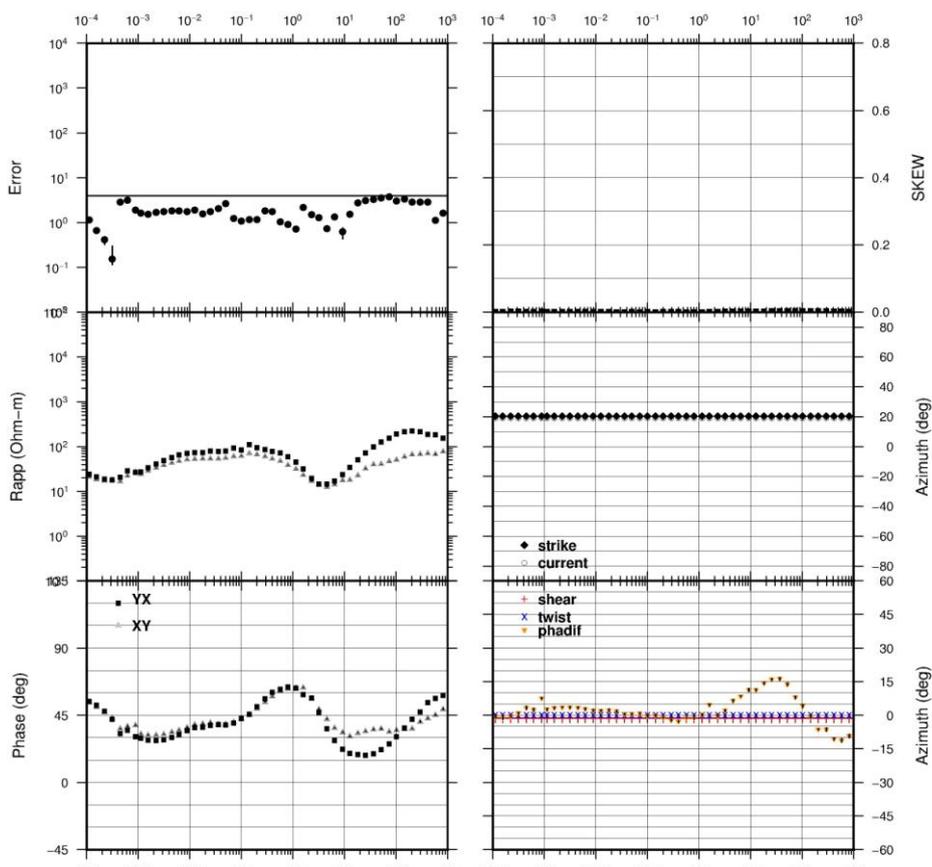
snb041a



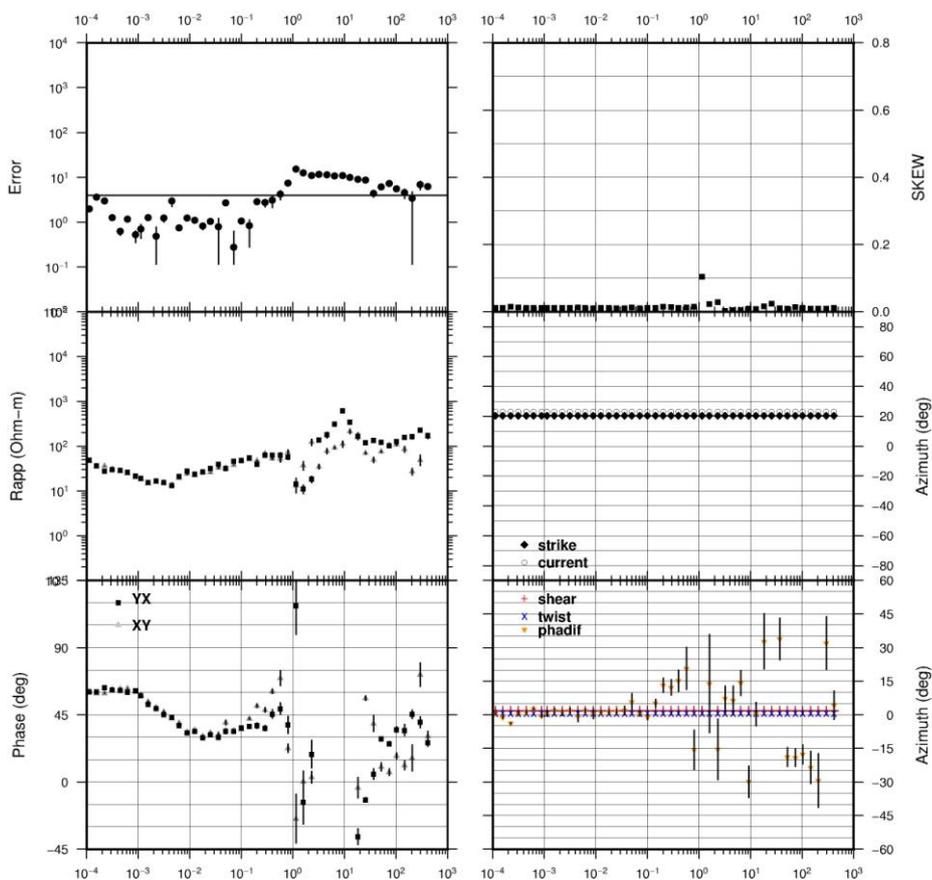
snb042a



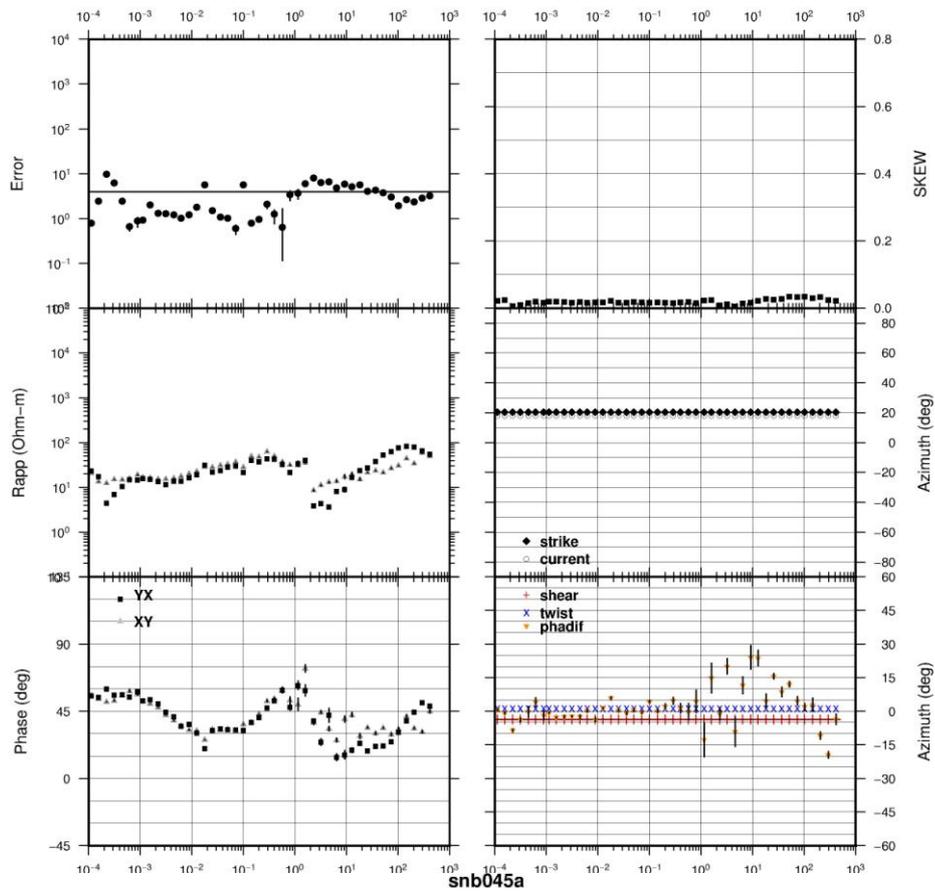
snb043a



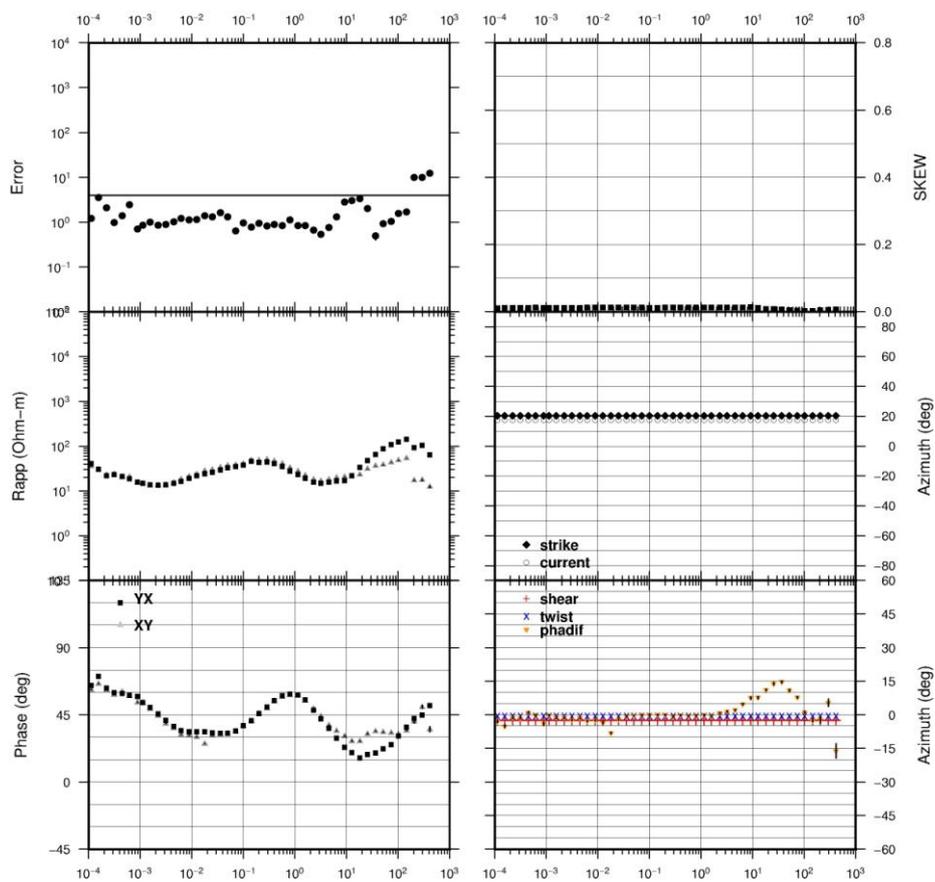
snb044a



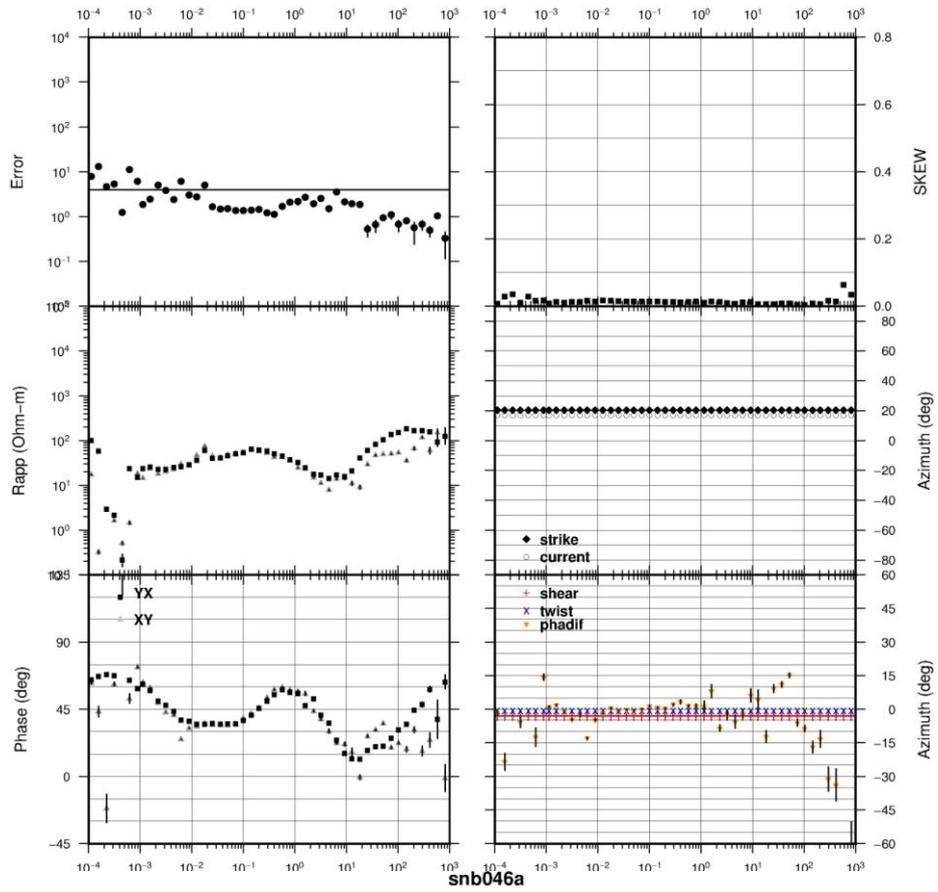
