

**FILTRAGEM SSA E  
INTERPRETAÇÃO DE DADOS  
MAGNETOTELÚRICO DO  
LIMITE ENTRE AS BACIAS DO  
RECÔNCAVO E CAMAMU**

ADEVILSON OLIVEIRA ALVES

SALVADOR – BAHIA  
OUTUBRO – 2020





# Filtragem SSA e Interpretação de Dados Magnetotelúrico do Limite Entre as Bacias do Recôncavo e Camamu

por

ADEVILSON OLIVEIRA ALVES

Geofísico (Universidade Federal da Bahia – 2017)

Mestrando em Geofísica (Universidade Federal da Bahia)

Orientador: Dr. Michael Holz

Co-orientador: Dr. Joelson da Conceição Batista

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

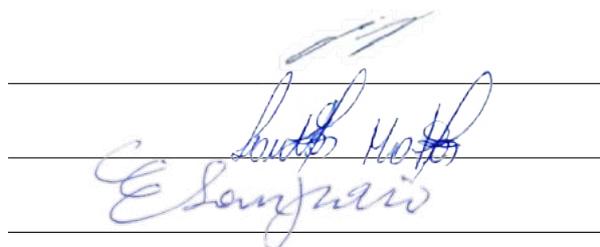
ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Three horizontal lines representing the signatures of the examiners. The first line has a signature that appears to be 'Michael Holz'. The second line has a signature that appears to be 'Andrea Cristina Lima dos Santos Matos'. The third line has a signature that appears to be 'Edson Emanuel Starteri Sampaio'.

Dr. Michael Holz

Dra. Andrea Cristina Lima dos Santos Matos

Dr. Edson Emanuel Starteri Sampaio

Aprovada em 06 de Outubro de 2020

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios, da CAPES, da CNPq.

Oliveira Alves, Adevilson,  
Filtragem SSA e Interpretação de Dados Magnetotelúrico do Limite Entre as Bacias do Recôncavo e Camamu / Adevilson Oliveira Alves. — Salvador, 2020.  
91 f.: il., mapas, fotos.

Orientador: Dr. Michael Holz  
Co-orientador: Dr. Joelson da Conceição Batista  
Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2020.

1. Bahia - Geofísica. I. Título.

Dedico este trabalho a meus pais.

# Resumo

O presente trabalho propõe uma interpretação dos dados magnetotelúricos adquiridos na região da Ilha de Itaparica, Bahia, Brasil, região limite entre as Bacias do Recôncavo e Camamu. Numa fase anterior ao processamento desses dados, esta pesquisa propõe sua filtragem baseada nas premissas da análise espectral singular e diretamente na sua série temporal. Essa filtragem foi realizada em dois estágios complementares: decomposição da série temporal inicial e reconstrução da série original decomposta. Um modelo sintético bidimensional (2-D) foi gerado para testar a eficiência desse filtro, que se mostrou satisfatório tanto em aplicações sintéticas, quanto em dados reais. A partir da filtragem, processamento e inversão 2-D dos dados de resistividade aparente e fase em duas direções ortogonais (modos TE e TM), foi possível realizar uma análise qualitativa das seções invertidas nos permitindo identificar a distribuição estrutural e sedimentológicas da região estudada. Além da identificação da Falha da Barra, que marca o limite entre as duas bacias citadas, a seção final interpretada sugere um regime estrutural caracterizado por um sistema de falhas que acredita-se estar ligadas ao reflexo da zona de transferência com inversão de polaridade entre as direções de mergulho da Falha de Salvador e Falha da Barra.

# Abstract

The present work proposes an interpretation of the magnetotelluric data acquired in the region of Ilha de Itaparica, Bahia, Brazil, the limit region between the Recôncavo and Camamu Basins. In a phase prior to the processing of this data, this research proposes its filtering based on the premises of the singular spectral analysis and directly on its time series. This filtering was carried out in two complementary stages: decomposition of the initial time series and reconstruction of the original decomposed series. A two-dimensional synthetic model (2-D) was generated to test the efficiency of this filter, which proved to be satisfactory both in synthetic applications and in real data. From the filtering, processing and 2-D inversion of the apparent resistivity and phase data in two orthogonal directions (TE and TM modes), it was possible to perform a qualitative analysis of the inverted sections allowing us to identify the structural and sedimentological distribution of the studied region. In addition to the identification of the Barra Fault, which marks the boundary between the two mentioned basins, the final section interpreted suggests a structural regime characterized by a fault system that is believed to be linked to the transfer zone reflection with polarity inversion between the direction dip of the Salvador and Barra Fault.

# Índice

Resumo . . . . .	2
Abstract . . . . .	3
Índice . . . . .	4
Índice de Tabelas . . . . .	6
Índice de Figuras . . . . .	7
Introdução . . . . .	11
<b>1 O Método Magnetotelúrico (MT)</b> . . . . .	<b>13</b>
1.1 Natureza do sinal . . . . .	13
1.1.1 Micropulsações . . . . .	14
1.1.2 Variações diurnas . . . . .	15
1.1.3 Ressonância de Schumann . . . . .	15
1.2 Fundamentos físicos do MT . . . . .	16
1.2.1 Equações de Maxwell e equações constitutivas . . . . .	16
1.2.2 Equação da onda eletromagnética . . . . .	18
1.2.3 Representação tensorial . . . . .	20
1.2.4 Strike geoelétrico . . . . .	21
1.2.5 Resistividade das rochas . . . . .	22
<b>2 Filtragem MT via SSA</b> . . . . .	<b>24</b>
2.1 Análise do espectro singular . . . . .	24
2.1.1 Primeiro Estágio: decomposição . . . . .	24
2.1.2 Segundo estágio: Reconstrução . . . . .	26
2.2 Aplicação a dados sintéticos . . . . .	26
2.3 Aplicação a dados reais . . . . .	35
<b>3 Característica e contextos geológicos</b> . . . . .	<b>44</b>
3.1 Bacia do Recôncavo . . . . .	44
3.1.1 Embasamento . . . . .	44
3.1.2 Sequência Permiana . . . . .	45
3.1.3 Supersequência pré-rifte . . . . .	46
3.1.4 Supersequência rifte . . . . .	46
3.1.5 Sequência pós-rifte . . . . .	47
3.2 Bacia de Camamu . . . . .	47

---

3.2.1	Evolução Tectono-Sedimentar . . . . .	48
3.3	Característica da área de estudo . . . . .	49
<b>4</b>	<b>Aquisição, processamento e inversão dos dados de Itaparica . . . . .</b>	<b>51</b>
4.1	Aquisição dos dados MT na área de estudo . . . . .	51
4.2	Pré-processamento . . . . .	55
4.2.1	Consistência dos dados MT . . . . .	57
4.2.2	Pseudosseção . . . . .	57
4.3	Processamento . . . . .	61
4.3.1	Análise de dimensionalidade geométrica . . . . .	61
4.3.2	Decomposição do Tensor de Impedância . . . . .	61
4.4	Inversão . . . . .	69
4.4.1	O REBOCC . . . . .	69
4.4.2	Resultado da inversão . . . . .	72
4.4.3	Interpretação geológica-estrutural do modelo geométrico . . . . .	78
<b>5</b>	<b>Conclusões . . . . .</b>	<b>81</b>
	<b>Agradecimentos . . . . .</b>	<b>83</b>
	<b>Referências . . . . .</b>	<b>84</b>
	<b>Anexo I . . . . .</b>	<b>88</b>
I.1	Função transferência . . . . .	88
	<b>Anexo II . . . . .</b>	<b>93</b>
II.1	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação as 15 estações, onde XY é o modo TE e YX o modo TM . . . . .	93

# Índice de Tabelas

1.1	Classificação das micropulsões em função das faixas de períodos. Fonte: adaptada de Jacobs (1970). . . . .	15
2.1	Valores RMS obtidos entre os campos modelados (sem ruído) e filtrados para cada estação do modelo. . . . .	35
4.1	Valores dos azimutes dos strikes geelétricos das estações MT. . . . .	69
4.2	Valores das camadas do modelo de entrada definido a partir de perfis de poços. . . . .	71

# Índice de Figuras

1.1	Espectro de energia do campo eletromagnético natural com suas respectivas fontes. Fonte: Pádua (2004). . . . .	14
1.2	Modelos TE (a esquerda) e TM (a direita) da falha vertical. Modificado Batista (2013) . . . . .	21
1.3	Resistividade elétrica em materiais da Terra. Modificada de Palacky (1987). . . . .	23
2.1	Modelo de dique Vertical com cobertura. . . . .	27
2.2	Decomposição das séries temporais sintéticas em 3 componentes, modo TM. Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_y$ , $\mathbf{H}_x$ , originais, com ruído e suas componentes (a esquerda). . . . .	28
2.3	Decomposição das séries temporais sintéticas com 5 componentes, modo TM. Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_x$ , $\mathbf{H}_y$ originais, com ruído e suas componentes (a esquerda). . . . .	29
2.4	Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TM - $x = -1$ km. Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_x$ , $\mathbf{H}_y$ , original, com ruído e filtrada (a esquerda). . . . .	30
2.5	Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TE - $x = -1$ km. Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_x$ , $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda). . . . .	31
2.6	Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TM - $x = 2$ km. Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_x$ , $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda). . . . .	32
2.7	Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TE - $x = 2$ km. Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_x$ , $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda). . . . .	33
2.8	Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TM - $x = 650$ m . Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_x$ , $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda). . . . .	34
2.9	Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TE - $x = 650$ m . Curvas dos autovalores de $\mathbf{E}_x$ e $\mathbf{H}_y$ (a direita) e curvas dos campos $\mathbf{E}_x$ , $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda). . . . .	35
2.10	Comportamento das séries temporais ruidosas (em azul) e filtradas (em vermelho) da estação 01. . . . .	37
2.11	Comportamento das séries temporais ruidosas (em azul) e filtradas (em vermelho) da estação 02. . . . .	37
2.12	Comportamento das séries temporais ruidosas (em azul) e filtradas (em vermelho) da estação 03. . . . .	38

2.13	Plotagem da curva de frequência de amostragem de 65kHz contendo resistividade aparente, fase e impedância complexa. A curva filtrada é representada pela cor vermelha e curva ruidosa representada pela cor azul. . . . .	39
2.14	Plotagem da curva de frequência de amostragem de 65kHz contendo resistividade aparente, fase e impedância complexa. A curva filtrada é representada pela cor vermelha e curva ruidosa representada pela cor azul. . . . .	40
2.15	Plotagem da curva de frequência de amostragem de 65kHz contendo resistividade aparente, fase e impedância complexa. A curva filtrada é representada pela cor vermelha e curva ruidosa representada pela cor azul. . . . .	41
2.16	Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65kHz, 4kHz e 128Hz da estação 01. A Figura A, representa essa junção sem aplicação de filtragem. A Figura B, representa essa junção com aplicação de filtragem na banda de 65kHz. . . . .	42
2.17	Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65kHz, 4kHz e 128Hz da estação 02. A Figura representa a composição com aplicação de filtragem na banda de 65kHz. . . . .	43
2.18	Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65kHz, 4kHz e 128Hz da estação 03. A Figura representa a composição com aplicação de filtragem na banda de 65kHz. . . . .	43
3.1	Localização limítrofe e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo (Almeida,2004). . . . .	45
3.2	Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, Silva et al (2007). . . . .	47
3.3	Mapa de localização das sondagens MT disposto sobre a Geologia simplificada da região da ilha de Itaparica. . . . .	50
4.1	Localização da região de estudo juntamente com a localização das sondagens. . . . .	52
4.2	Metodologia de levantamento das sondagens MT (Santos (2012)) . . . . .	53
4.3	Instalação do magnetômetro vertical. . . . .	54
4.4	Instalação de magnetômetro horizontal. . . . .	54
4.5	Instalação de magnetômetro horizontal. . . . .	55
4.6	Instalação de magnetômetro horizontal. . . . .	55
4.7	Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65KHz, 4KHz e 128Hz da estação 11. A Figura A, representa essa junção sem aplicação de filtragem. A Figura B, representa essa junção com aplicação de filtragem na banda de 65KHz. . . . .	56
4.8	Estação ita01a corrigida a partir da premissa do Rhoplus. . . . .	57
4.9	Pseudoseção de resistividade aparente, direção xy e yx. . . . .	59
4.10	Pseudoseção de fase aparente, direção xy e yx. . . . .	60
4.11	Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil com base no skew em função do período. . . . .	62
4.12	Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência. . . . .	65
4.13	Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência. Twist fixado em -5. . . . .	66
4.14	Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência. Shear fixado em 0. . . . .	67
4.15	Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência. Todos parâmetros fixados. . . . .	68
4.16	Modelo simples de entrada. A cor verde uniforme representa o semi-espaco infinito com resistividade de 100 $\Omega$ .m em ambos os eixos. . . . .	71

4.17	Modelo de entrada do programa REBOCC. Modelo representado por meio com 3 camadas de resistividade distintas. . . . .	71
4.18	Modelo de resistividade 2-D obtidos a partir da inversão dos dados, rms=10.19.	73
4.19	Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 4.18. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. . . . .	74
4.20	Modelo geoeletrico 2D obtido a partir da inversão dos dados do modo TE com rms = 7,42. . . . .	75
4.21	Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na figura 4.20. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem. . . . .	76
4.22	Modelo geoeletrico interpretado da transecta em estudo. . . . .	77
4.23	Mapas gravimétricos da região de estudo (modificado de Rigaud et al). Mapas de bouguer residual (a direita) e de gradiente horizontal (a esquerda) com a localização das sondagens MT. As linhas contínuas representam curvas de nível enquanto as linha pontilhadas representam descontinuidades. . . . .	77
4.24	Modelo geofísico-geológico interpretado. . . . .	78
I.1	Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita001a e ita002a. . . . .	88
I.2	Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita003a e ita004a. . . . .	89
I.3	Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita006a e ita007a. . . . .	89
I.4	Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita008a e ita009a. . . . .	90
I.5	Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita010a e ita011a. . . . .	90
I.6	Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita012a e ita013a. . . . .	91
I.7	Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita014a e ita015a. . . . .	91
I.8	Curvas de resistividade aparente e fase da estação ita016a. . . . .	92
II.1	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita001a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	94
II.2	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita002a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	95
II.3	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita003a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	96
II.4	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita004a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	97

II.5	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita006a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	98
II.6	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita007a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	99
II.7	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita008a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	100
II.8	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita009a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	101
II.9	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita010a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	102
II.10	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita011a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	103
II.11	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita012a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	104
II.12	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita013a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	105
II.13	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita014a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	106
II.14	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita015a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	107
II.15	Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita016a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993). . . . .	108

# Introdução

O método magnetotelúrico (MT) é aplicado para determinar a distribuição da condutividade em subsuperfície a partir da medição das séries temporais dos campos elétricos e magnéticos naturais. Diferente de alguns métodos geofísicos, o MT utiliza fonte de sinal natural que são produzidos basicamente pela interação entre os ventos solares e os campos eletromagnéticos possuindo frequências inferiores a 1Hz e fenômenos elétricos na baixa atmosfera com frequência maiores que 1Hz.