snb044b



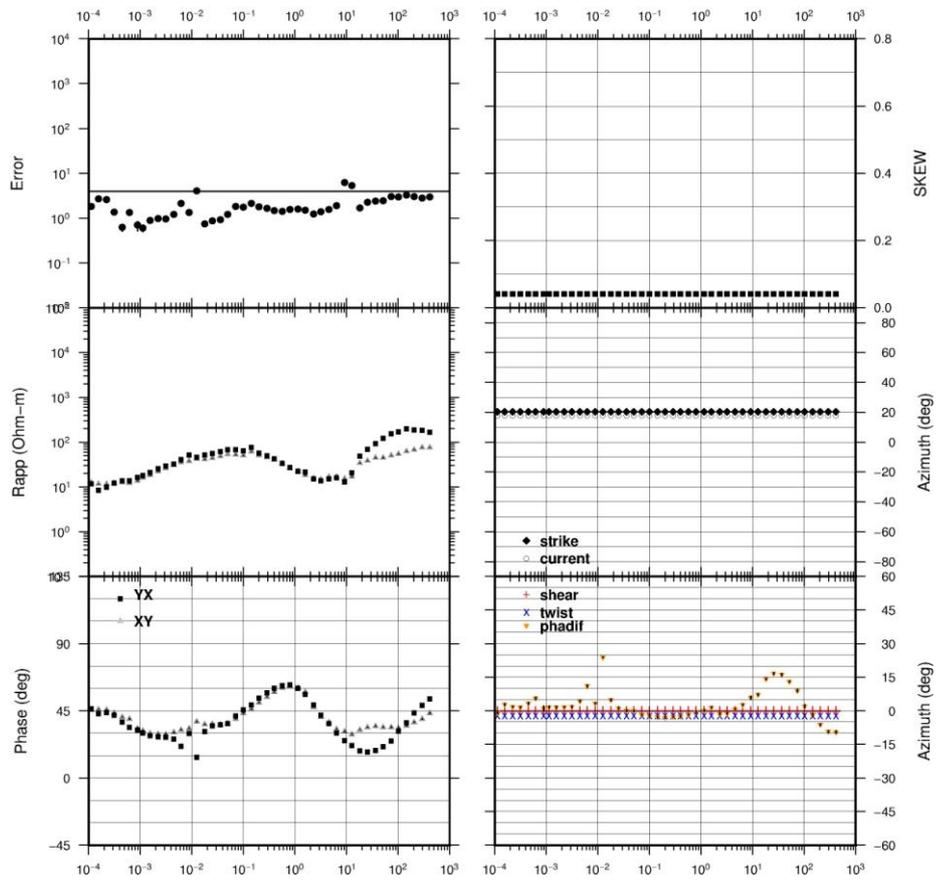
snb045a



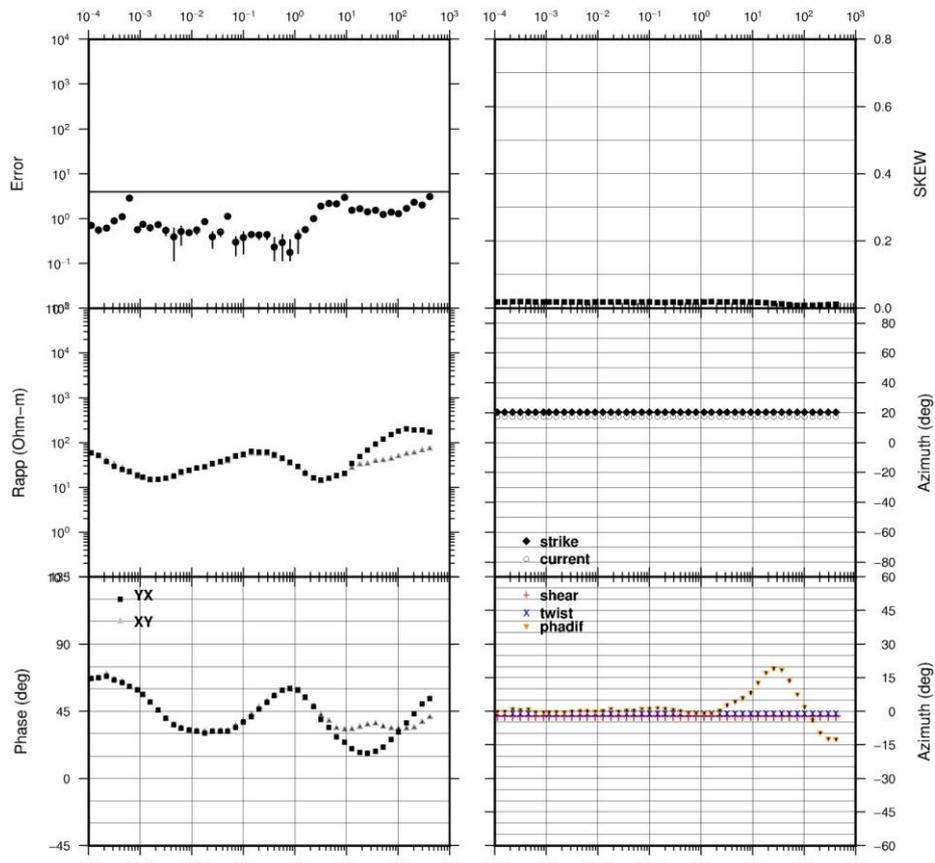
snb045b



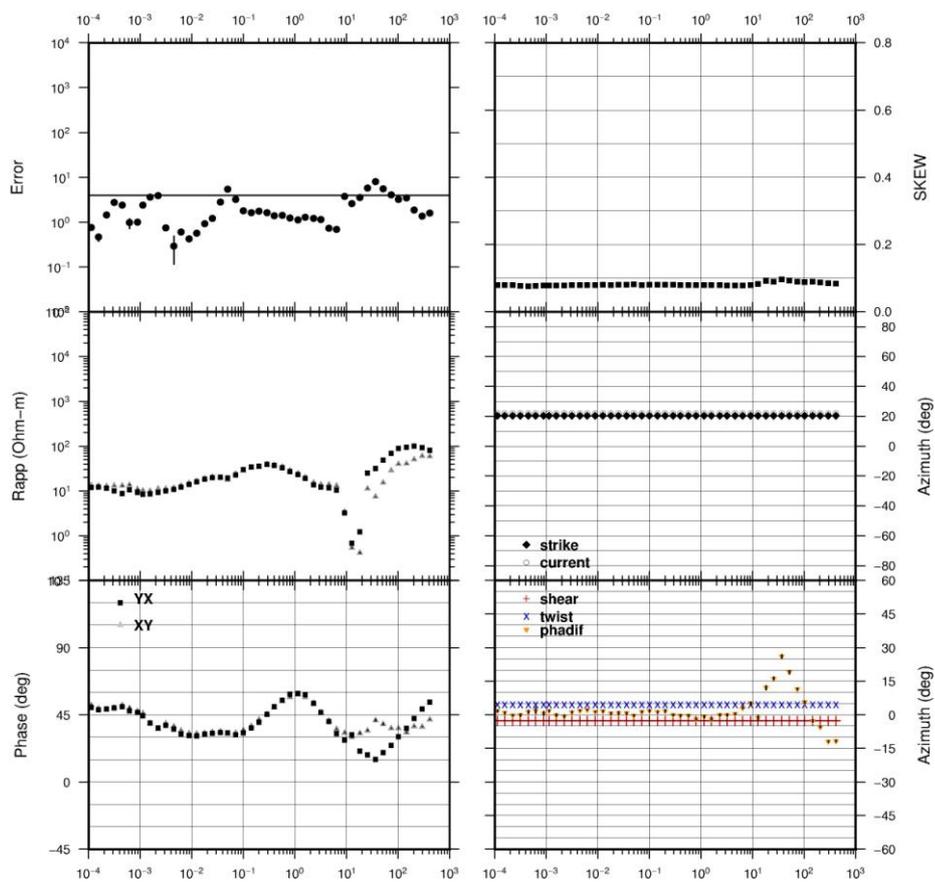
snb046a



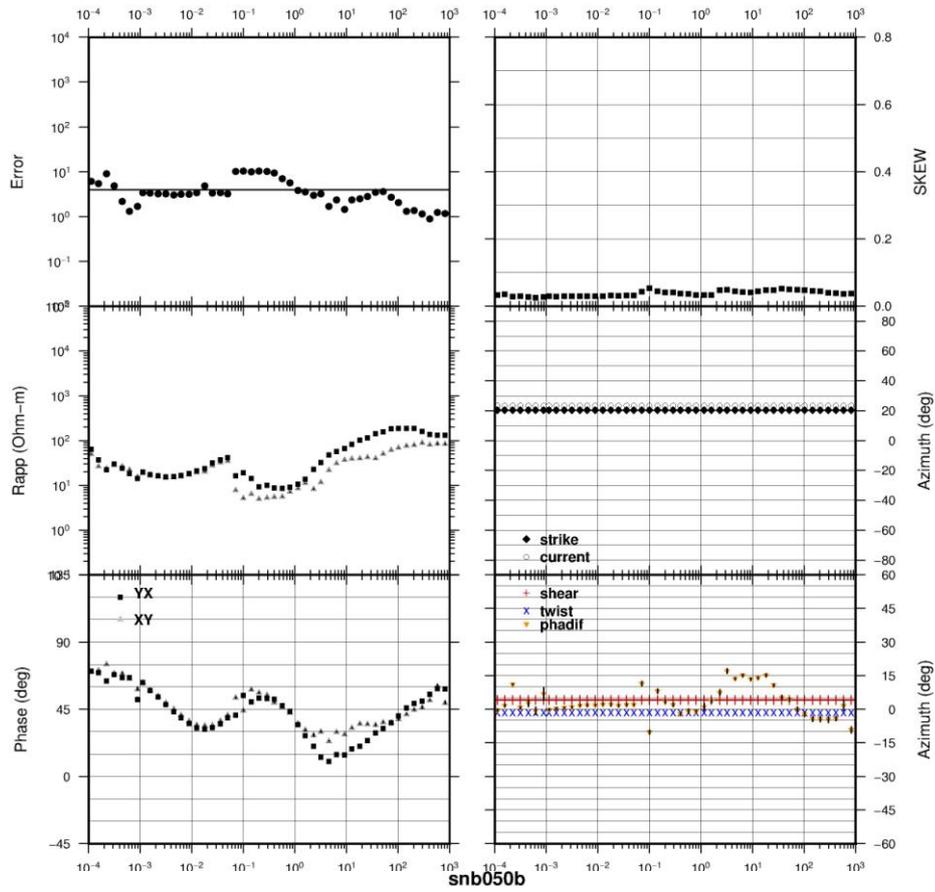
snb047a