Inserida no contexto do sistema de riftes abortado do ponto tríplice formado na divisão do continente Gondwana, e apresentando uma configuração estrutural relacionado a esforços distensionais, a Bacia do Recôncavo é um exemplo clássico desse sistema possuindo como arquitetura básica um meio-gráben. As primeiras referências sobre a seção sedimentar preservada na Bacia do Recôncavo datam da primeira metade do século XIX, e são atribuídas a Johann Baptist Von Spix e Carl Friedrich Phyllip von Martius, que descreveram unidades aflorantes na orla da Baía de Todos os Santos (Silva et al., 2007). Desde então diversos autores se debruçaram nos estudos sobre essa bacia, até os dias de hoje, devido ao seu grande potencial petrolífero. No entanto a complexidade tectônica da região tem desafiado inúmeros pesquisadores ao longo do tempo na tentativa de melhor compreender o seu arcabouço estrutural e este fato levou ao emprego de diversos métodos geofísicos com intuito de iluminar ainda mais o conhecimento sobre a bacia.

O presente trabalho trás uma visão inovadora que utiliza a técnica de análise do espectro singular (SSA) para a filtragem das séries temporais dos dados magnetotelúrico com intuito de atenuar a propagação de ruídos após o processamento destes dados. A presença de ruídos nos dados de séries temporais MT, como por exemplo os gerados por redes elétricas na faixa dos 60 Hz e seus harmônicos, podem vir a afetá-los grandiosamente gerando dualidade na interpretação dos resultados. Uma técnica nova para análise de séries temporais foi proposta inicialmente por (Elsner e Tsonis, 1996) em seu trabalho intitulado de "Singular Spectrum Analysis: A New Tool in Time Series Analysis ". Nos últimos anos a técnica de SSA se tornou uma poderosa ferramenta para de análise de séries temporais , sendo aplicada a vários problemas práticos. Alguns exemplos são Haak e Hutton (1972), Kondrashov e Ghill (2006), Schoellhamer (2001), Yiou et al. (2000) e Golyandina et al. (2001). O SSA é um método de processamento de sinal que pode ser usado, entre outras aplicações, para remover ruídos de séries temporais (Golyandina et al., 2001). O SSA é um método não paramétrico para análise de séries temporais que consiste em dois estágios complementares: no primeiro estágio, a série temporal é decomposta e, no segundo estágio, a série temporal original é reconstruída, ambas em duas etapas separadas.

Os dados MT utilizados nesta pesquisa, foram adquiridos pelo equipe da UFBA no ano de 2019 na região da Ilha de Itaparica, Bahia, Brasil. Esses dados foram submetidos ao

---

filtro SSA, processados através de algoritmos fornecidos pelo Grupo de estudos em Geomagnetismo GEOMA/INPE e interpretados através de modelagem inversa utilizando o software REBOCC (Reduced Basis Occam's Inversion) proposto por Siripunvaraporn e Egbert (2000).

# 1

## O Método Magnetotelúrico (MT)

Proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), o método magnetotelúrico (MT) consiste em medir, simultaneamente, os campos elétricos e magnéticos na superfície para estimar a distribuição da condutividade elétrica no interior do planeta Terra a partir das variações temporais naturais dos campos geomagnético e geoeletrico. Segundo Berdichevsky e Dmitriev (2008), as sondagens MT consideram que uma onda plana eletromagnética incide verticalmente em um modelo formado por camadas planas, horizontais e homogêneas, causando variações temporais nos campos elétricos (**E**) e magnético (**H**). Tais variações são causadas tanto por correntes elétricas presentes na ionosfera e magnetosfera terrestre, onde são geradas ondas eletromagnéticas de frequência relativamente baixa (abaixo de 1 Hz) que se propagam para a superfície, como por descargas elétricas atmosféricas que também produzem ondas eletromagnéticas.

Segundo Santos (2012), à medida que esse campo eletromagnético se difunde para o interior da Terra, ele atravessa regiões que apresentam mudanças de condutividade, as quais se correlacionam com variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade e salinidade. Quando o sinal eletromagnético encontra limites com diferentes condutividades, campos secundários são gerados e parte dele se propaga de volta para a superfície, trazendo informações das mudanças relativas de condutividade em subsuperfície. O método magnetotelúrico apresenta grande vantagem em regiões onde a sísmica mostra dificuldade de imageamento. Estudos em regiões cratônicas e o conhecimento de estruturas profundas da crosta (Posgay et al. (1995); Figueiredo (1997); Davey et al. (1998)) e em explorações termais (Kalvey e Jones (1995); Galanopoulos et al. (1998)) tem se beneficiado com o emprego desse método.

### 1.1 Natureza do sinal

A interação entre o plasma do vento solar e o campo geomagnético, os efeitos ionizantes da radiação solar na atmosfera superior (ionosfera) e as ondas induzidas pelos relâmpagos propagando sua energia entre dois meios condutores (base da ionosfera e superfície da Terra),

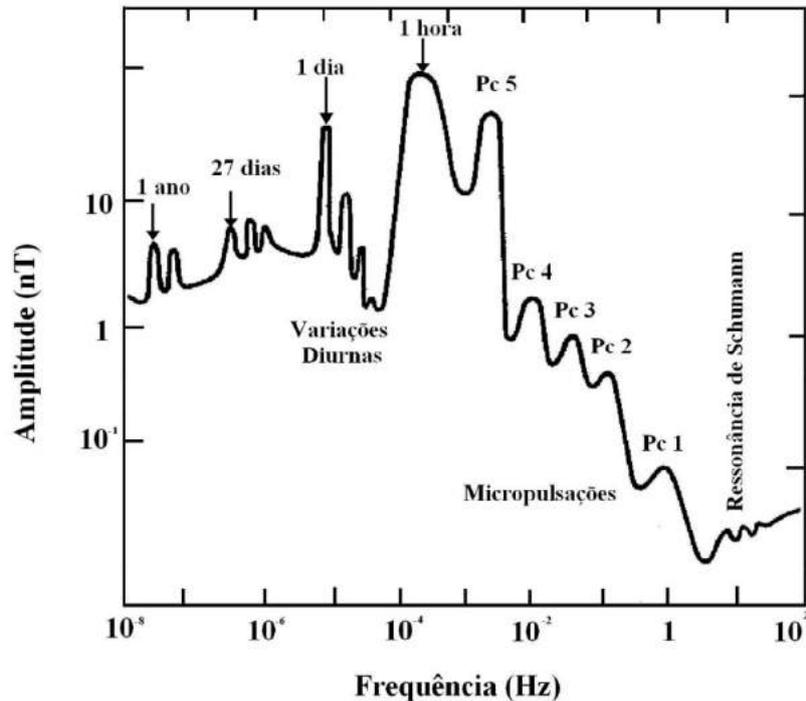


Figura 1.1: Espectro de energia do campo eletromagnético natural com suas respectivas fontes. Fonte: Pádua (2004).

produzem ambientes eletromagnéticos utilizados em estudos MT. Eventos com frequência inferiores a 1 Hz, são produzidos pela interação do vento solar e o campo geomagnético enquanto os sinais de frequência superiores a 1 Hz são produzidos por fenômenos elétricos na baixa atmosfera. Em latitudes médias e altas, há geralmente excelentes níveis de sinais em períodos acima de 10 s; por outro lado, entre 0,1 e 10 s existe um mínimo no espectro do campo telúrico e máximo no espectro dos ruídos natural e cultural, com conseqüente baixa razões sinal/ruído. Esta faixa espectral é conhecida como banda morta. Em baixas latitudes, como no Brasil, as variações geomagnéticas naturais são muito mais fracas em decorrência das características de propagação, sobretudo das pulsações magnéticas. Devido a isso, a banda morta pode ser ampliada até períodos superiores a 10 s, conforme Padilha (1995).

A Figura 1.1 mostra o espectro de energia eletromagnética natural e as respectivas fontes de sinais naturais, sendo elas: micropulsações geomagnéticas, variação diurna e ressonâncias de Schumann.

### 1.1.1 Micropulsações

As ondas de frequência ultra baixa (ULF) (300 Hz a 3 kHz) incidentes na Terra são produzidas por processos na magnetosfera. Elas produzem uma grande variedade de tipos de ondas hidromagnéticas ULF que são classificadas no solo como pulsações Pcs (pulsações contínuas que possuem sinais quase-senoidais de frequência bem definida com duração de vários ciclos) ou Pis (pulsações irregulares que possuem sinais com uma banda espectral mais larga, sem uma frequência bem definida e geralmente associadas a fase crítica das subtempestades ele-

Pulsações contínuas (s)					Pulsações irregulares (s)	
Pc 1	Pc 2	Pc 3	Pc4	Pc5	Pi 1	Pi 2
0,2-5	5-10	10 45	45-150	150-600	1-40	40-150

Tabela 1.1: Classificação das micropulsações em função das faixas de períodos. Fonte: adaptada de Jacobs (1970).

tromagnéticas) como pode ser visto na Tabela 1.2. Descrições da teoria referente à origem das micropulsações podem ser encontradas na literatura Jacobs (1970).

### 1.1.2 Variações diurnas

Mesmo durante condições tranquilas, o campo geomagnético apresenta variações diurnas regulares, dependendo da estação e do ciclo solar. O principal processo de formação de elétrons livres na ionosfera é a fotoionização que consiste na absorção de radiação solar, predominantemente na faixa do extremo ultravioleta e raios-X, por elementos atmosféricos neutros (Kirchhoff, 1991). Os ventos neutros são controlados pelas marés atmosféricas, principalmente devido ao aquecimento solar. Portanto, o padrão global de variação do campo geomagnético terrestre é chamado de sistema de corrente Sq (solar quiet).

As mudanças sazonais no sistema Sq estão ligadas ao fato de que a iluminação solar relativa dos dois hemisférios variam com as estações. Em condições normais (dias calmos) a variação diurna é suave e regular e tem uma amplitude de aproximadamente 20-80 nT, tendo o seu máximo nas regiões polares. Em alguns dias (dias perturbados) ocorrem variações muito rápidas e de grande amplitude (às vezes maiores que 1000 nT), chamadas tempestades magnéticas. Próximo ao equador magnético, a alta condutividade de Cowling resulta em um eletrojato equatorial (EEJ) bastante forte. Sua direção é a mesma que a direção do campo elétrico ou para o leste durante o dia e durante a noite quase desaparece devido a uma baixa condutividade. O EEJ flui em baixas altitudes entre 90 e 130 km. Há também um eletrojato de contra ou retorno, que é uma banda estreita de corrente oeste, frequentemente aparecendo em ambos os lados do equador de mergulho pela manhã e à tarde.

### 1.1.3 Ressonância de Schumann

A região atmosférica entre o solo altamente condutor e a ionosfera formam uma cavidade de ressonância. As ressonâncias de Schumann são compostas pelo sinal de fundo resultante da atividade global de raios e transientes de frequência extremamente baixa (ELF), resultantes de descargas intensas de raios em algum lugar da Terra. Os transientes na cavidade Terra-ionosfera se propagam globalmente na faixa ELF. As frequências médias nominais observadas são 8, 14, 20, 26, 33, 39 e 45 Hz, com uma ligeira variação diurna. As frequências de ressonância de Shumann são definidas a partir da razão da velocidade de propagação da onda pela distância a percorrer na cavidade ressonante, sendo calculadas através da Equação 1.1,

$$f_{rs} = \frac{nc}{d}, \quad (1.1)$$

onde  $f_{rs}$  é a frequência de ressonância de Schumann,  $n$  é o harmônico ( $n = 1, 2, \dots$ ),  $c$  é a velocidade de propagação da energia eletromagnética (cerca de 300.000 km/s) e  $d$  é a circunferência da Terra (cerca de 40.000 km).

## 1.2 Fundamentos físicos do MT

Segundo Simpson e Bahr (2005), para que possamos considerar a indução eletromagnética na Terra, várias suposições simplificadoras são aplicáveis. Tais suposições são:

- A Terra não gera energia eletromagnética, mas apenas a absorve ou dissipa;
- Todos os campos podem ser tratados como conservadores e analíticos longe de suas fontes;
- Os campos naturais utilizados, são gerados por sistemas de correntes ionosféricas em larga escala que estão relativamente distantes da superfície da Terra, podendo ser tratados como ondas eletromagnéticas uniformes e polarizadas que colidem com a Terra em incidência quase vertical (onda plana). Essa suposição pode ser violada nas regiões polares e equatoriais;
- Não é esperado o acúmulo de cargas livres em um meio de camadas, no entanto em uma Terra multidimensional as cargas podem se acumular ao longo das discontinuidades gerando o fenômeno conhecido como *static shift*;
- A carga é conservada e a Terra se comporta como um condutor, obedecendo a equação:

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}, \quad (1.2)$$

onde,  $\mathbf{j}$  é a densidade de corrente elétrica (em  $Am^{-2}$ ),  $\sigma$  é a condutividade do meio ( $Sm^{-1}$ ), e  $\mathbf{E}$  é o campo elétrico ( $Vm^{-1}$ );

- O campo de deslocamento elétrico é quase estático para os períodos MT. Portanto, as correntes de deslocamento variáveis no tempo (decorrentes de efeitos de polarização) são desprezíveis em comparação com as correntes de condução, o que promove o tratamento da indução eletromagnética na Terra puramente como um processo de difusão;
- Quaisquer variações nas permissividades elétricas e permeabilidades magnéticas das rochas são consideradas desprezíveis em relação as variações de condutividade nas rochas.