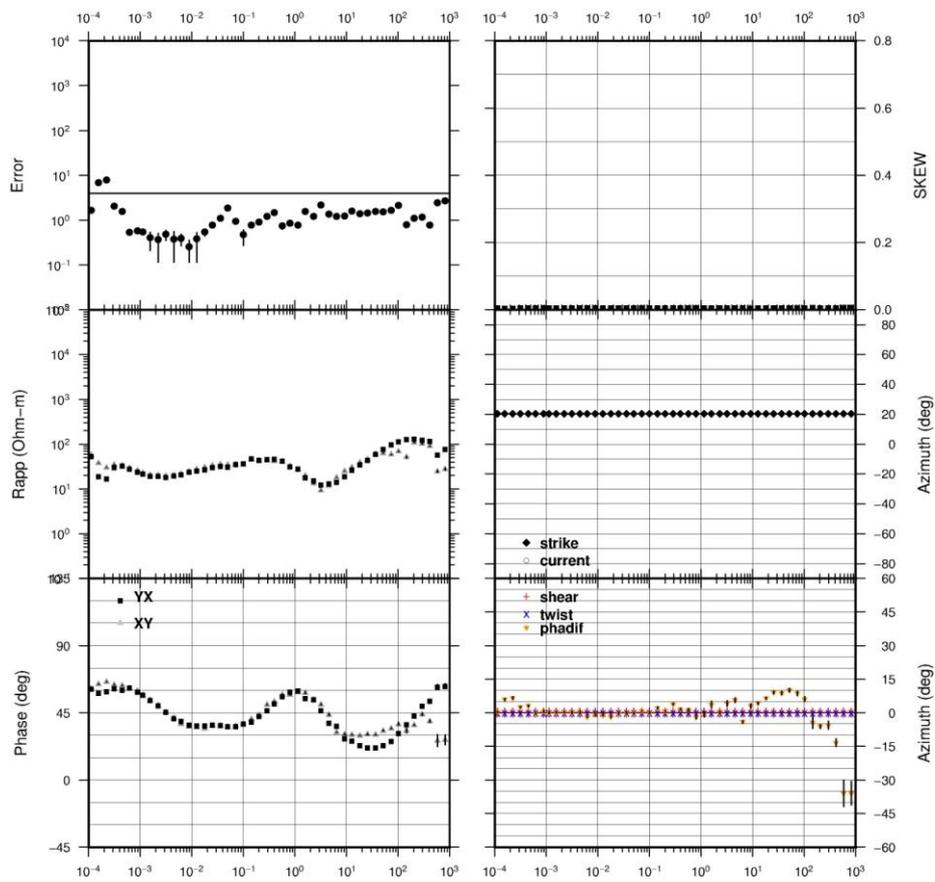
snb049a



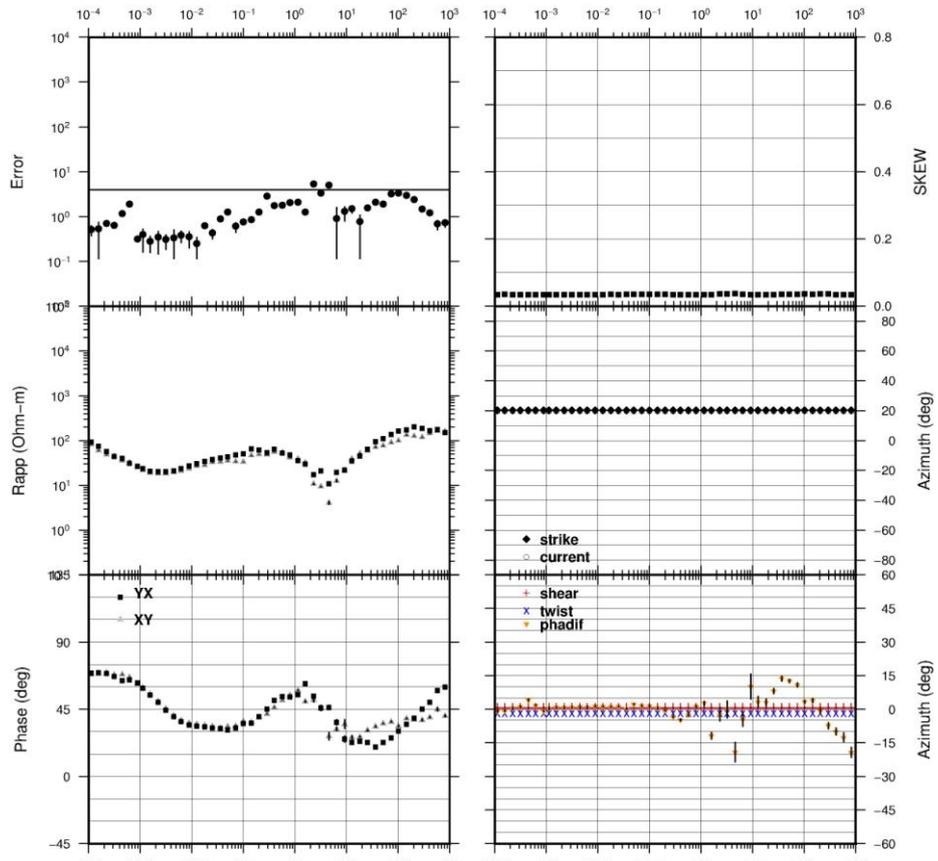
snb050a



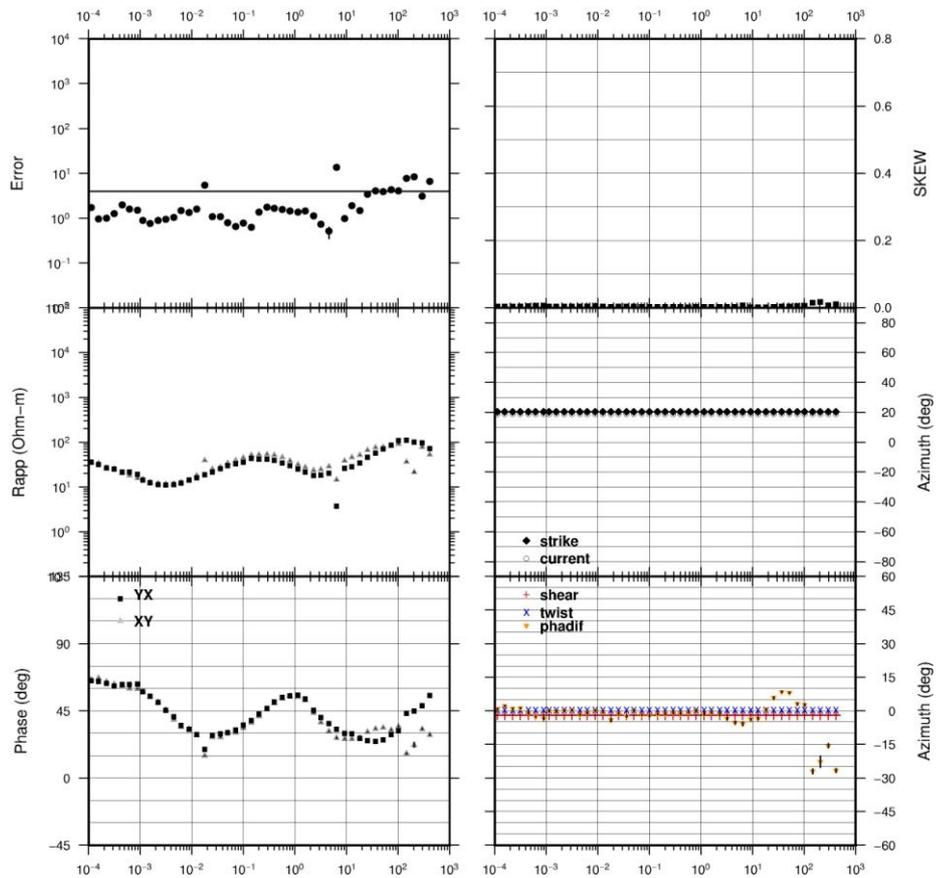
snb050b



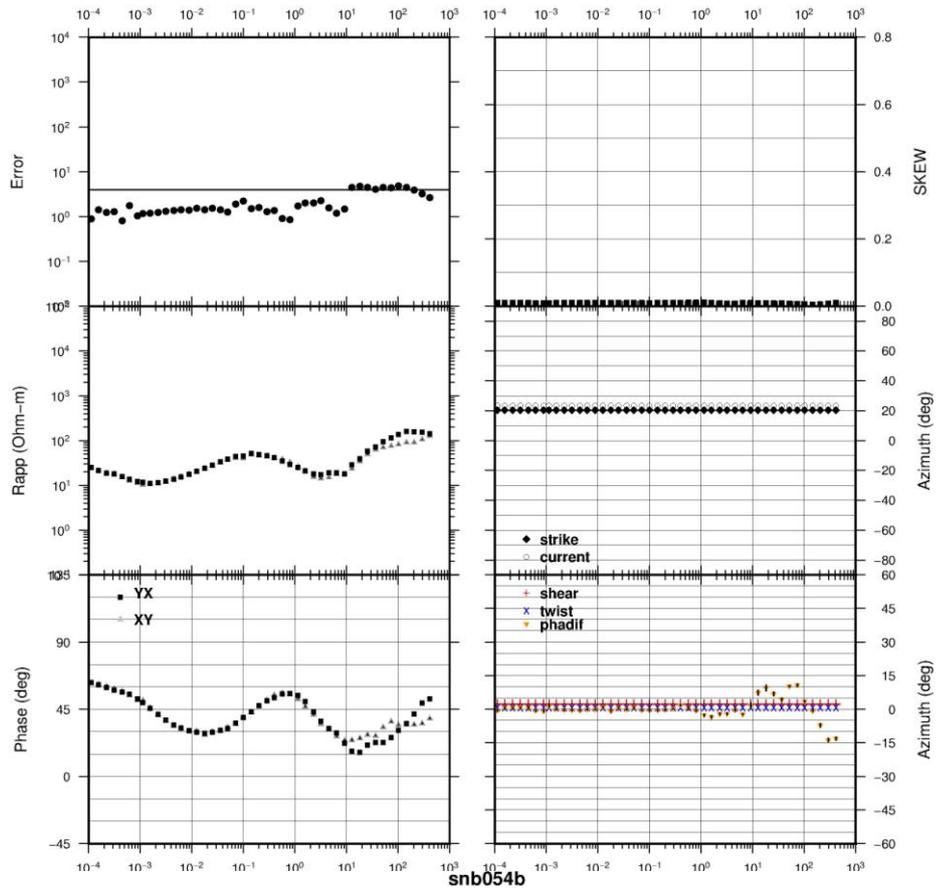
snb051a



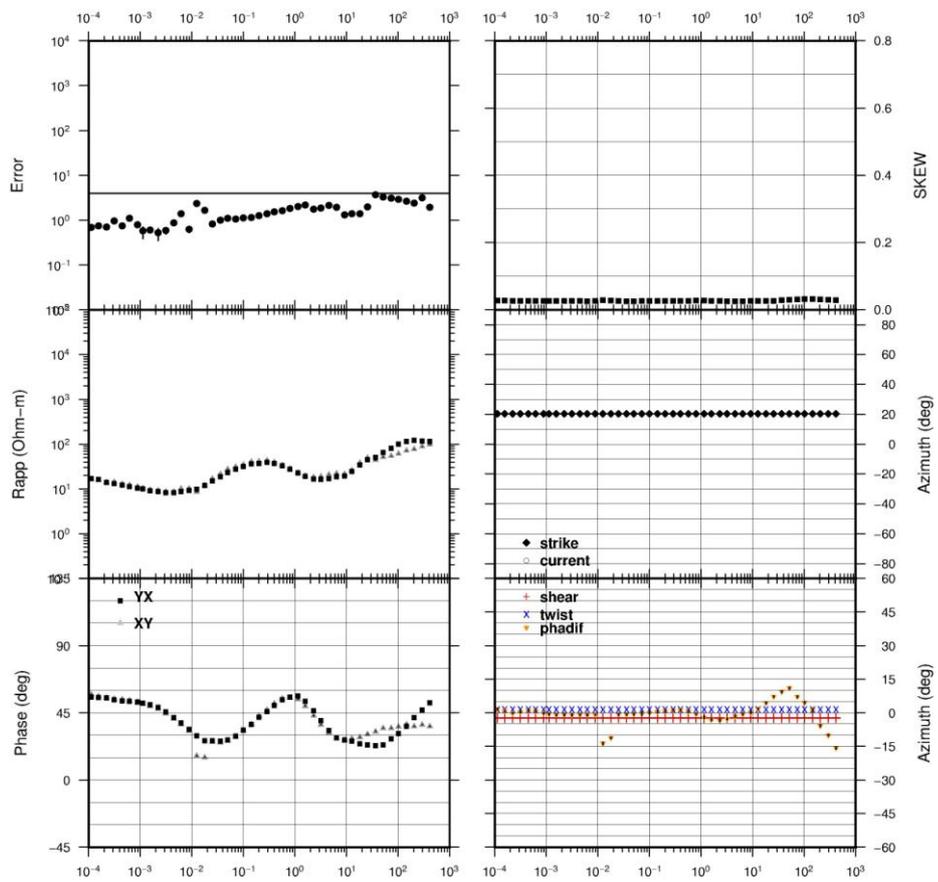
snb053a