### 1.2.1 Equações de Maxwell e equações constitutivas

O comportamento dos campos eletromagnéticos em qualquer frequência é descrito pelas equações de Maxwell, que para um meio magnetizável e polarizável podem ser expressas como:

$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t}, \quad (1.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}, \quad (1.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0, \quad (1.5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{d} = \rho. \quad (1.6)$$

onde  $\mathbf{e}$  é o campo elétrico ( $Vm^{-1}$ ),  $\mathbf{b}$  é indução magnética ( $T$ ),  $\mathbf{h}$  intensidade do campo magnético ( $Am^{-1}$ ),  $\mathbf{d}$  é o deslocamento elétrico ( $Cm^{-2}$ ),  $\mathbf{j}$  é a densidade de corrente elétrica ( $Am^{-2}$ ) e  $\rho$  é a densidade de carga ( $Cm^{-3}$ ). Assumindo uma aproximação de onda quase-estacionária no intervalo de frequência nas sondagens MT ( $10^{-4}$  à  $10^3$  Hz) e que as condutividades encontradas nos materiais terrestres estão na faixa de 0.1 a 10000  $\Omega$  (Haak e Hutton, 1972), as correntes de deslocamento ( $\partial \mathbf{d}/\partial t$ ), podem ser negligenciadas e a 1.4 poderá ser escrita como:

$$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j}. \quad (1.7)$$

Para vincular o comportamento do campo eletromagnético com as características físicas do meio é necessário a utilização das equações constitutivas:

$$\mathbf{d} = \epsilon \mathbf{e}, \quad (1.8)$$

$$\mathbf{b} = \mu \mathbf{h}, \quad (1.9)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e}, \quad (1.10)$$

onde  $\epsilon$  (permissividades elétricas),  $\mu$  (permeabilidades magnéticas),  $\sigma$  (condutividade elétrica) são os parâmetros característicos do meio em que as ondas se propagam, expressos como tensores em meios anisotrópicos, podendo variar no tempo. Para estudos de MT, as variações em  $\epsilon$ ,  $\mu$  são desprezíveis em comparação com as variações condutivas das rochas, sendo assumidos valores relativo ao espaço livre ( $\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} F m^{-1}$  e  $\mu_0 = 1,2566 \times 10^{-6} H m^{-1}$ ).

As soluções das equações de Maxwell para os campos EM podem ser expressas por uma combinação linear dos termos harmônicos:

$$\mathbf{e} = \mathbf{e}_0 e^{i(\omega t + \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})}, \quad (1.11)$$

$$\mathbf{b} = \mathbf{b}_0 e^{i(\omega t + \mathbf{k} \cdot \mathbf{r})}, \quad (1.12)$$

onde  $\omega$  (rad/s) é a frequência angular das ondas eletromagnéticas,  $t$  (s) é o tempo,  $\mathbf{k}$  e  $\mathbf{r}$  são vetores de onda e posição, respectivamente. Em ambas as expressões o primeiro termo no expoente corresponde às oscilações das ondas e o segundo termo representa a propagação das ondas.

Relacionando as equações de Maxwell (Equação 1.3 até 1.6) com as relações constitutivas (Equação 1.8 até 1.10) juntamente com a hipótese de uma onda quase-estacionária, as equações de Maxwell no domínio da frequência podem ser expressas por:

$$\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H}, \quad (1.13)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E}, \quad (1.14)$$

demonstrando que o campo magnético variável induz um campo elétrico que se propaga no interior da terra (correntes telúricas).

### 1.2.2 Equação da onda eletromagnética

Aplicando o rotacional na Equação 1.14 juntamente com algumas simplificações, podemos reescreve-lá como::

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} - \sigma\nabla \times \mathbf{E} = 0, \quad (1.15)$$

conforme a equação 1.13,  $\nabla \times \mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H}$ , podemos reescrever a Equação 1.15 como:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} - \sigma i\omega\mu_0\mathbf{H} = 0, \quad (1.16)$$

fazendo o uso da identidade vetorial  $\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{H}) - \nabla \cdot \nabla \mathbf{H} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{H}) - \nabla^2 \mathbf{H}$ , onde  $\nabla^2 \mathbf{H}$  é o operador Laplaciano em coordenadas retangulares de  $\mathbf{H}$ . Sendo  $\nabla \cdot \mathbf{H} = 0$ , se obtém:

$$\nabla^2 \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = 0, \quad (1.17)$$

onde  $k$  é número de onda definido por:

$$k^2 = -i\mu_0\sigma\omega. \quad (1.18)$$

Realizando o mesmo procedimento para o campo  $\mathbf{E}$  teremos:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0. \quad (1.19)$$

As Equações 1.17 e 1.19 são conhecidas como equações de Helmholtz em  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{H}$  ou equações da onda válidas em meios homogêneos. Neste caso, os parâmetros  $\mu$ ,  $\sigma$  e  $\epsilon$  variam com a frequência.

No caso particular em que  $\omega = 0$  em uma região desprovida de fontes (cargas e correntes), as equações de Helmholtz se reduzem as seguintes equações de Laplace:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = 0, \quad (1.20)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = 0. \quad (1.21)$$

A solução básica para a equação de onda da plana para os campos magnético e elétrico respectivamente é dada por:

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} + \mathbf{H}^- e^{+\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}, \quad (1.22)$$

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} + \mathbf{E}^- e^{+\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}, \quad (1.23)$$

onde  $\mathbf{k}$  é o vetor de onda cujo módulo é definido na Equação 1.18. Os parâmetros  $H^+$ ,  $H^-$ ,  $E^+$  e  $E^-$  são vetores constantes. O sobrescrito (+) indica que o sentido de propagação da onda é na direção do vetor  $\mathbf{k}$  e o sobrescrito (-), na direção oposta.

No caso do estudo de um semi-espço infinito, o segundo termo das Equações 1.22 e 1.23 diverge e, portanto  $\mathbf{H}^-$  e  $\mathbf{E}^-$  devem ser iguais a zero. Com isso, essas equações tomam a seguinte forma:

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}, \quad (1.24)$$

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}. \quad (1.25)$$

O valor de  $k$  pode ser reescrito como,

$$k = (-i\mu_0\sigma\omega)^{\frac{1}{2}} = \sqrt{\mu_0\sigma\omega}^{-i\frac{\pi}{4}} = \sqrt{\frac{\mu_0\omega}{2\rho}}(1-i) = \frac{1-i}{\delta}, \quad (1.26)$$

onde  $\rho$  é a resistividade do meio (o inverso da condutividade) e  $\delta$  é chamada de espessura pelicular ou skin depth, dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\mu_0\omega}}. \quad (1.27)$$

Substituindo a Equação 1.26 nas Equações 1.24 e 1.25, mostra-se que a espessura pelicular corresponde à distância na qual os campos EM são atenuados em  $e^{-1} \simeq 37\%$ . A espessura pelicular controla a penetração da onda eletromagnética em um meio condutor, sendo esta penetração tanto maior quanto mais resistivo for o meio e quanto maior for o período da onda eletromagnética. Ao utilizar a solução de onda plana, isso impõe que o campo EM natural seja uniforme em relação a distância, da ordem de várias espessuras peliculares. Madden e Nelson (1964) mostraram, a partir de dados experimentais, que a hipótese da onda plana é normalmente satisfeita pelo sinal natural. Propriedades importantes da solução de onda plana podem ser obtidas considerando o fato de que as Equações 1.24 e 1.25 devem satisfazer as equações de Maxwell para serem soluções válidas fisicamente. Podemos levar em conta as seguintes igualdades para obter essas propriedades:

$$\nabla(e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}) = -e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}\mathbf{k}, \quad (1.28)$$

$$\nabla \times (Cf(\mathbf{r})) = -C(\nabla \times f(\mathbf{r})), \quad (1.29)$$

$$\nabla \cdot (Cf(\mathbf{r})) = C\nabla \cdot (f(\mathbf{r})), \quad (1.30)$$

sendo  $C$  constante.

### 1.2.3 Representação tensorial

Para obter informações geológicas através de dados MT é necessário fazer uma boa estimativa dos elementos da matriz de impedância. As funções de transferência magnetotelúricas ou respostas magnetotelúricas são funções que correlacionam as diferentes componentes do campo EM em uma determinada frequência. A razão entre os componentes ortogonais dos campos elétricos e magnéticos define um parâmetro chamado impedância de onda ou, simplesmente, impedância do meio. Segundo Vozoff (1972), a difusão de uma onda plana a uma frequência particular depende somente das propriedades elétricas do meio. Portanto, elas caracterizam a distribuição de condutividade dos materiais em subsuperfície de acordo com a frequência medida.

O tensor de impedância eletromagnética ( $\mathbf{Z}$ ) é escrito como a razão entre as componentes horizontais complexas dos campos elétricos ( $E_x, E_y$ ) e magnéticos ( $H_x, H_y$ ), sendo que os campos devem ser ortogonais entre si a uma dada frequência ( $\omega$ ), medido no mesmo local. Podemos escrever tal relação como:

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}. \quad (1.31)$$

Os elementos do tensor de impedância, são grandezas complexas com unidades de  $\Omega.m$  no S.I. A partir desses elementos, obtém-se as resistividades aparentes ( $\rho_a$ ) e fases ( $\phi$ ) em função da frequência através das equações:

$$\rho_{aij} = \frac{|Z_{ij}|^2}{\omega\mu_0}, \quad (1.32)$$

$$\phi_{aij} = \arctan\left(\frac{\Im(Z_{ij}(\omega))}{\Re(Z_{ij}(\omega))}\right). \quad (1.33)$$

O tensor de impedância possui informações sobre a dimensionalidade e direção das estruturas geológicas. Para um meio 1D onde a resistividade varia somente com a profundidade, os elementos da diagonal principal da matriz são nulos ( $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ ), enquanto os elementos da diagonal secundária são iguais em magnitude ( $Z_{yx} = -Z_{xy}$ ), porém com sinais contrários, como mostra a relação:

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}. \quad (1.34)$$

Para um meio 1D, as curvas de  $\rho$  a e  $\phi$  (xy e yx), são iguais entre si e não dependem da orientação do referencial de aquisição.

Em meios 2D, onde a condutividade varia com a profundidade e ao longo de uma das direções horizontais, 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 geológico), porém os elementos da diagonal secundária agora são diferentes, como podemos observar em:

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}. \quad (1.35)$$

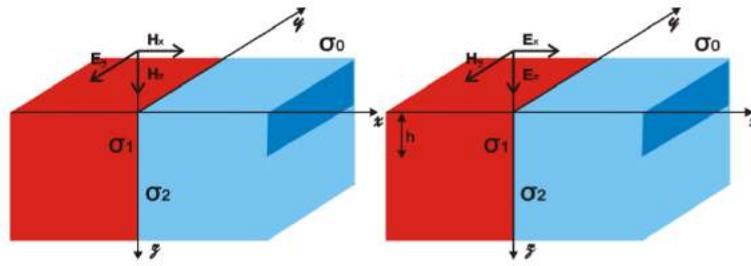


Figura 1.2: Modelos TE (a esquerda) e TM (a direita) da falha vertical. Modificado Batista (2013)

Numa situação de meio 2D e com a premissa MT de onda plana uniforme penetrando na estrutura regional fornece dois modos independentes de fluxo de corrente, nos quais os eixos de medição são paralelo ( $\parallel$ ) e perpendicular ( $\perp$ ) ao strike da estrutura geológica. No modo de polarização TE, o campo elétrico horizontal é paralelo ao *strike* 2-D, resultando na impedância  $Z_{\parallel}$ . Já no modo TM, o campo elétrico é perpendicular ao strike e a impedância é denotada por  $Z_{\perp}$  como pode ser observado na Figura 1.2.

Para meios 3D a resistividade varia em todas as direções fazendo com que todos os elementos da matriz de impedância  $Z$  sejam não nulos e diferentes entre si.

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}. \quad (1.36)$$

Meios 3D é o caso mais comum na natureza. Em algumas situações geológicas é possível fazer uma interpretação geofísica de dados 3D aproximados para modelos 2D

### 1.2.4 Strike geoeletrico

As componentes dos campos EM são medidas em um sistema de referência. O mais utilizado é o sistema de referência geomagnética: z positivo para o interior da Terra, x positivo para o norte geomagnético e y positivo para o leste magnético. O fato dessas medidas serem feitas nestas coordenadas quase sempre não promovem uma situação ideal para solução do caso 2D, já que o strike, direção no qual a resistividade (ou condutividade) elétrica não varia, não está nas direções das medidas, sendo possível rotacionar matematicamente o tensor medido por um ângulo  $\theta$  de forma que os elementos tensoriais  $Z_{xx}$  e  $Z_{yy}$  se tornem nulos, satisfazendo a relação de bidimensionalidade.

Considerando o ângulo  $\theta$  (medido no sentido horário a partir do eixo x) como o ângulo entre os eixos de medida (x, y) e o strike verdadeiro, a rotação de  $\mathbf{E}$  através de  $\theta$  determinará os componentes do campo  $\mathbf{E}$  nos eixos principais de anisotropia ( $x'$ ,  $y'$ ), escrito por,

$$\begin{bmatrix} E'_x \\ E'_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix}, \quad (1.37)$$

podendo ser escrito na forma matricial como,

$$\mathbf{E}' = \mathbf{R}\mathbf{E}, \quad (1.38)$$

$$\mathbf{H}' = \mathbf{R}\mathbf{H}, \quad (1.39)$$

$$\mathbf{Z}' = \mathbf{R}^T \mathbf{Z}, \quad (1.40)$$

onde  $R$  é a matriz de rotação descrita na Equação 1.37 e  $\mathbf{E}'$ ,  $\mathbf{H}'$  e  $\mathbf{Z}'$  são os vetores contendo as componentes dos campos medidos e da impedância na direção do strike.