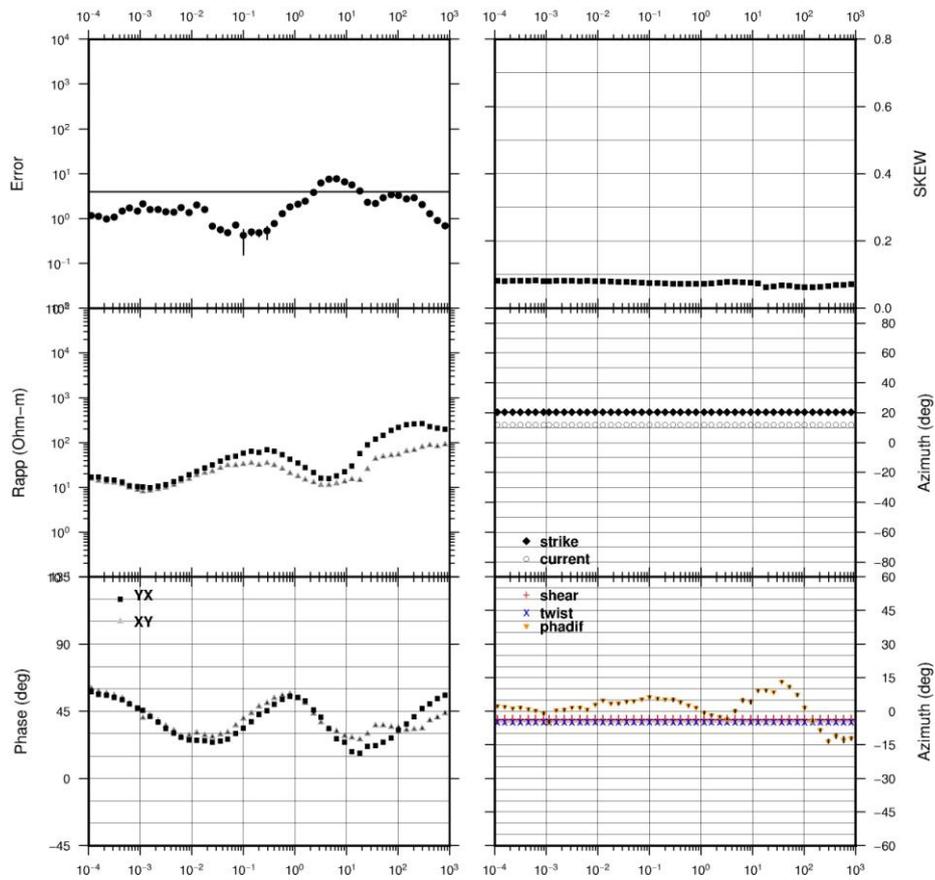
snb054a



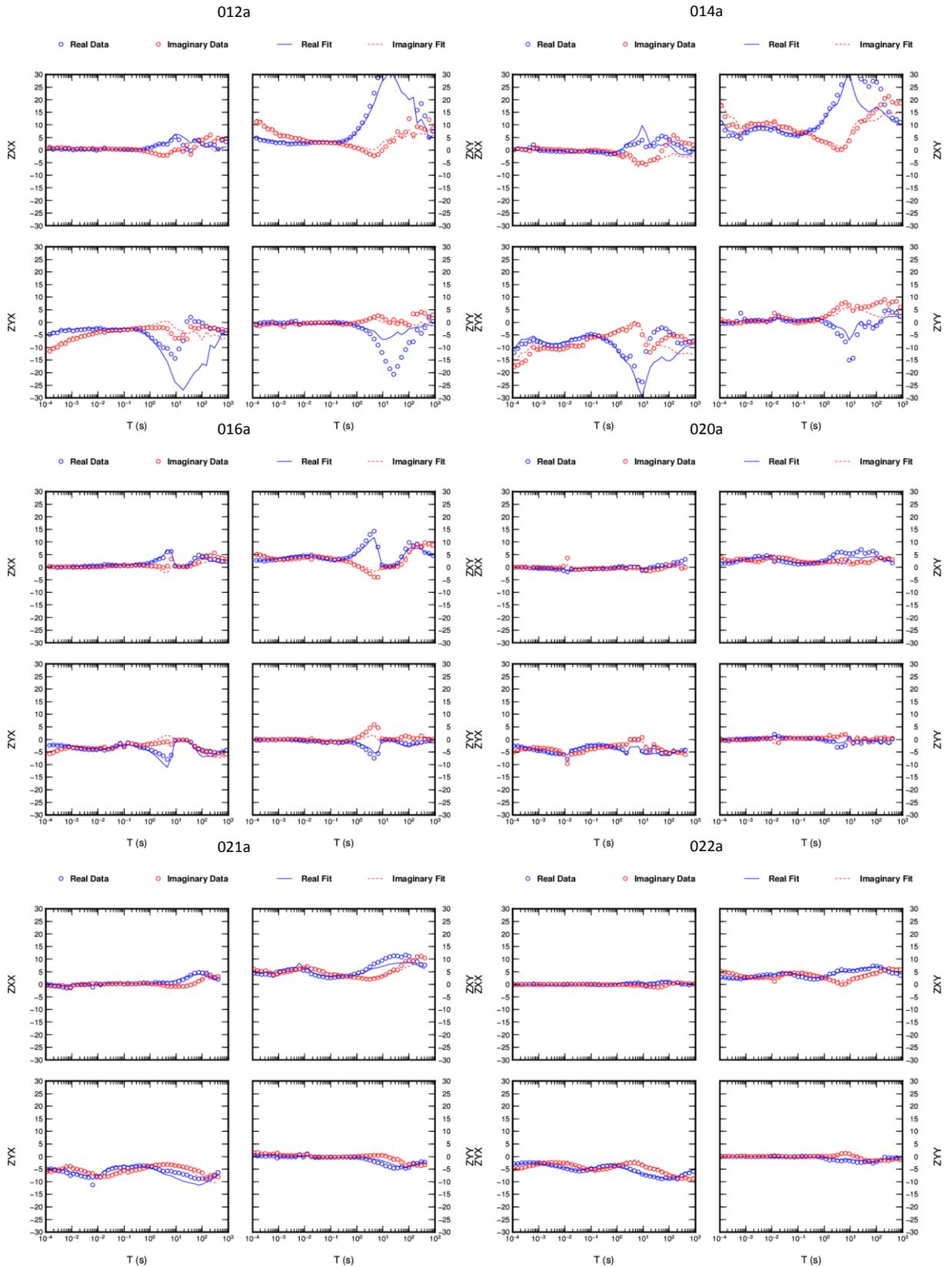
snb054b



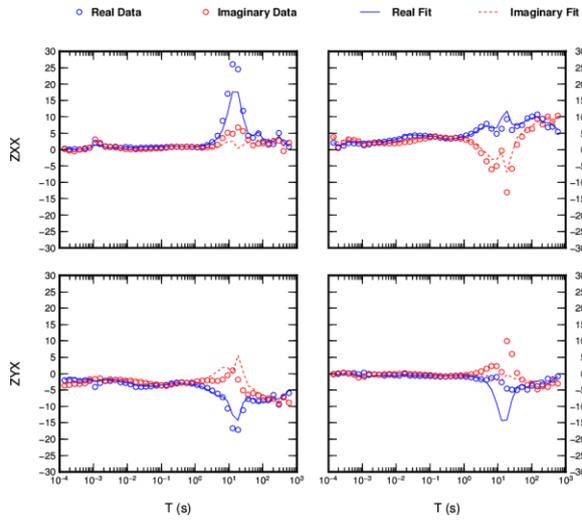
snb055a



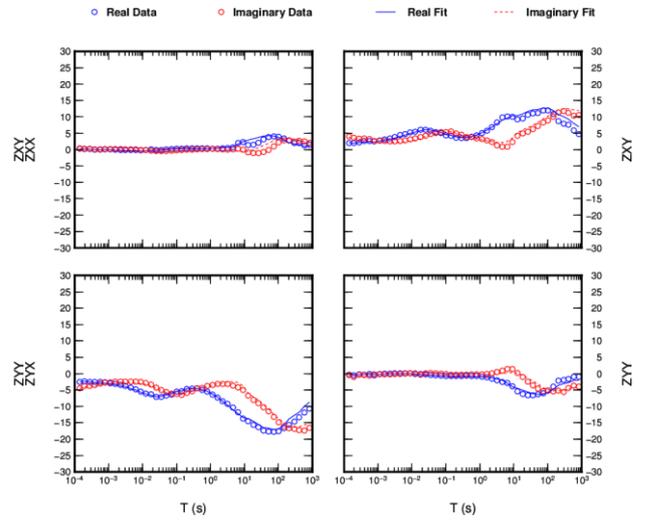
5) Ajuste das impedâncias para todas as estações