Segundo Vozoff (1991), é usual apresentar o tensor em uma direção que cada frequência maximize as componentes da diagonal não principal do tensor ( $Z'_{xy}$  e  $Z'_{yx}$ ) e ao mesmo tempo minimize as componentes da diagonal principal ( $Z'_{xx}$  e  $Z'_{yy}$ ), visto que numa situação ideal no caso 2D, os elementos da diagonal principal do tensor impedância (Equação 1.37) são nulos. A forma mais tradicional de determinar o strike que aproxima um tensor 3D em 2D é a solução proposta por Swift (1967), que minimiza  $|Z_{xy}|^2 + |Z_{yx}|^2$  para cada frequência. Esta solução é,

$$4\theta = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} - Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} - Z_{yx})}{|Z_{xx} + Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|}, \quad (1.41)$$

Ela dá um indicativo da dimensionalidade da estrutura em estudo. No caso 1D não existiria solução, para o caso 2D a solução seria bem definida e para o caso 3D existiriam várias soluções. A Equação 1.41 fornece um valor de ângulo de rotação que pode estar tanto minimizando, como maximizando os elementos da diagonal principal. Provocando uma ambiguidade de  $90^\circ$  na determinação do ângulo do strike. Uma maneira de resolver esta ambiguidade está no conhecimento do strike geológico. Uma outra maneira de remover a ambiguidade no strike é determinar o Tipper ou vetor de indução  $\mathbf{T}$ . Uma descontinuidade lateral na condutividade gera um componente vertical do campo que é próximo de zero, no caso 1D e 2D, mas não quando a estrutura é 3D ou se existe uma fonte tipo eletrojato equatorial. A relação da componente  $H_z$  com as componentes horizontais é dada por:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y. \quad (1.42)$$

Quando a direção de medida coincide com o strike para uma estrutura 2D, temos  $\mathbf{H}_z = \mathbf{T}_y \mathbf{H}_y$  onde  $\mathbf{T}_y$  representa o desvio do vetor  $\mathbf{H}$  relação ao plano horizontal. Quando a direção de medida não é a mesma do strike, a fase de  $\mathbf{T}_x$  e  $\mathbf{T}_y$  são idênticas, a razão  $T_x/T_y$  é real e o desvio do campo magnético horizontal forma um ângulo  $\phi$  com relação a x dada por  $\phi = \arctan T_y/T_x$  que indica a direção para a região condutiva retirando a ambiguidade. A Equação 1.42 representa as flechas de indução conhecidas como vetor de indução, onde as flechas indicam o gradiente de condutividade (Parkinson, 1959).

### 1.2.5 Resistividade das rochas

Segundo Jones (1999), a resistividade elétrica é a propriedade física que define a resistência oferecida por um material em conduzir fluxo de corrente elétrica. Nos materiais terrestres

esse parâmetro variam em mais de sete grandeza e depois da viscosidade é o parâmetro físico que mais varia, como pode ser observado na Figura 1.3 (Palacky, 1987).

Como os silicatos são maus condutores elétricos, a condução de correntes elétricas nas rochas se dá preferencialmente em seus componentes minoritários interconectados das rochas tais como fluidos salinos intersticiais (condução eletrolítica), minerais altamente condutores (especialmente grafita e sulfetos), fusões parciais e voláteis (Jones, 1992). Muito embora a condução eletrolítica possa variar de um tipo de rocha para outro, isto não significa que este seja um parâmetro capaz de identificá-la.

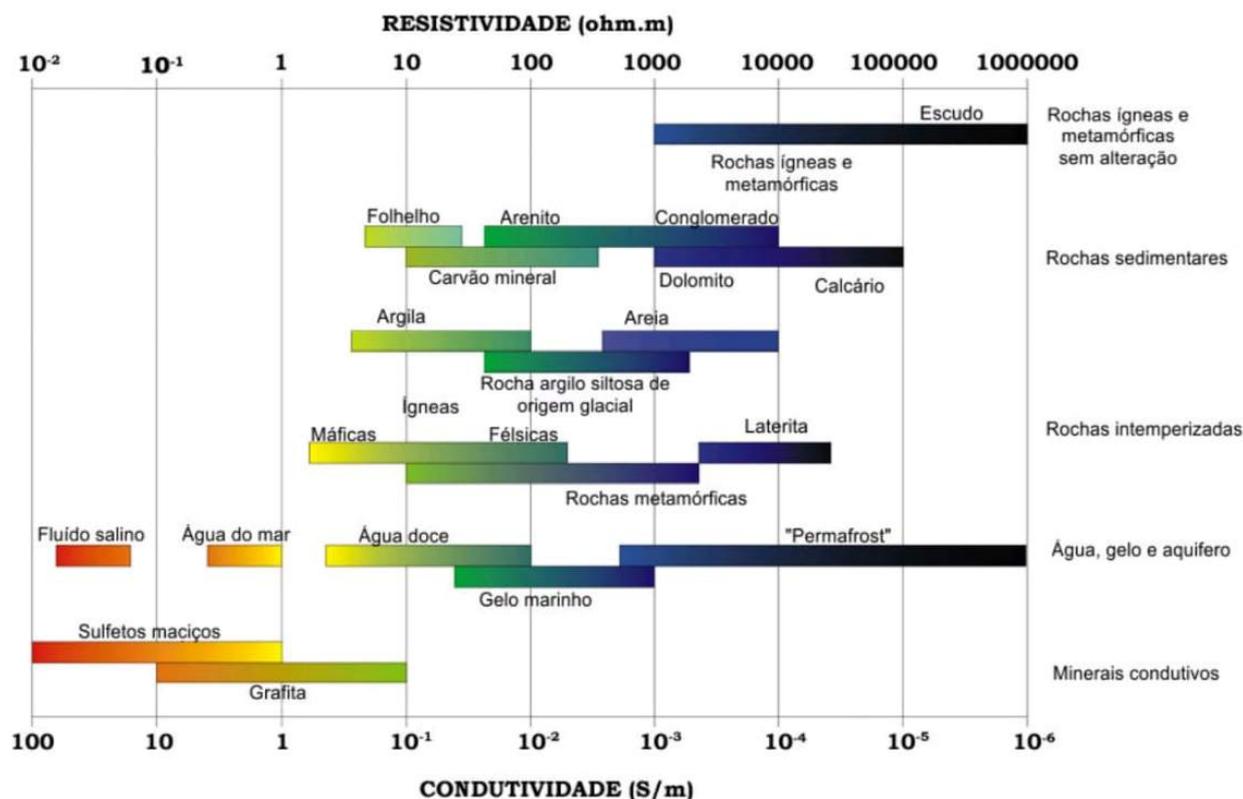


Figura 1.3: Resistividade elétrica em materiais da Terra. Modificada de Palacky (1987).

# 2

## Filtragem MT via SSA

A análise do espectro singular (SSA) tomou notoriedade a partir da publicação de "Singular Spectrum Analysis: A New Tool in Time Series Analysis" (Elsner e Tsonis, 1996), passando a partir daí a ter intensificada suas aplicações. Nos últimos anos esta técnica poderosa de análise de séries temporais foi sendo desenvolvida e aplicada em problemas práticos. Alguns exemplos são os trabalhos de (Harris e Yuan, 2010), Kondrashov e Ghil (2006), Schoellhamer (2001), Yiou et al. (2000) e Golyandina et al. (2001). Neste capítulo, iremos abordar e analisar a aplicabilidade do SSA como metodologia de filtragem das séries temporais de dados magnetotelúricos. Esta etapa visa mitigar a propagação de ruídos aleatórios, periódicos ou não e não correlacionáveis no tratamento posterior destas séries.

### 2.1 Análise do espectro singular

O SSA é um método de processamento de sinais que pode ser usado, entre outras aplicações, para remover ruído de séries temporais (Golyandina et al., 2001). O SSA é um método não paramétrico para análise de séries temporais, que consiste em dois estágios complementares: no primeiro estágio, a série temporal é decomposta e, no segundo estágio, a série temporal original é reconstruída, ambas em etapas distintas.

#### 2.1.1 Primeiro Estágio: decomposição

##### Primeira etapa: Incorporação

A incorporação é a etapa preparatória do método que se caracteriza pela construção de uma matriz que é a versão retardada multidimensional da série original.

Seja  $\mathbf{Y}_m = (y_1, \dots, y_m)$  uma série temporal de comprimento  $m$ . Para realizar a incorporação nesta série temporal, desloca-se uma amostra a cada coluna da mesma, para gerar a matriz Toeplitz  $\mathbf{X}$  (matriz de diagonais simétricas idênticas a da diagonal principal, em que

cada diagonal descendente da esquerda para a direita tem valor constante) que, diferentemente do algoritmo Cadzow (1988), considera os zeros fora da janela da série temporal em cada coluna. A matriz  $\mathbf{X}$  é frequentemente chamada de matriz trajetória. Pode-se, assim, definir um operador  $J(\cdot)$  que, aplicado a série  $\mathbf{Y}_m$ , gera a matriz com séries deslocadas, como proposto por Porsani et al. (2018).

Neste passo transformamos a série  $\mathbf{Y}_m$  numa série multidimensional  $\mathbf{X}$ , a partir do operador  $J(\cdot)$ , formando as sub-séries  $\mathbf{X}_i$ .

$$\mathbf{X} = J(\mathbf{Y}_m) = [\mathbf{X}_1; \dots; \mathbf{X}_n], \quad (2.1)$$

onde  $n$  é o número de decomposições que serão feitas na série inicial. Podemos reescrever a equação 2.1 na forma:

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} y_1 & 0 & \cdots & 0_n \\ \vdots & y_1 & \ddots & \vdots \\ y_m & \vdots & \ddots & 0 \\ 0 & y_m & \vdots & y_1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0_{m+n-1} & 0 & \cdots & y_m \end{bmatrix}, \quad (2.2)$$

## Segundo etapa: Decomposição em valores singulares

O resultado desta etapa é a decomposição de valores singulares (SVD) da matriz trajetória  $\mathbf{X}$  de tal modo que,

$$\mathbf{X} = \mathbf{U}\mathbf{\Sigma}\mathbf{V}^T, \quad (2.3)$$

onde  $\mathbf{U}$  e  $\mathbf{V}$  são matrizes unitárias e ortogonais, sendo:

- $\mathbf{U}^{-1} = \mathbf{U}^T$  e  $\mathbf{V}^{-1} = \mathbf{V}^T$ .
- $\mathbf{\Sigma} = \text{diag}(\sigma_1, \dots, \sigma_M)$  Valor singular da matriz;
- $\mathbf{U} = [u_1 \dots u_M]$  autovetor da matriz  $\mathbf{X}\mathbf{X}^T$ ;
- $\mathbf{V} = [v_1 \dots v_M]$  autovetor da matriz  $\mathbf{X}^T\mathbf{X}$ .

Logo, a matrix  $\mathbf{X}$  pode ser reescrita como,

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} u_1 & \cdots & u_M \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sigma_1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & \sigma_N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} v_1 \\ \vdots \\ v_N \end{bmatrix}, \quad (2.4)$$

ou

$$\mathbf{X} = \sum_{i=1}^N u_i \sigma_i v_i^T = \sum_{i=1}^N \mathbf{K}_i, \quad (2.5)$$

e então o SVD da matriz trajetória  $\mathbf{X}$  pode ser escrita como,

$$\mathbf{X} = \mathbf{K}_1 + \dots + \mathbf{K}_N \quad (2.6)$$

onde  $\mathbf{K}_i = u_i \sigma_i v_i^T$ , reescrita como a soma de matrizes de posto unitário.

## 2.1.2 Segundo estágio: Reconstrução

### Etapa única: Agrupamento

O agrupamento consiste na identificação das primeiras autoimagens associadas ao sinal e remoção das autoimagens relacionadas ao ruído. Este processo pode ser feito de várias maneiras. Neste trabalho optamos pela análise dos valores singulares para a escolha das autoimagens que melhor representam o sinal com o mínimo de ruído, diferente do proposto por Porsani et al. (2018). Fazendo a devida escolha, poderemos escrever a matriz trajetória como:

$$\mathbf{X} = \sum \sqrt{\lambda} U_i V_i^T + \mathbf{E}, \quad (2.7)$$

onde  $\mathbf{E}$  representa o ruído e os outros termos o sinal.

Aplicando o operador  $J(\cdot)^{-1}$  em  $\mathbf{K}_n$  a série temporal é restituída após a correção do deslocamento, soma e média das colunas da matrix:

$$\mathbf{Y} = \sum_{i=1}^n Y_i = \sum_{i=1}^n J^{-1}(\mathbf{K}_i). \quad (2.8)$$

O filtro atua de forma separada em cada série temporal. Os passos a seguir demonstram a realização da filtragem nas séries temporais. Utilizaremos a série relacionada ao campo  $\mathbf{E}_x$  como exemplo.

---

#### Algorithm 1 Algoritmo SSA

---

Entra no programa SSA com o campo  $\mathbf{E}_x$ ;  
 Gera-se a matriz de séries deslocadas toeplitz  $\mathbf{X}$  a partir do do operador  $J(\cdot)$ ;  
 Aplica-se o SVD na matrix  $\mathbf{X}$  resultando nas autoimagens e curva dos autovaloes;  
 Avalia-se as autoimagens referentes a curva filtrada;  
 Soma-se as autoimagens referentes a curva filtrada e aplica-se o operador  $J(\cdot)^{-1}$   
 gerando a série filtrada.

---

## 2.2 Aplicação a dados sintéticos

A filtragem SSA realiza uma decomposição da série original em uma soma de componentes independentes e interpretáveis, viabilizando filtragem de ruídos presente em todo espectro de frequência. Com intuito de validar tal aplicação a dados magnetotelúricos, essa filtragem foi aplicada inicialmente em séries temporais sintéticas, criadas a partir um modelo bidimensional que representa um dique vertical com cobertura (Figura 2.1). Utilizamos o programa desenvolvido por Batista (2013) que se baseia no Método dos Elementos Finitos e

as condições de contorno adequadas para o cálculo dos campos  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{H}$ , Transversal Elétrico (TE - componentes  $\mathbf{E}_y$ ,  $\mathbf{H}_x$  e  $\mathbf{H}_z$ ) e Magnético (componentes TM -  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$  e  $\mathbf{H}_z$ ). Para o cálculo dos campos do modelo sintético mencionado, utilizamos uma malha retangular e espaçamento uniforme, com dimensões  $-5000\text{m} \leq x \leq 5000\text{m}$  e  $0\text{m} \leq z \leq 4000\text{m}$ , com 45 valores de frequência variando de  $10^{-5}$  a  $10^3$  Hz, em 24 estações de medição e 45 valores de profundidade. A camada superficial mais condutora possui uma resistividade de  $20 \Omega.m$  e uma espessura de 1 km, enquanto que o dique e sua vizinhança têm uma resistividade de 10 e  $100 \Omega.m$ , respectivamente. Para a filtragem, trabalhamos com os campos  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{H}$  gerados pelo modelo mencionado e com adição de um ruído aleatório de no máximo 10%.

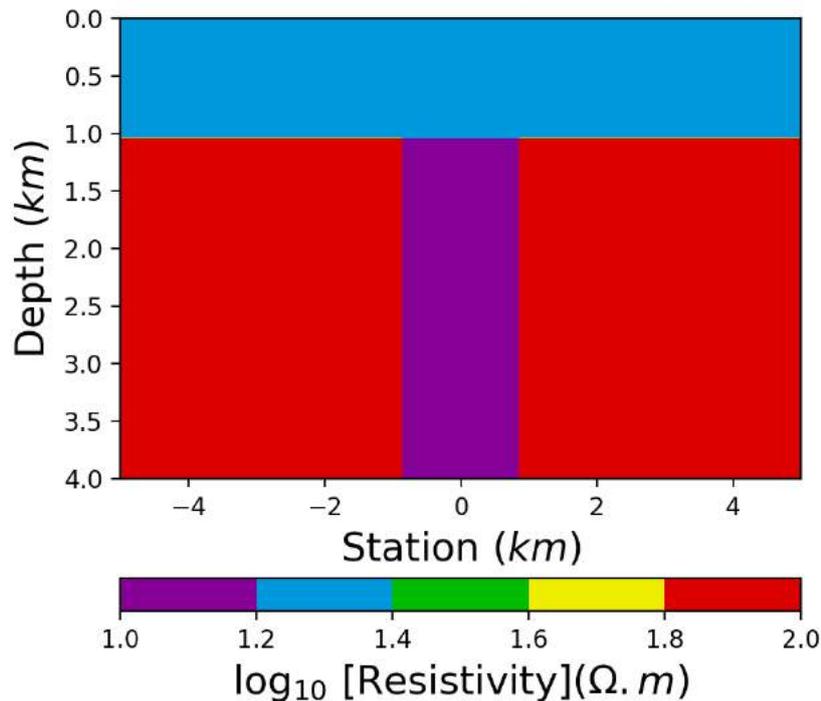


Figura 2.1: Modelo de dique Vertical com cobertura.

No processo de filtragem SSA a energia de cada componente é controlada pelo número de componentes que, nesse caso, se relaciona com o número de colunas da matriz  $\mathbf{X}$  (Equação 2.6). Sabendo disso, é possível controlar a energia de cada componente para diversos interesses. Como o principal objetivo é atenuar ruídos aleatórios e lineares presentes nas séries temporais, faz-se necessário controlar o número de componentes com base na quantidade de ruído que se deseja atenuar, visando sempre conservar o conteúdo de sinal nos dados filtrados. Para tal, realizamos decomposições com 3, 5 e 10 componentes em cada série, avaliado a distribuição de energia a partir dos valores singulares e com isso entender qual destes efetuou a melhor filtragem. É importante salientar que no nosso caso a maior energia está diretamente ligada ao quantidade de sinal não ruidoso na componente.

As Figuras 2.2, 2.3, 2.4, 2.5, 2.6, 2.7, 2.8 e 2.9 mostram os resultados da filtragem SSA aplicada aos dados de séries temporais dos campos modelados para os modos TE e

TM. Para ilustrar os resultados, escolhemos três estações ou pontos ao longo do modelo. A primeira estação está localizada na parte negativa do modelo, em  $x = -1\text{km}$ , e as duas outras, localizadas em  $x = 650\text{m}$  e  $x = 2\text{km}$ , escolhas baseadas em pontos próximos às grandes variações de resistividade do modelo.

A Figura 2.2 mostra as curvas fruto da decomposição em 3 componentes dos campos  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$ , modo TM, geradas pelo modelo do dique vertical com cobertura. Dada as curvas de autovalores mostradas nesta figura, essa decomposição utiliza-se dos valores singulares para definir as autoimagens que acumulam a maior porcentagem de sinal. Segundo Hassani (2007), uma série puramente residual produz uma sequência lentamente decrescente de valores singulares e, se um ruído é adicionado a um sinal composto por autoimagens com valores singulares altos, então pode-se observar uma quebra no espectro dos valores singulares. Desta forma, pode-se distinguir as autoimagens relacionadas ao sinal não ruidoso daquelas associadas ao ruidoso. A análise dessa figura mostrou que o sinal foi melhor representado a partir da conservação apenas do primeiro valor singular. Os resultados das outras autoimagens demonstram que o sinal não foi reconstituído de forma satisfatória, não sendo essa uma escolha efetiva para essa separação, apresentando um conteúdo expressivo de ruído em todas as componentes.

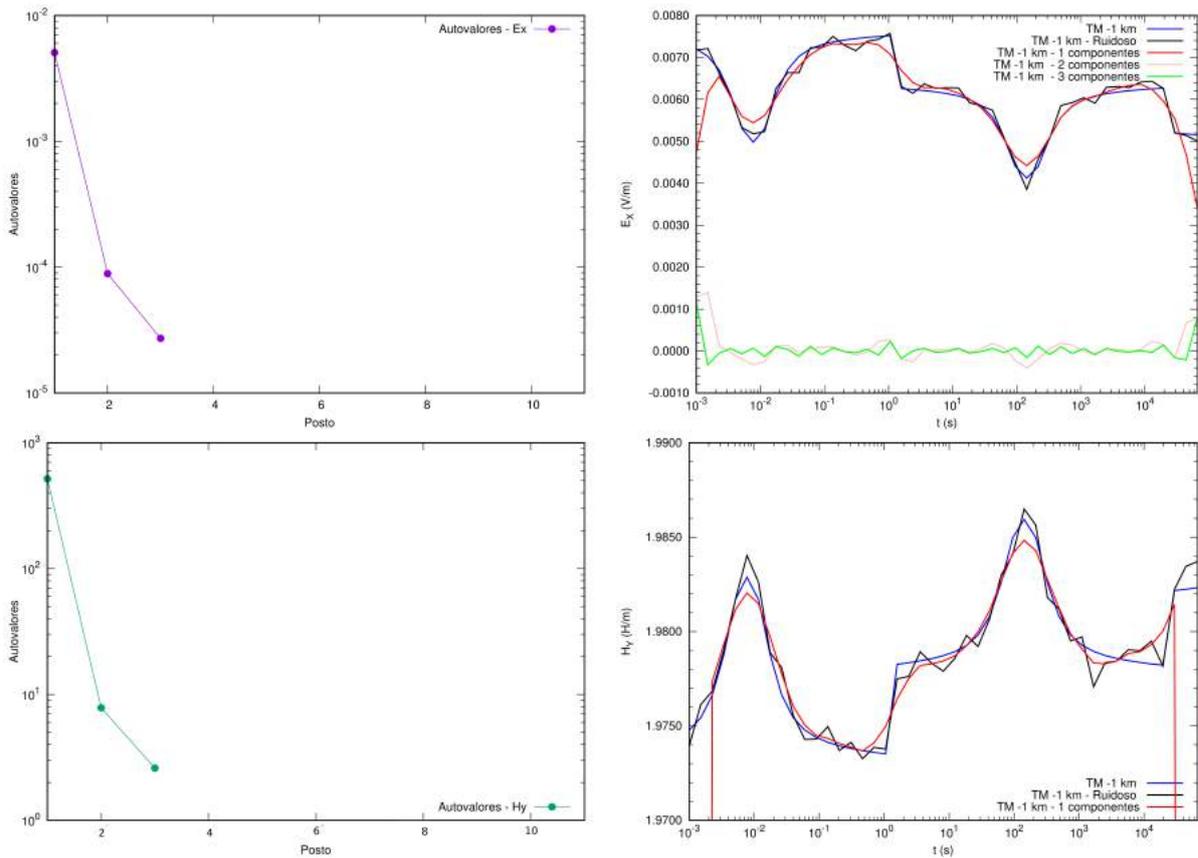


Figura 2.2: Decomposição das séries temporais sintéticas em 3 componentes, modo TM. Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_y$ ,  $\mathbf{H}_x$ , originais, com ruído e suas componentes (a esquerda).

A Figura 2.3, mostram as curvas com decomposição em 5 componentes dos campos  $E_x$  e  $H_y$ , modo TM, geradas pelo mesmo modelo. Nota-se aqui o mesmo ocorrido na Figura

2.2, onde a autoimagem referente ao primeiro valor singular representou melhor o sinal sem ruído. Novamente a série temporal não foi filtrada de forma satisfatória apresentando conteúdo expressivo de ruído em todas as outras componentes, principalmente nos intervalos de alta frequência. Nota-se também que mesmo para os melhores resultados obtidos pela decomposição em 3 ou 5 componentes, existe uma grande discrepância entre os valores filtrados e o sinal original na faixa de valores extremos do intervalo de tempo considerado.

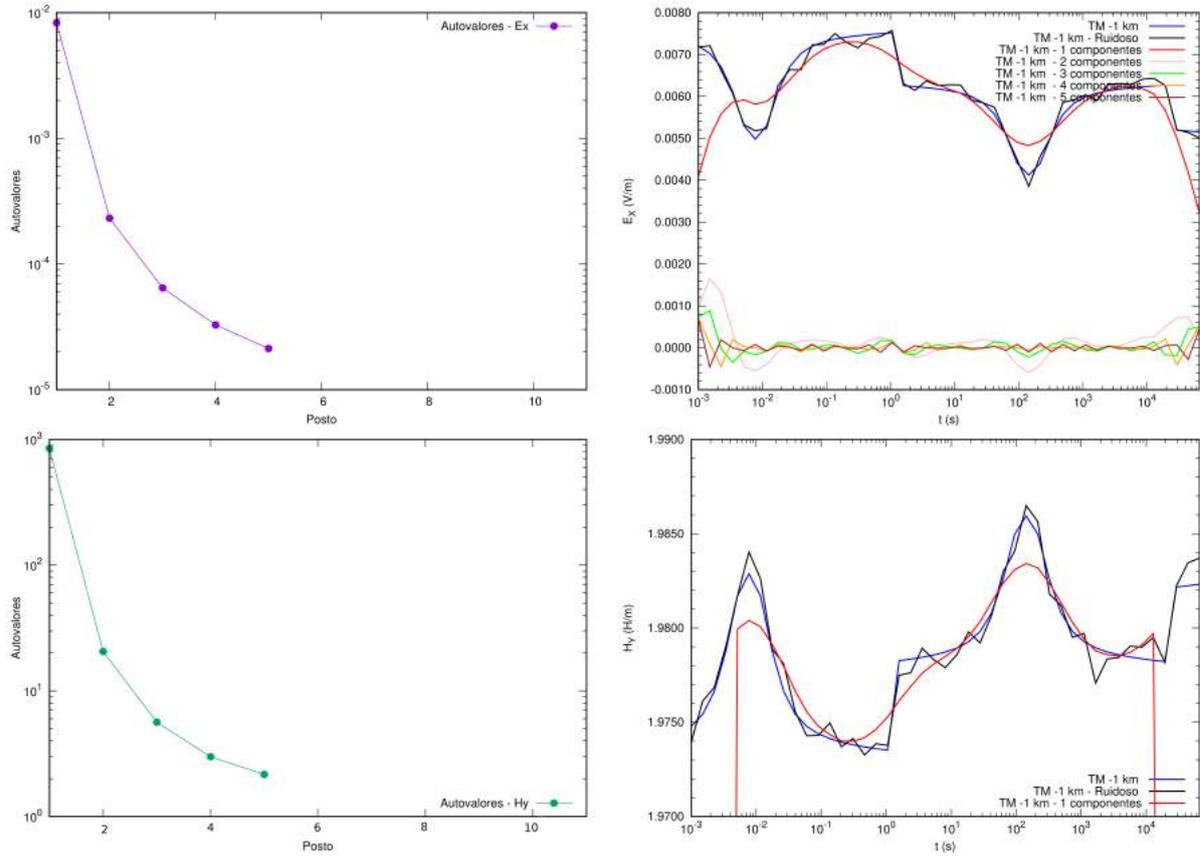


Figura 2.3: Decomposição das séries temporais sintéticas com 5 componentes, modo TM. Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$  originais, com ruído e suas componentes (a esquerda).

No caso da Figura 2.4, que representa a decomposição com 10 componentes, optamos por preservar as 3 autoimagens relacionada com os três primeiros valores singulares. Essa opção foi escolhida com base na definição de um valor singular que representasse a inflexão da curva dos autovalores. O valor escolhido foi o terceiro, pois interpretamos que após este valor singular ocorre um decréscimo mais lento dos autovalores. Esta mesma ideia foi empregada para todas as outras estações como pode ser observado nas Figuras 2.5, 2.6, 2.7, 2.8, 2.9.