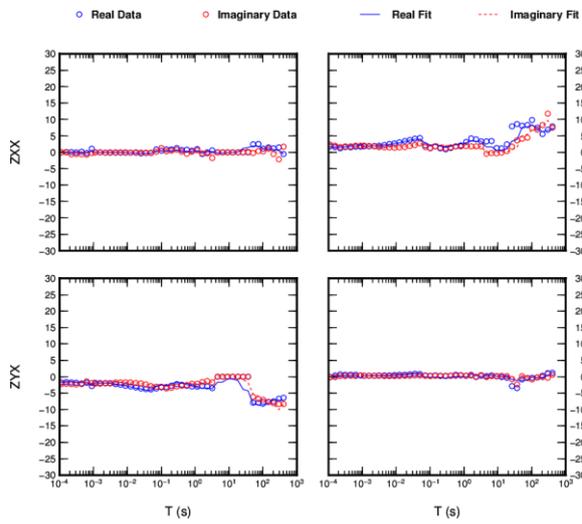
023a



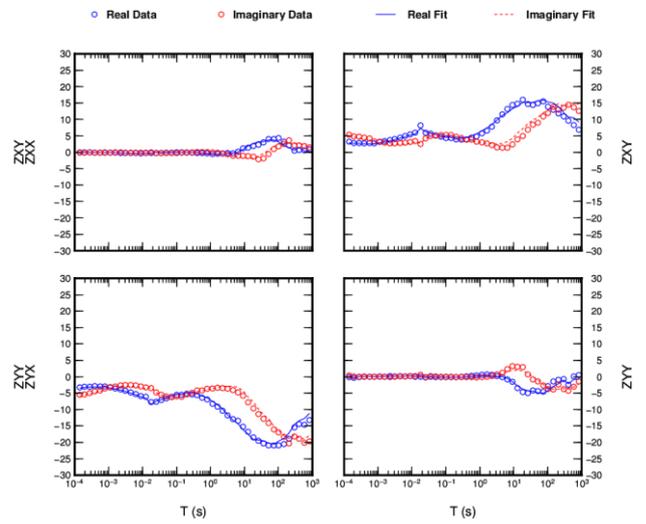
024a



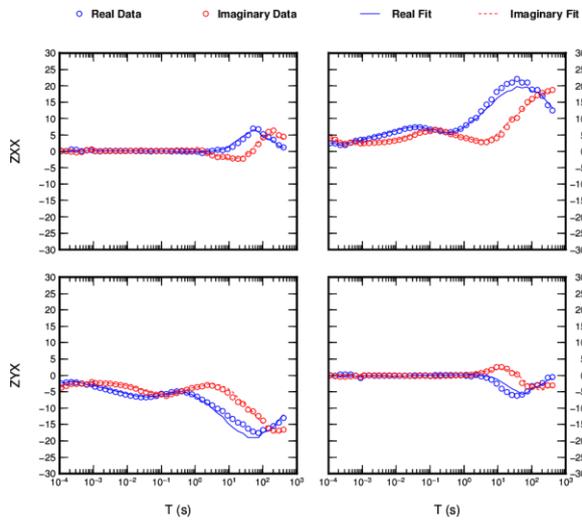
025a



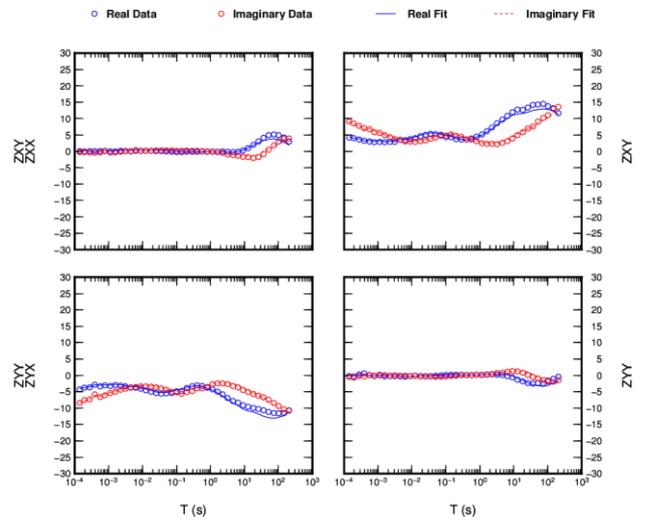
026a



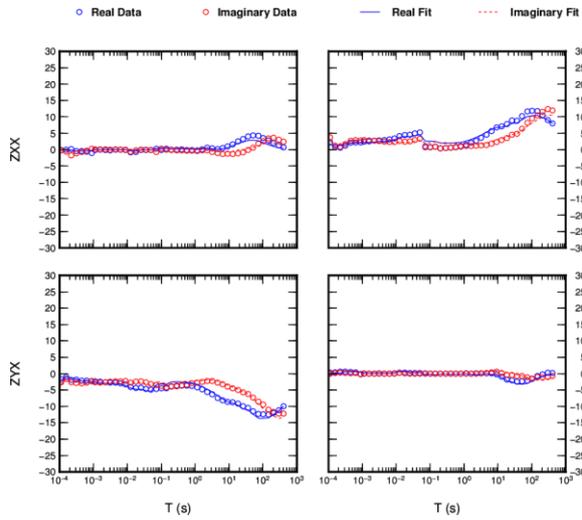
027a



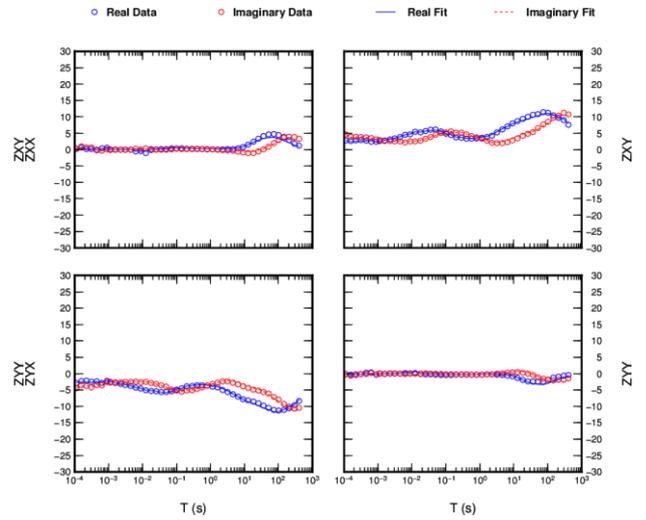
028a



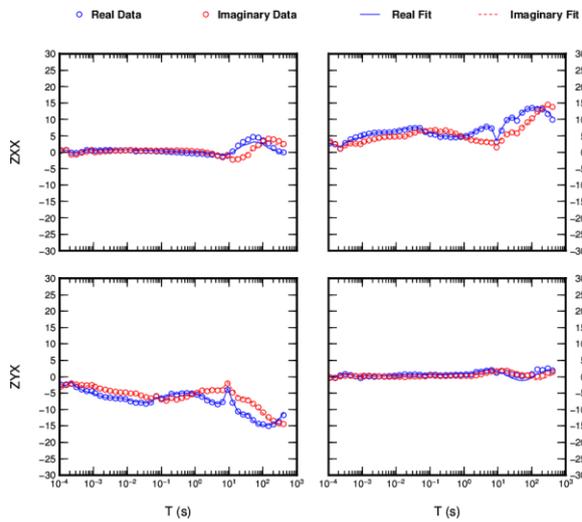
029a



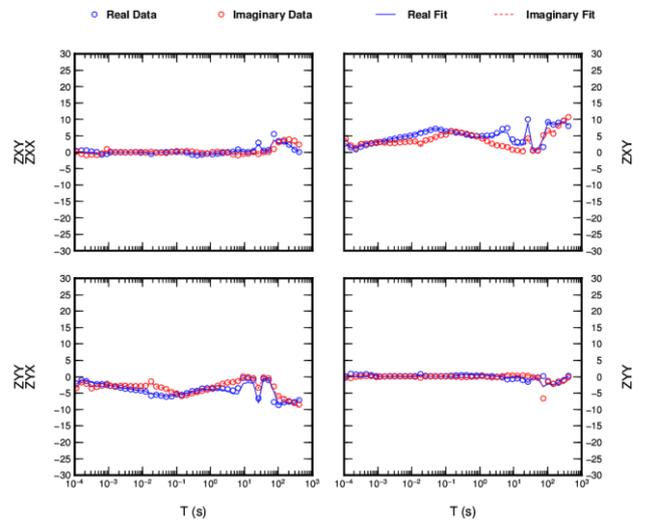
030a



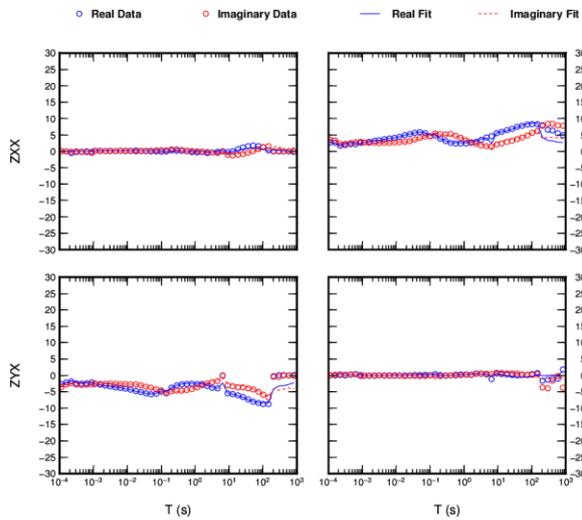
031a



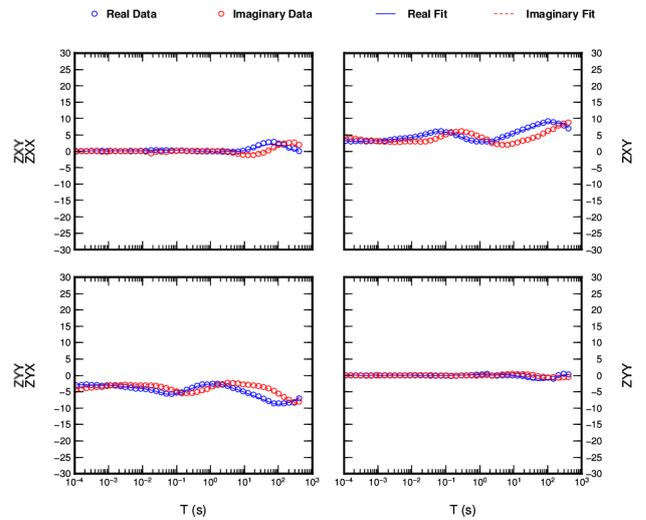
032a



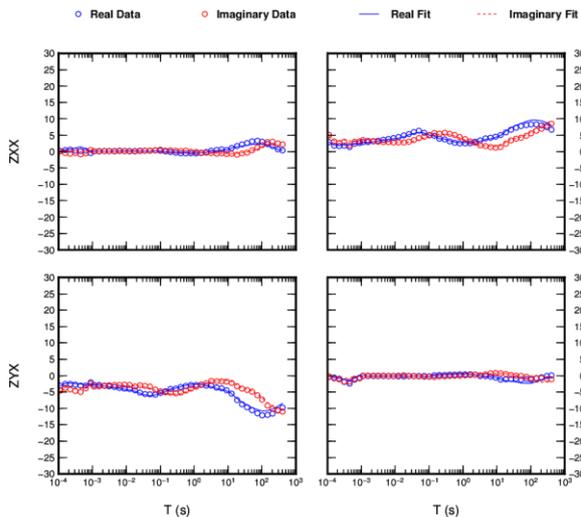
033a



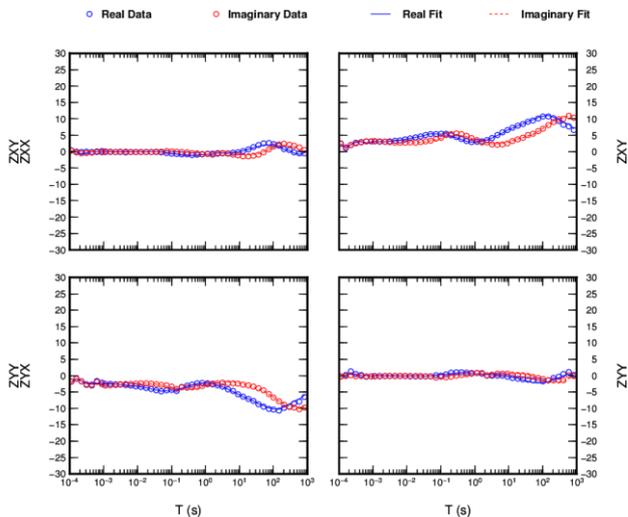
034a



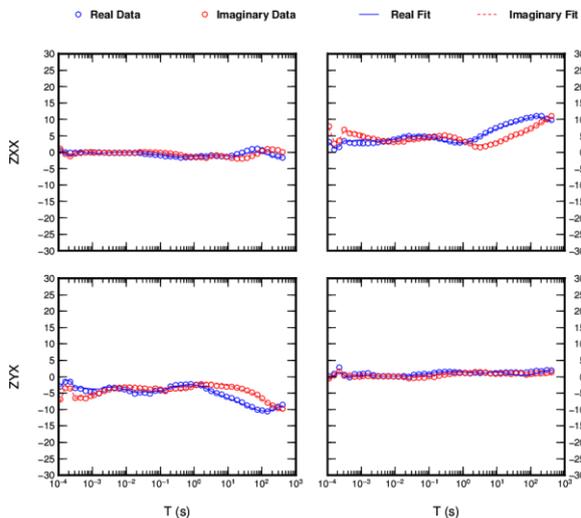
035a



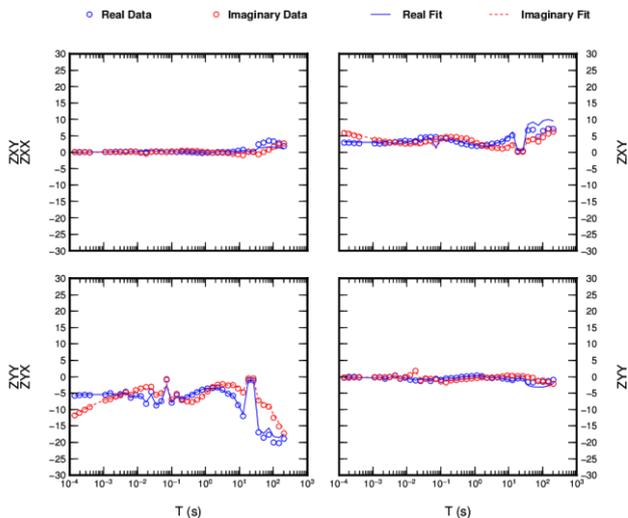
036a



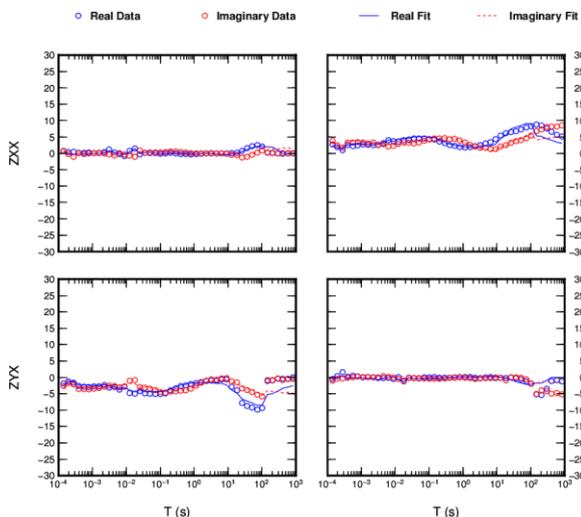
037a



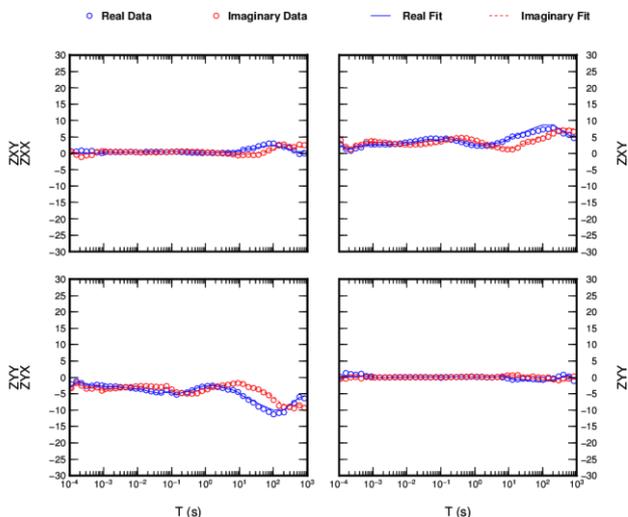
038a



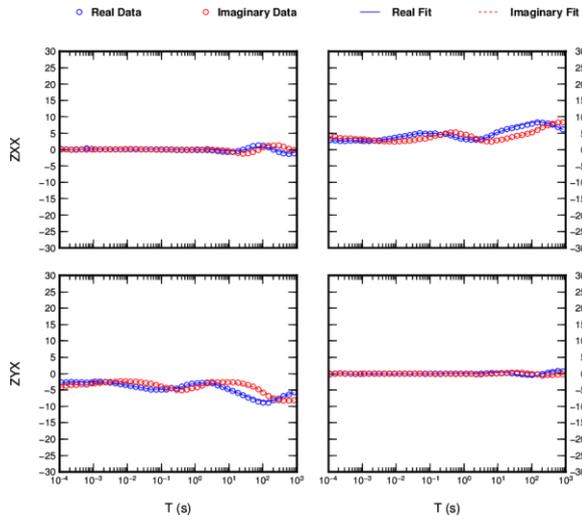
039a



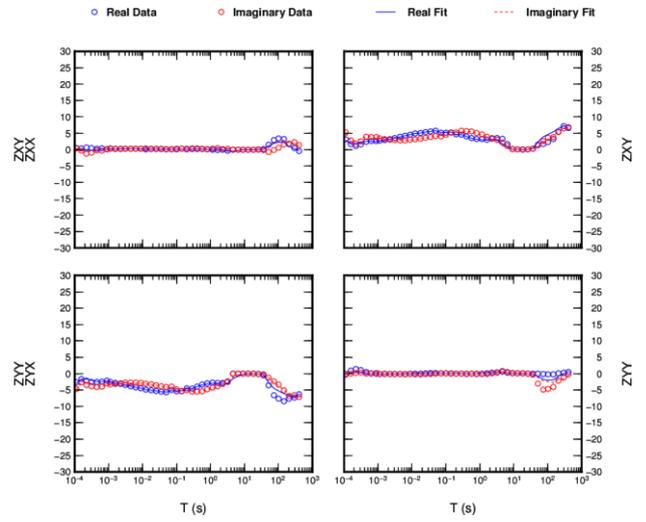
040a



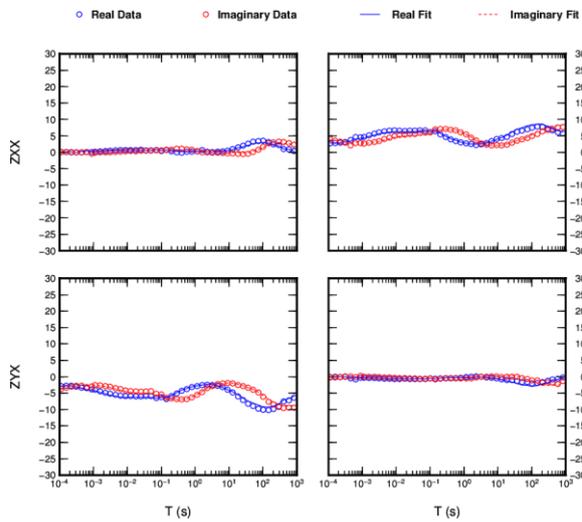
041a



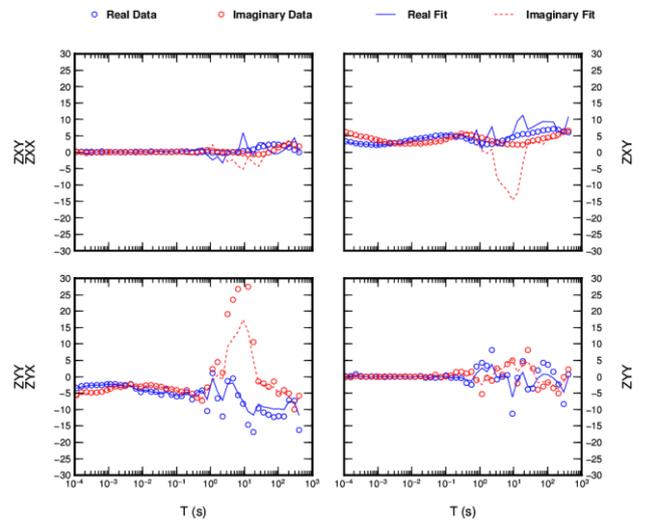
042a



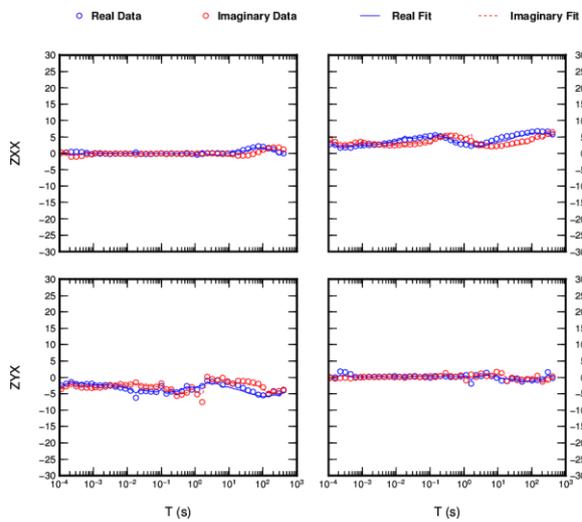
043a