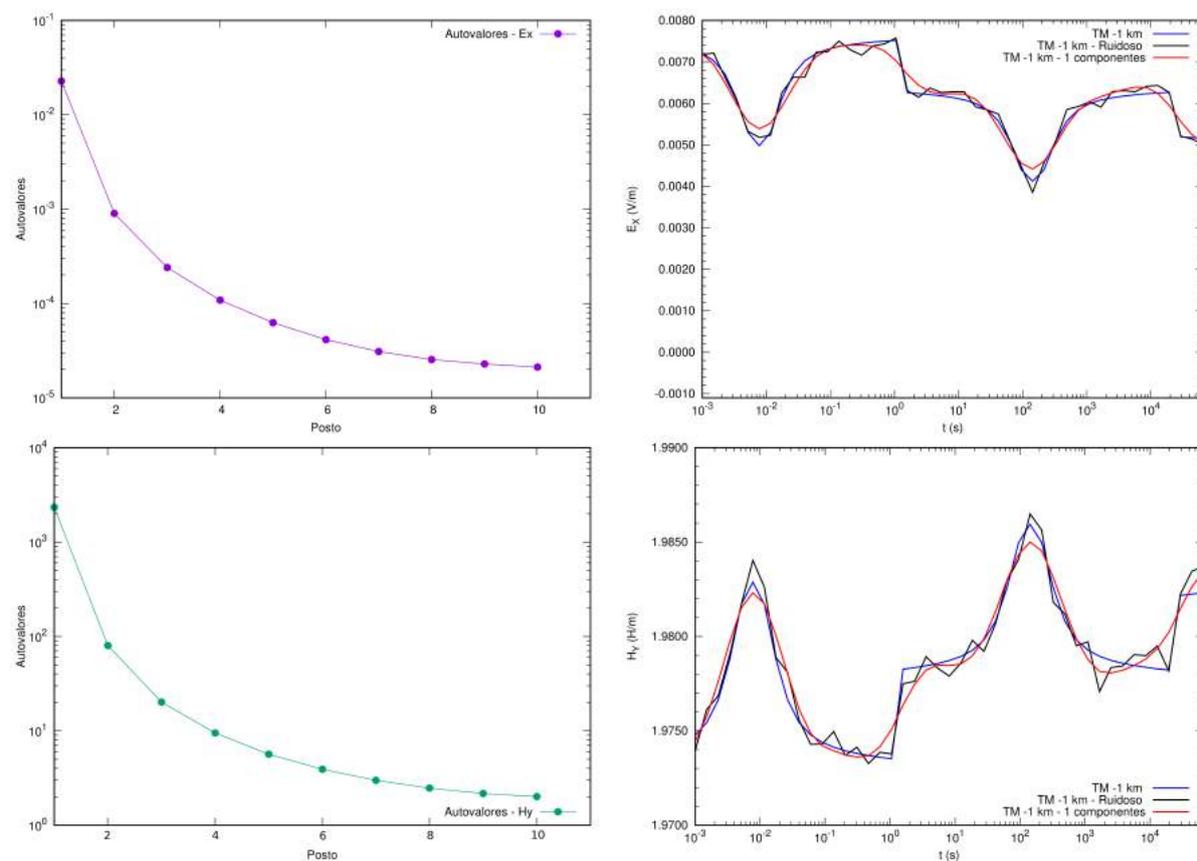


Figura 2.4: Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TM -  $x = -1$  km. Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$ , original, com ruído e filtrada (a esquerda).

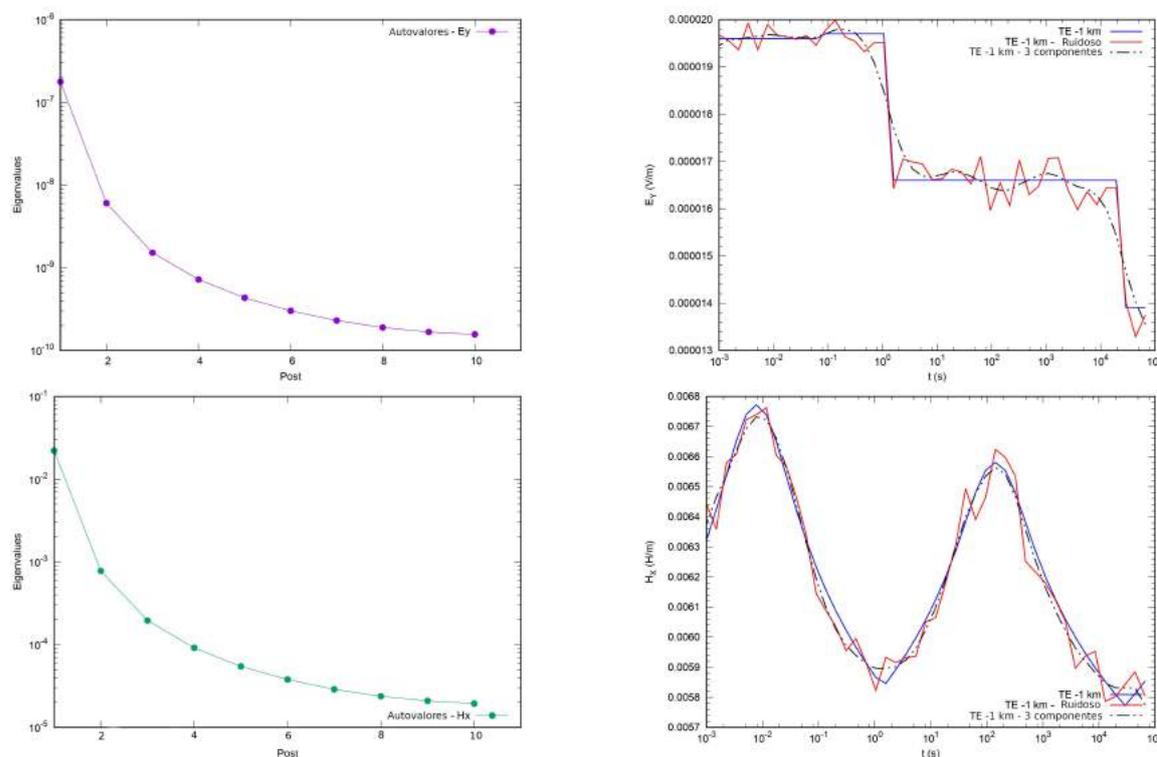


Figura 2.5: Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TE -  $x = -1$  km. Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda).

Os resultados demonstraram a eficácia da análise dos gráficos dos autovalores na escolha dos valores singulares mais representativos do sinal como estratégia de filtragem. Na Apesar disso, observou-se que em pontos com pouca suavidade, a aplicação do filtro tende a suavizar tais pontos de maneira excessiva, podendo produzir perdas de sinal e aumentando discrepâncias. Os valores de discrepâncias entre o sinal original e filtrado para as séries com decomposição em 10 componentes é mostrado na Tabela 2.1.

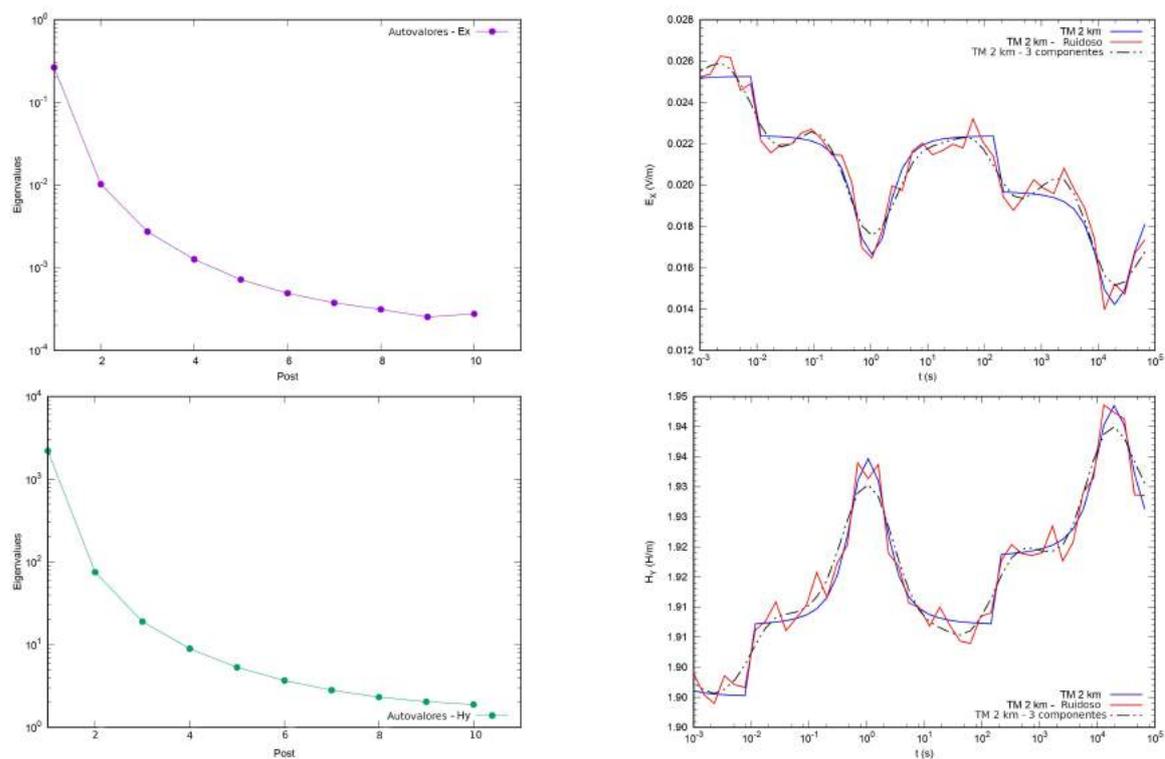


Figura 2.6: Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TM -  $x = 2$  km. Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda).

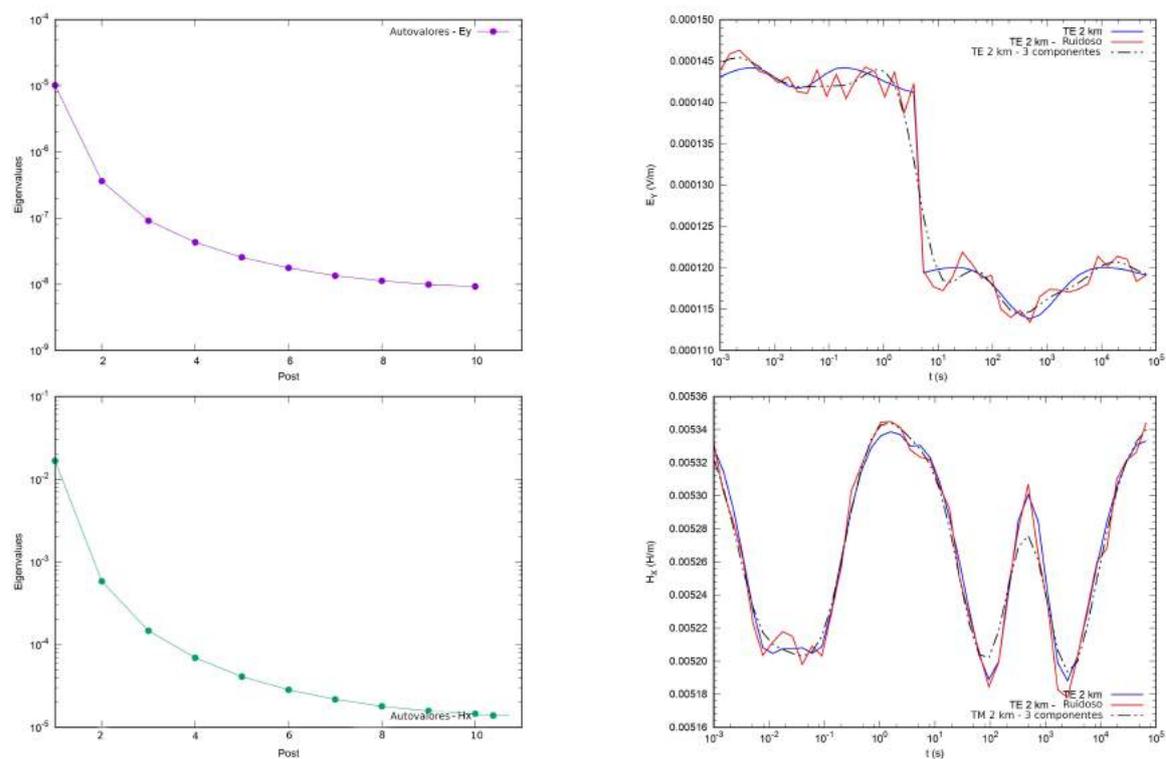


Figura 2.7: Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TE -  $x = 2$  km. Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda).

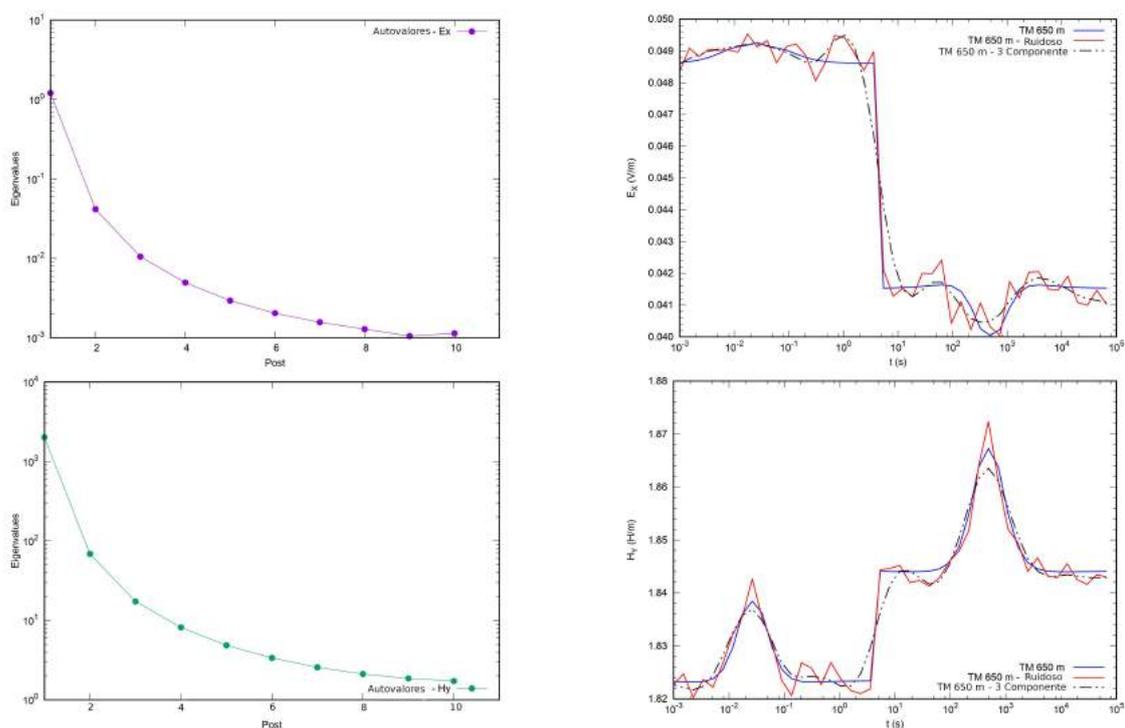


Figura 2.8: Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TM -  $x = 650\text{m}$ . Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda).