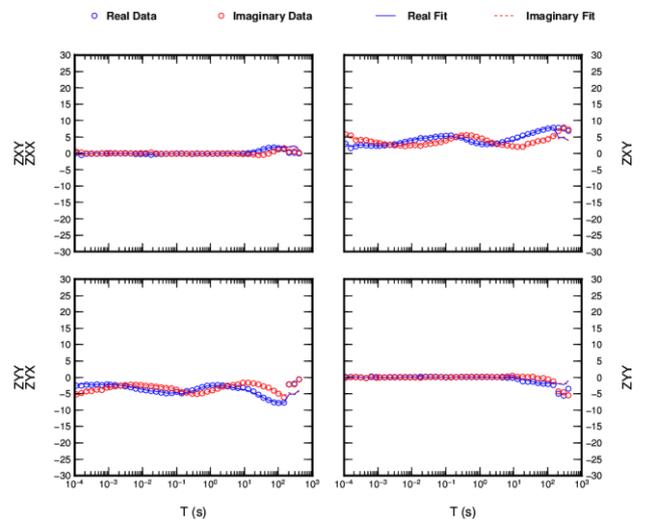
044a



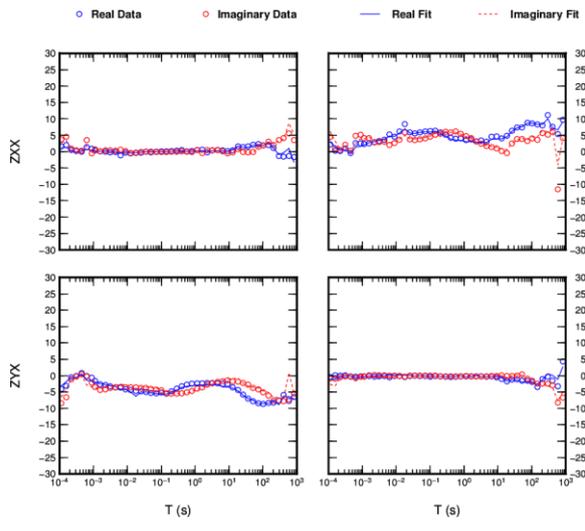
044b



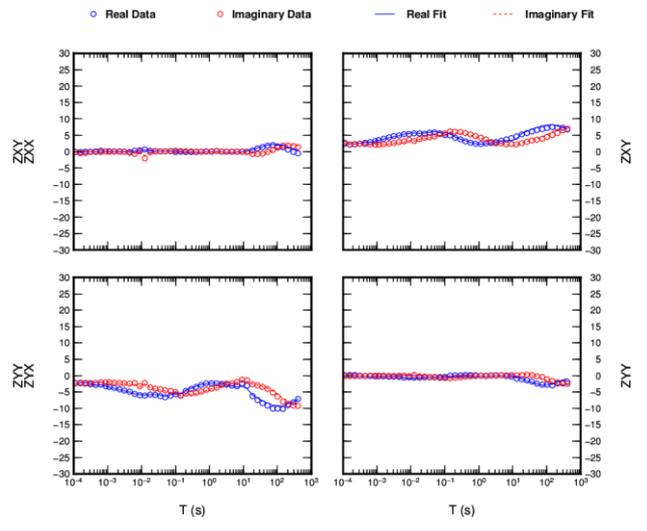
045a



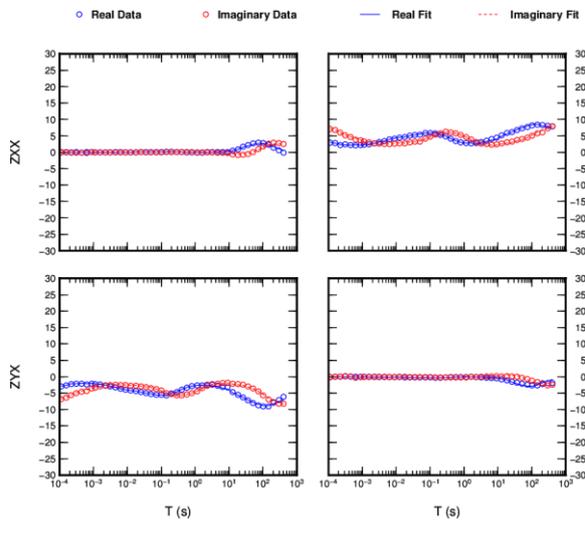
045b



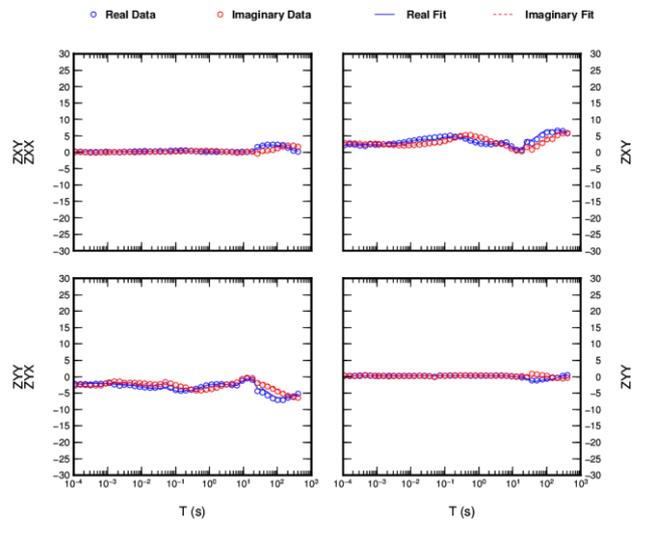
046a



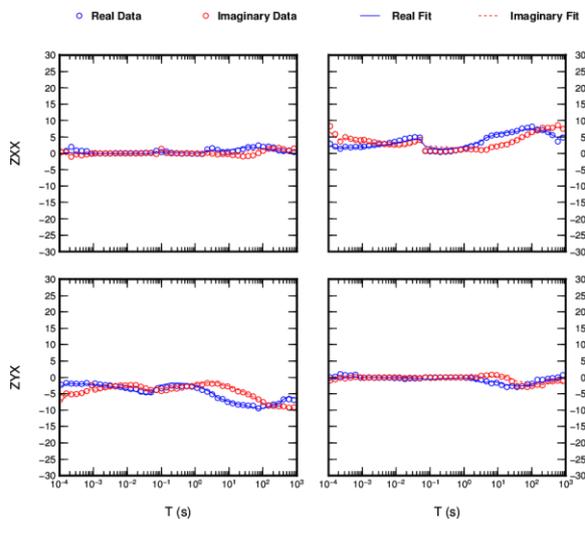
047a



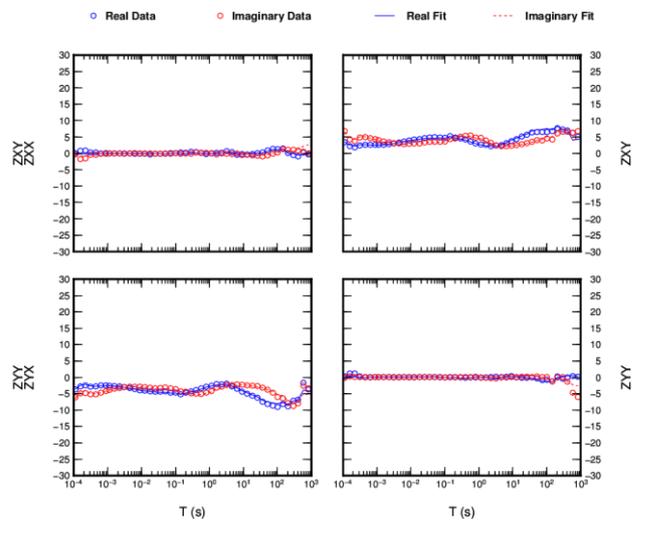
049a



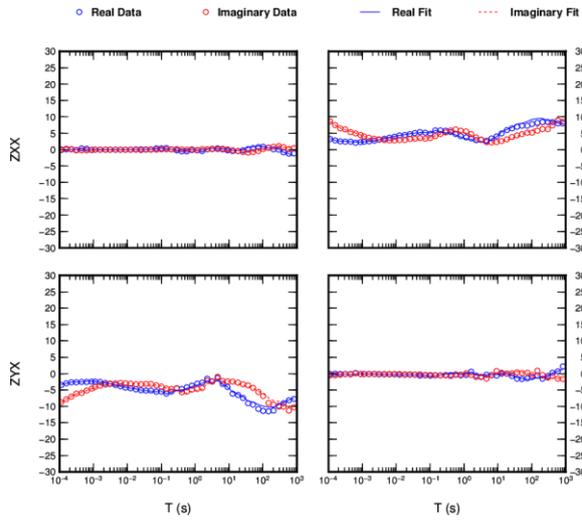
050a



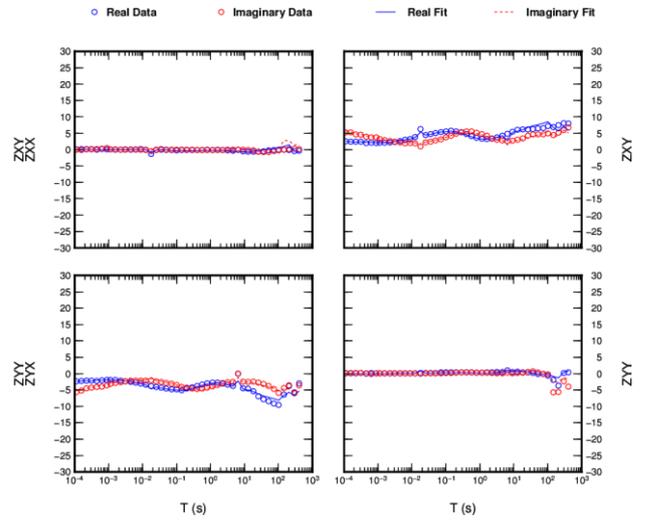
050b



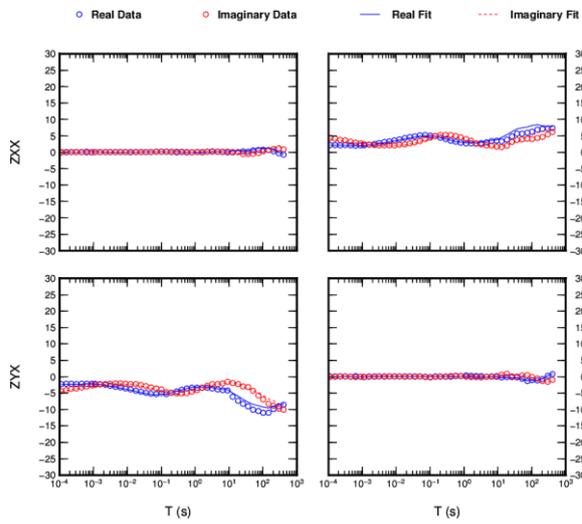
051a



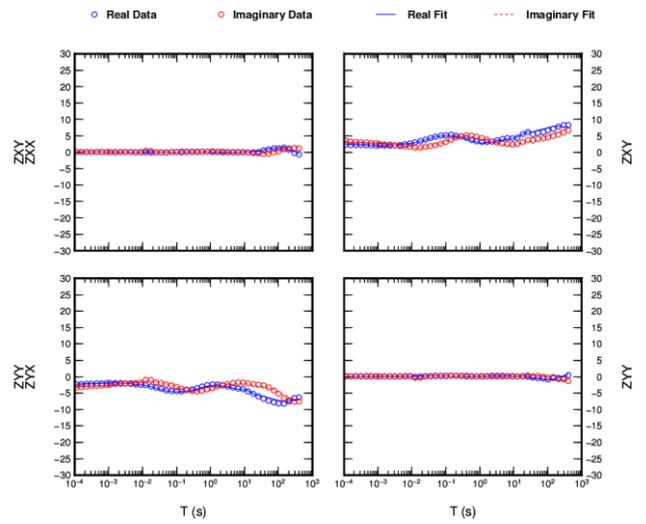
053a



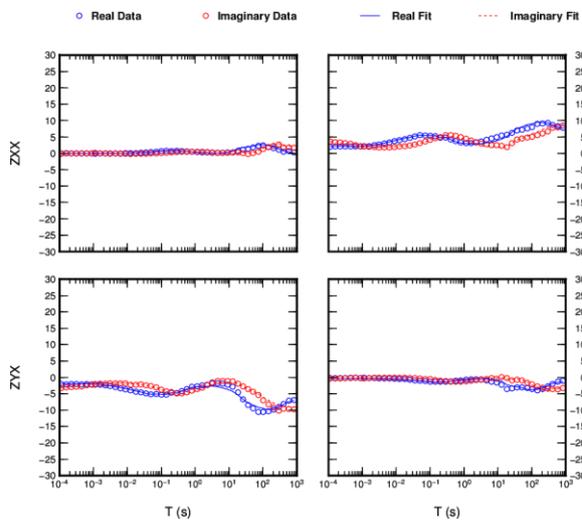
054a



054b



055a



6) Modelos bidimensionais gerados a partir das inversões intermediárias

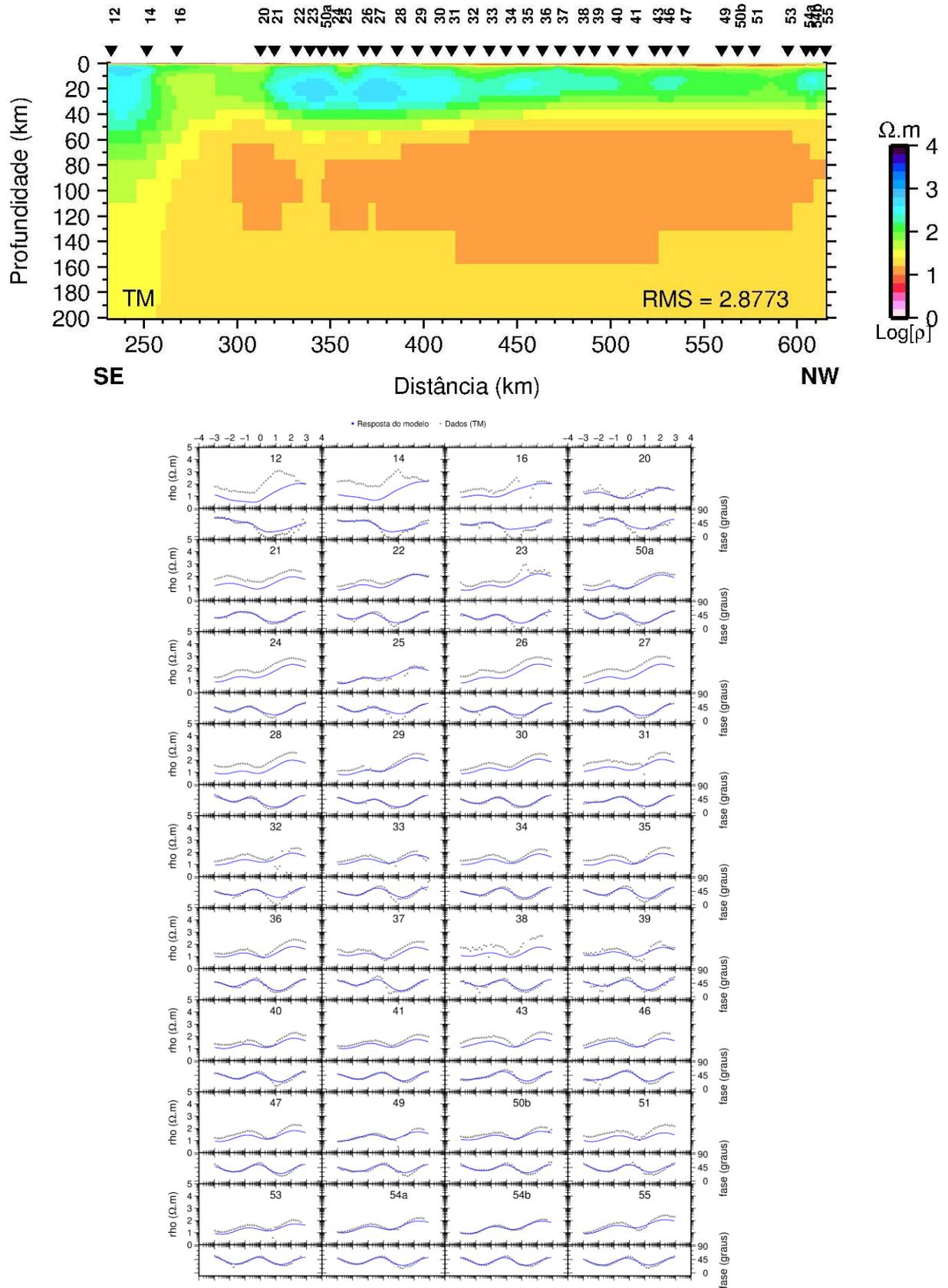


Figura 6.3 – Modelo TM gerado a partir do modelo inicial de 500 ohm.m.

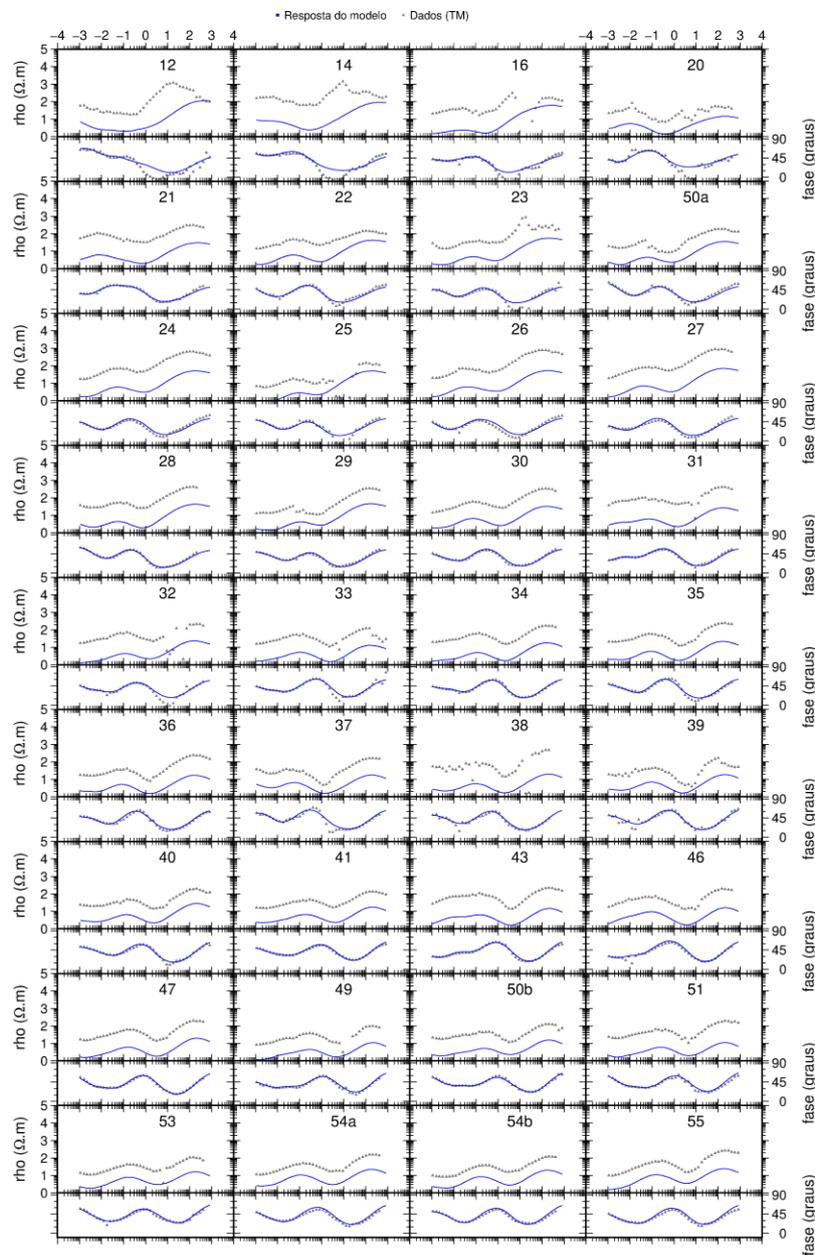
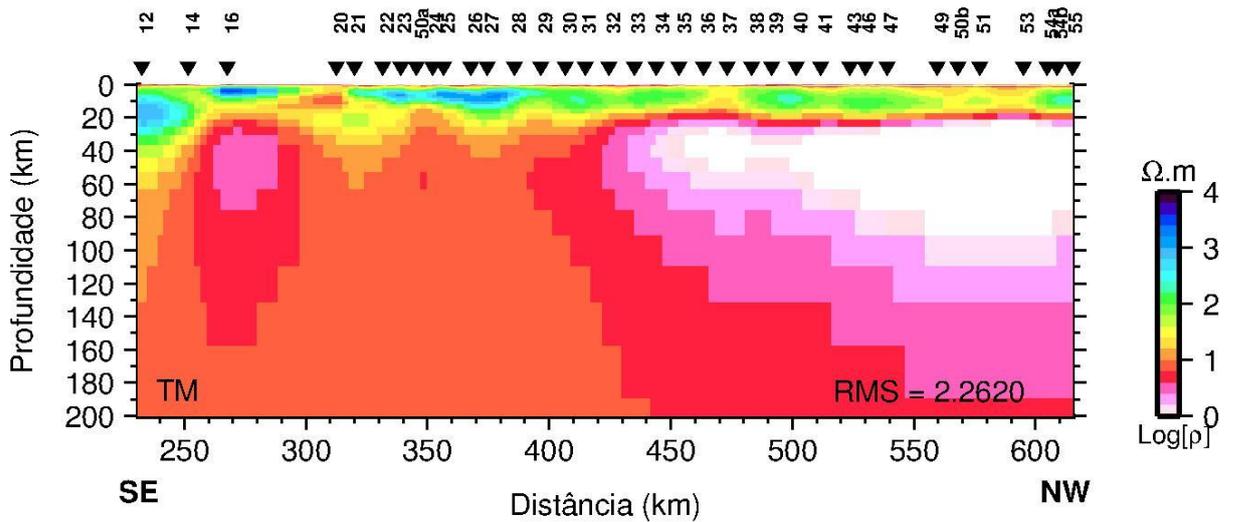


Figura 6.2 – Modelo TM gerado a partir do modelo inicial de 500 ohm.m.

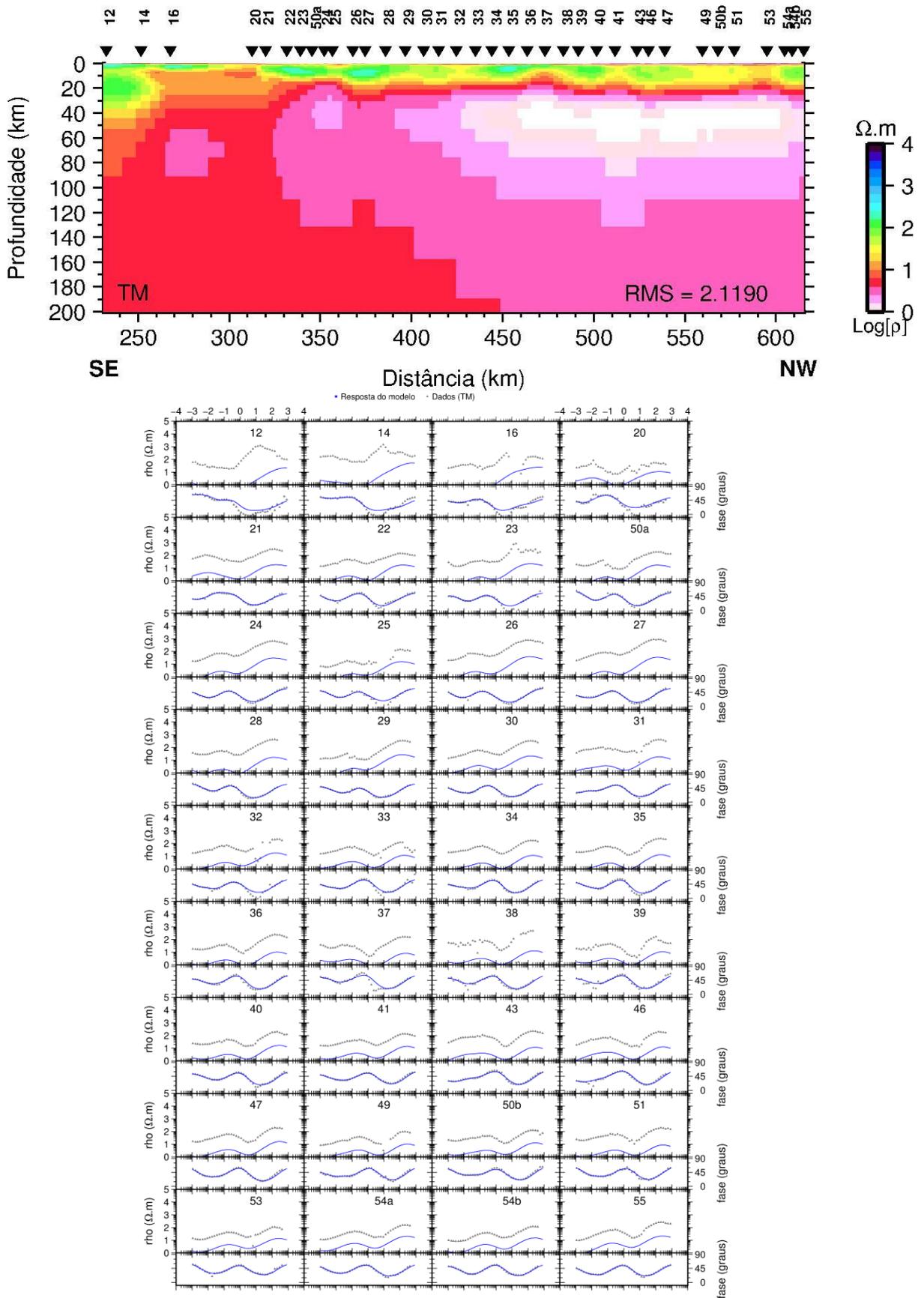


Figura 6.3 – Modelo TM gerado a partir do modelo inicial de 1000 ohm.m.