	TM	TM	TE	TE
Estação	$E_x$	$H_y$	$E_y$	$H_x$
x= -1 km	0.000193	0.000750	0.000001	0.000033
x= 650 m	0.000596	0.002262	0.000002	0.000008
x= 2 km	0.000601	0.002087	0.000001	0.000033

Tabela 2.1: Valores RMS obtidos entre os campos modelados (sem ruído) e filtrados para cada estação do modelo.

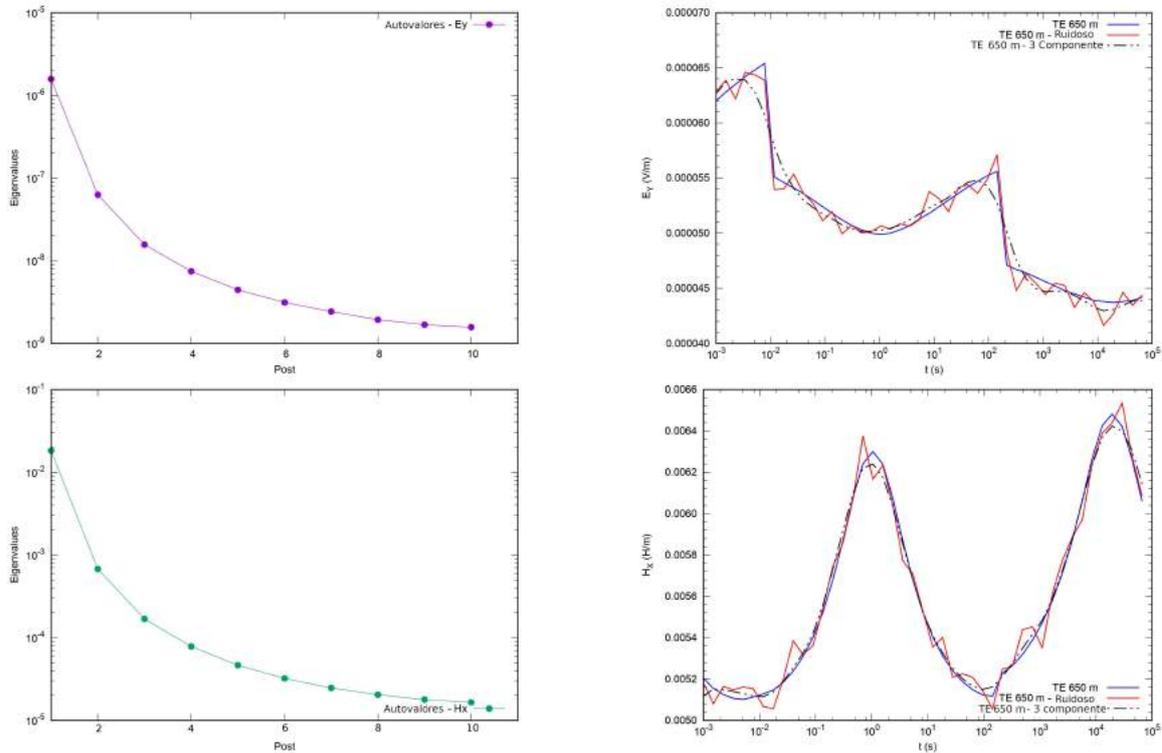


Figura 2.9: Decomposição das séries temporais sintéticas em 10 componentes, modo TE -  $x = 650m$  . Curvas dos autovalores de  $\mathbf{E}_x$  e  $\mathbf{H}_y$  (a direita) e curvas dos campos  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$ , originais, com ruído e filtrados (a esquerda).

### 2.3 Aplicação a dados reais

Para uma real avaliação de sua qualidade, o filtro foi testado em dados reais já estudados cedido pelo INPE. Essas sondagens foram realizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), utilizando recursos da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) do Projeto Temático 09/50493-8. Utilizamos três das nove estações disponibilizadas pelo INPE e aplicamos a filtragem apenas nos campos  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{H}$ , da banda de frequência de amostragem de 65kHz. Em seguida, compomos todas as bandas e aplicamos

processamento robusto aos dados das estações para obter as curvas de impedância complexa ( $Z_{xx}$ ,  $Z_{xy}$ ,  $Z_{yx}$  e  $Z_{yy}$ ), assim como as de resistividade ( $\rho_{xy}$  e  $\rho_{yx}$ ) e fase ( $\phi_{xy}$  e  $\phi_{yx}$ ).

O critério de escolha das componentes utilizadas para compor a série temporal filtrada foi o mesmo adotados anteriormente para os dados sintéticos. Porém, em dados reais existem ruídos autocorrelacionáveis que descreve a situação em que o ruído, em uma observação específica, está relacionado ao ruído nas observações próximas (em tempo). Como exemplo deste tipo de ruído temos os advindos de redes elétricas e geradores. Vale ressaltar, que em relação a aplicação do filtro estudado, esta é a principal diferença entre os dados sintéticos e reais apresentados neste trabalho. Ressalta-se também que a decomposição destas séries em um grande número de componentes não traria grandes benefícios. Um grande número de simulações nos levou a decompor a série temporal inicial em apenas 5 componentes e a partir da análise dos seus valores singulares foi escolhido manter a primeira componente como sendo o dado filtrado.

Os resultados da aplicação desse filtro na banda de frequência de amostragem de 65 kHz, são mostrados nas Figuras de 2.13, 2.10, 2.11, 2.12 2.16, 2.17 e 2.18.

Nas Figuras 2.10, 2.11 e 2.12, mostramos uma comparação qualitativa, entre as séries temporais originais (curvas em azul) e filtradas (curvas em vermelho) para as sondagens MT 01, 02 e 03. Os valores dos campos **E** e **H** foram filtrados em suas componentes x, y e z. Percebe-se a melhoria da qualidade nas séries filtradas, dada a sua menor dispersão em torno de uma média. É possível observar também que as curvas filtradas nestas figuras apresentaram uma redução de amplitude, fruto da remoção de valores espúrios no campos medidos. Alguns valores anômalos são perceptíveis nos campos filtrado, porém os resultados se mostraram confiáveis e satisfatórios, quando calculados, através do processamento robusto Egbert (1997), os valores correspondentes de impedância complexa ( $Z$ ), resistividade aparente ( $\rho$ ) e fase ( $\phi$ ), conforme Figuras 2.13, 2.16, 2.17 e 2.18.

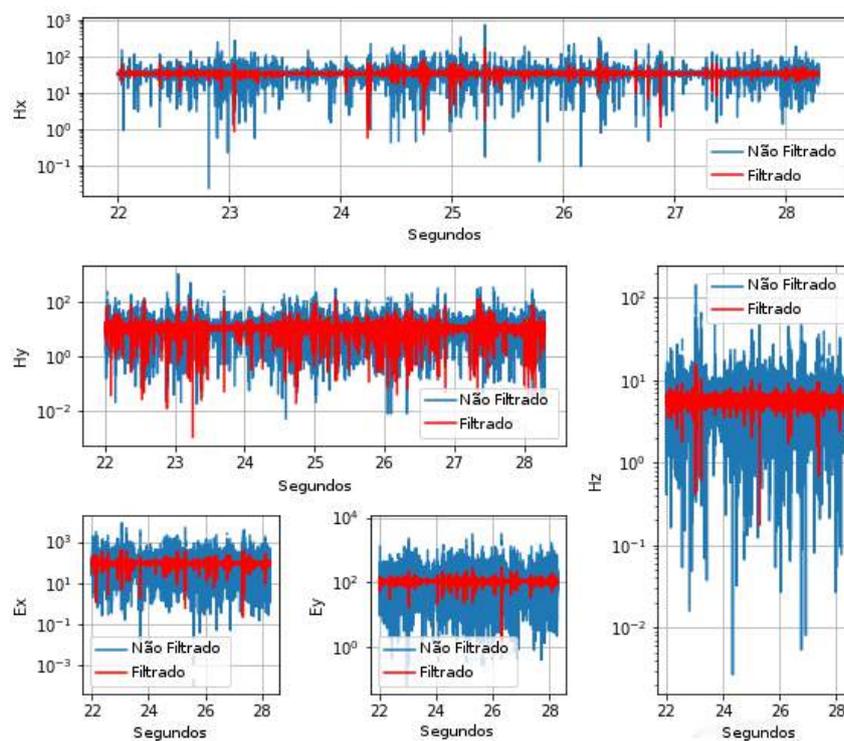


Figura 2.10: Comportamento das séries temporais ruidosas (em azul) e filtradas (em vermelho) da estação 01.

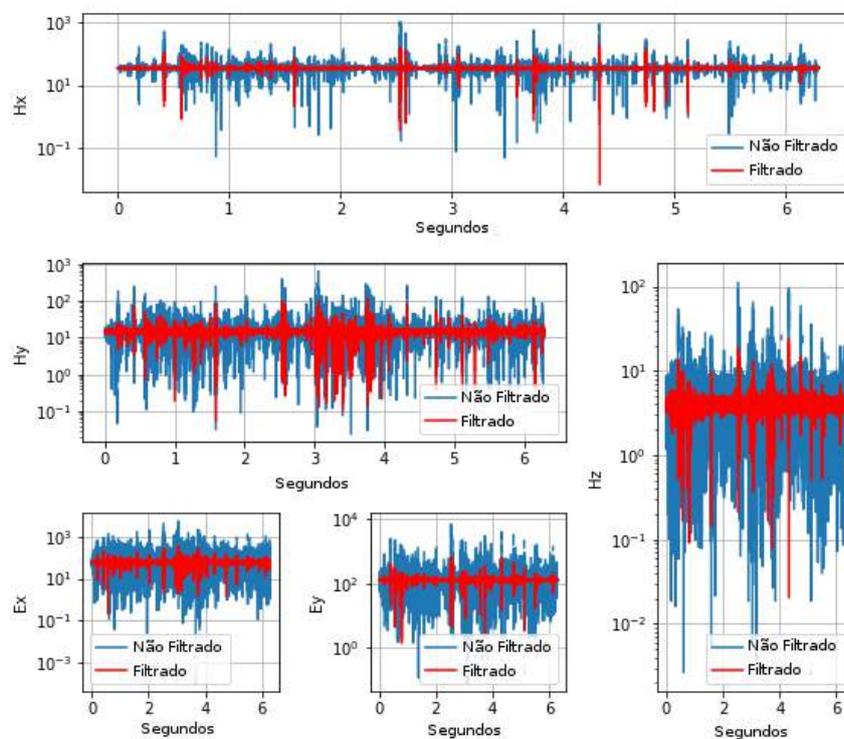


Figura 2.11: Comportamento das séries temporais ruidosas (em azul) e filtradas (em vermelho) da estação 02.

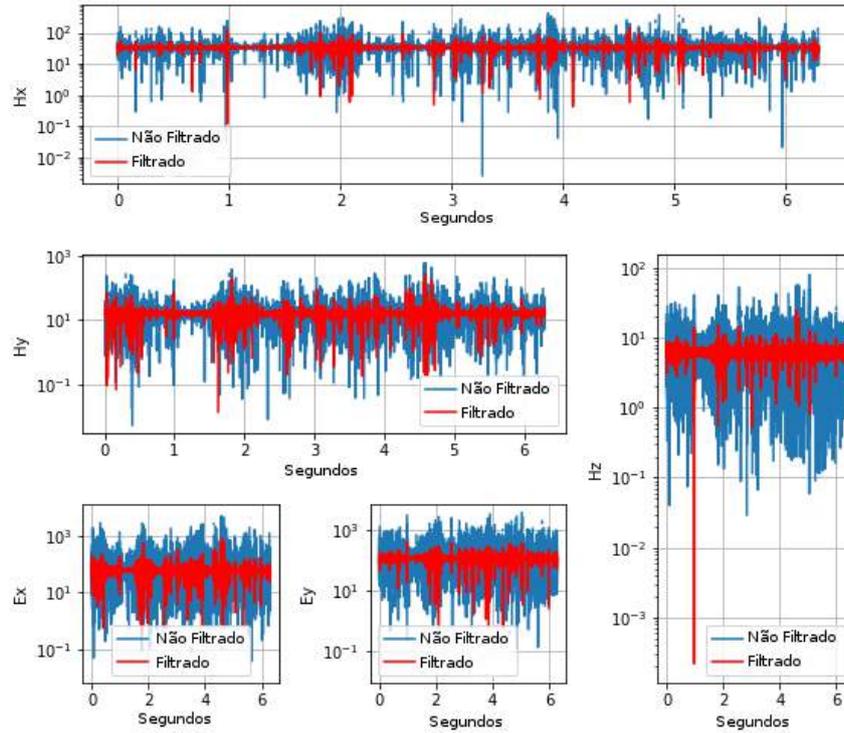


Figura 2.12: Comportamento das séries temporais ruidosas (em azul) e filtradas (em vermelho) da estação 03.

A Figura 2.13 mostra a comparação entre os valores de  $Z$ ,  $\rho$  e  $\phi$ , após o processamento robusto das séries temporais filtradas e não filtradas das 3 estações estudadas. Nestas figuras, as curvas na cor azul representam a série filtrada, enquanto que as curvas na cor vermelha, representam a série não filtrada. O sinal gerado por linhas de transmissão de energia na frequência de 60 Hz e seus harmônicos, constituiu-se em significativa fonte de ruído para as medidas MT, pois podem se somar ao sinal natural MT e provocar falsas e abruptas variações. Esta variação pode ser observada nas figuras 2.13 no intervalo de  $10^{-3}$  a  $10^{-1}$  s (curva azul). No mesmo intervalo podemos observar que as curvas resultantes da filtragem (em vermelho), apresentam melhor suavidade. Uma vez que a propagação do campo eletromagnético no interior da Terra é tratada como um processo de difusão e os espectros foram suavizados em torno da frequência alvo durante o processamento, é esperado que as variações da resistividade aparente e fase sejam suaves com a variação do período do sinal.

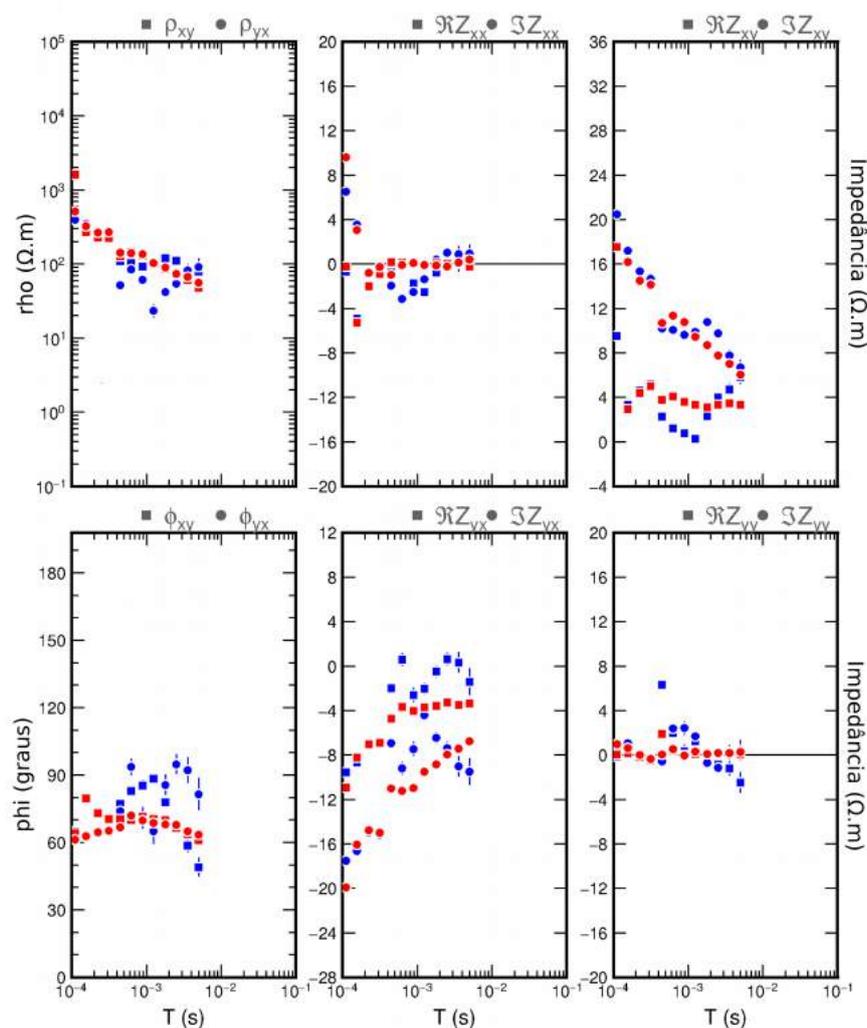


Figura 2.13: Plotagem da curva de frequência de amostragem de 65kHz contendo resistividade aparente, fase e impedância complexa. A curva filtrada é representada pela cor vermelha e curva ruidosa representada pela cor azul.

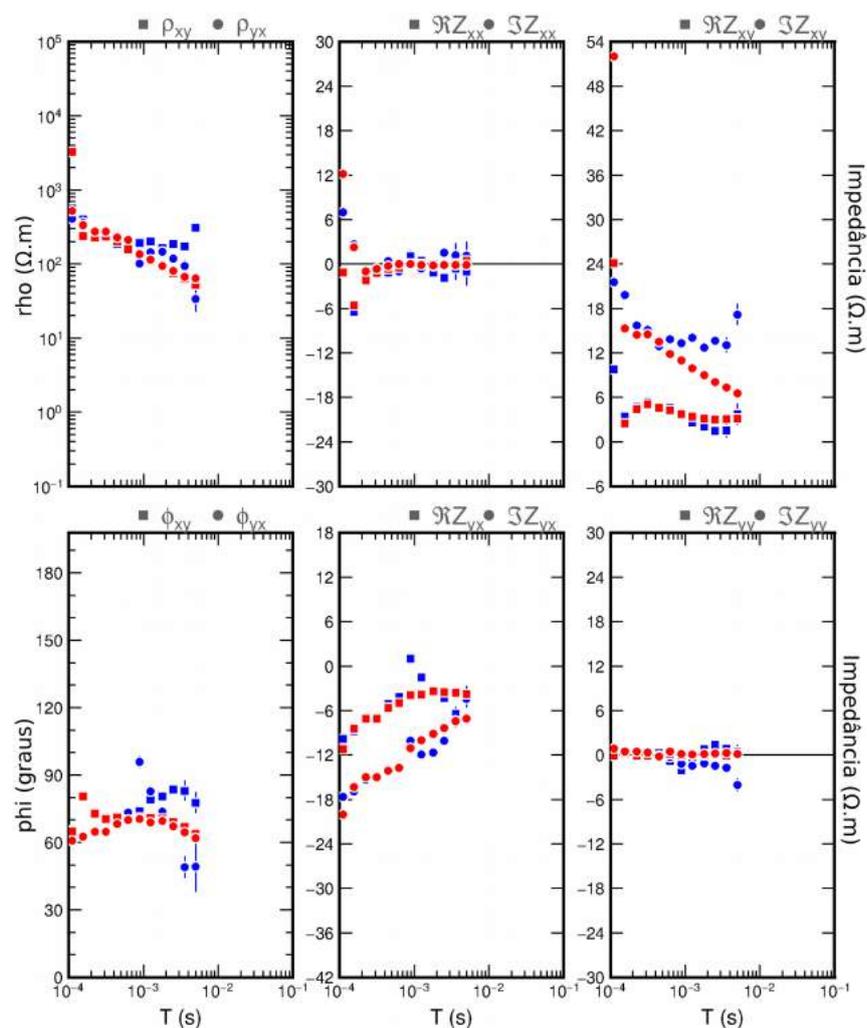


Figura 2.14: Plotagem da curva de frequência de amostragem de 65kHz contendo resistividade aparente, fase e impedância complexa. A curva filtrada é representada pela cor vermelha e curva ruidosa representada pela cor azul.

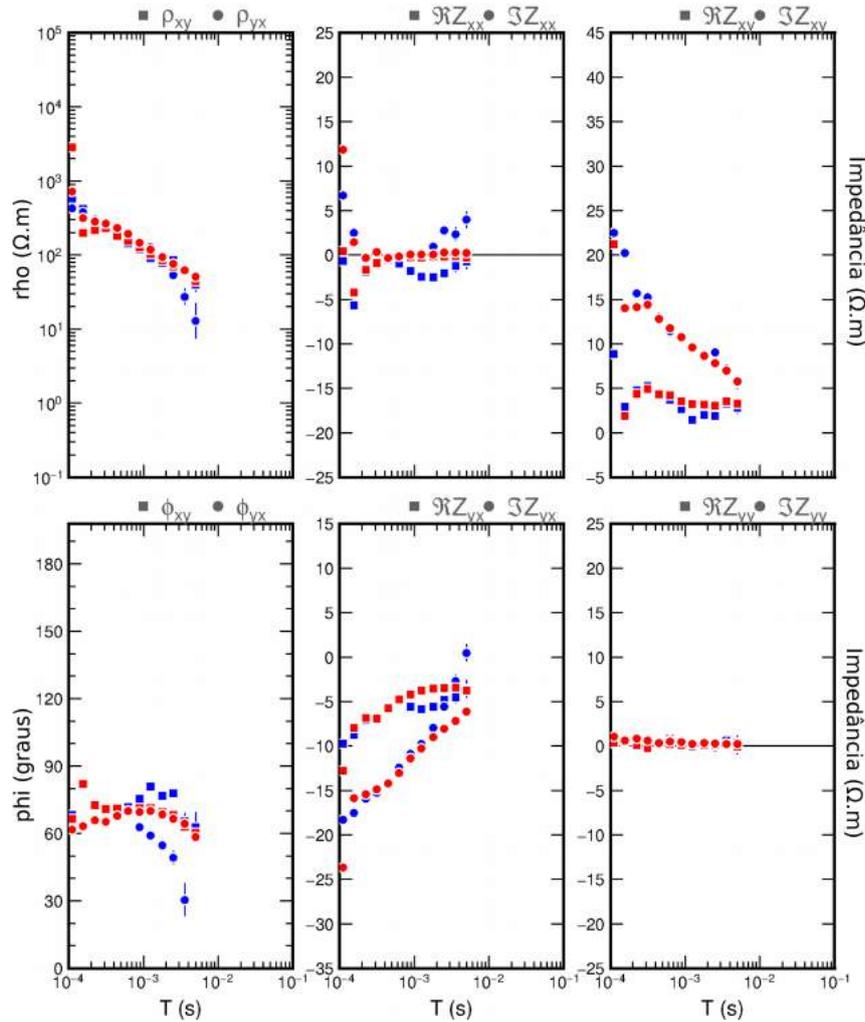


Figura 2.15: Plotagem da curva de frequência de amostragem de 65kHz contendo resistividade aparente, fase e impedância complexa. A curva filtrada é representada pela cor vermelha e curva ruidosa representada pela cor azul.

Seguindo esse critério de suavidade e para observar o nível de continuidade das curvas filtradas com taxa de amostragem de 65 kHz em relação as bandas de 4 kHz e 128 hz, construímos os gráficos das Figuras 2.16, 2.17 e 2.18.

A Figura 2.16 (A) e (B), respectivamente, representam as curvas justapostas sem e com filtragem da banda de 65kHz. Comparando as duas composições é facilmente perceptível a melhor suavidade e continuidade da variação tanto das curvas de resistividade aparente e fase, quanto das impedância complexa no dado filtrado. Nas Figuras 2.17 e 2.18 é apresentado somente a composição com as bandas de frequência com taxa de amostragem de 65khz filtrada.

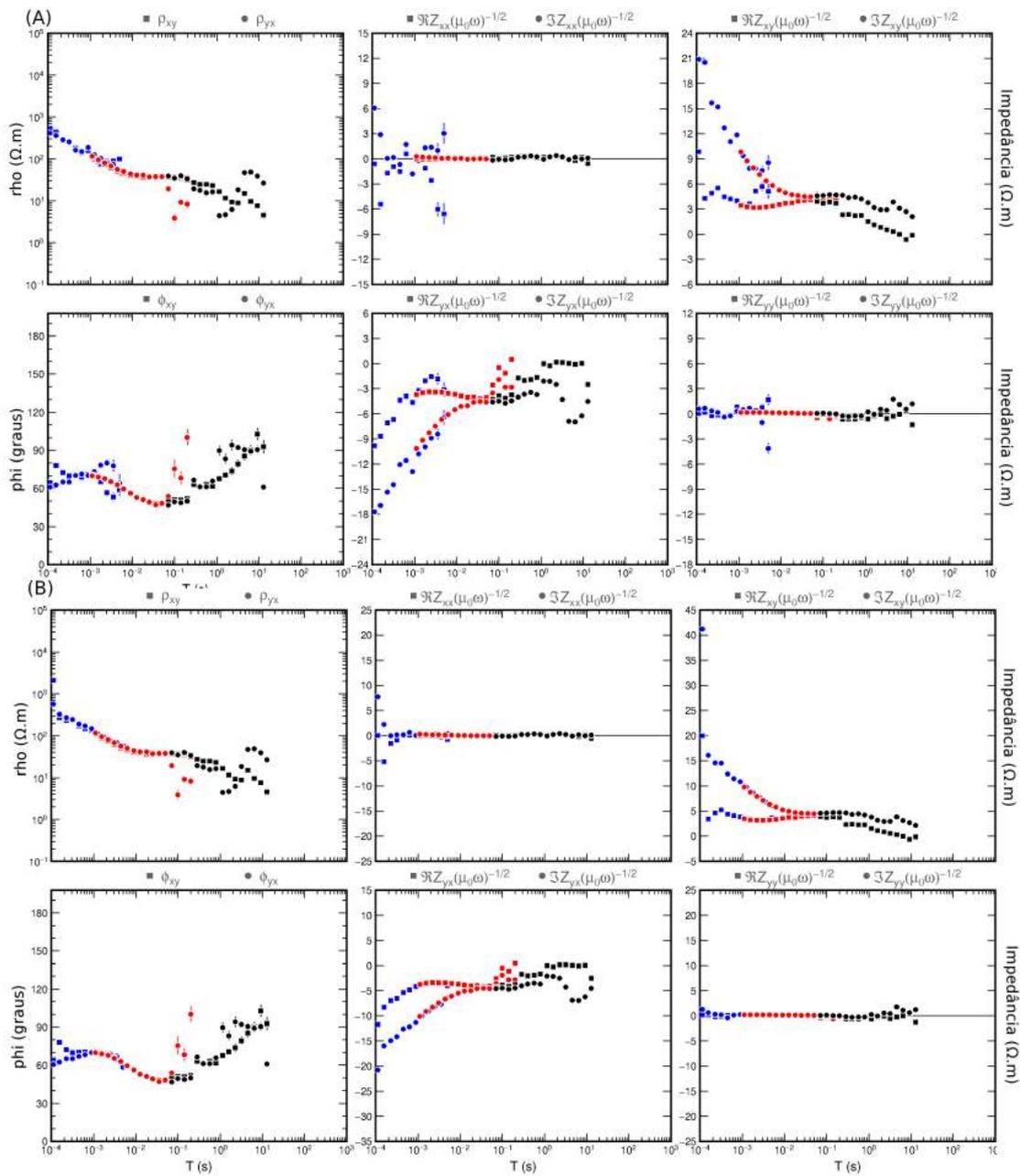


Figura 2.16: Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65kHz, 4kHz e 128Hz da estação 01. A Figura A, representa essa junção sem aplicação de filtragem. A Figura B, representa essa junção com aplicação de filtragem na banda de 65kHz.

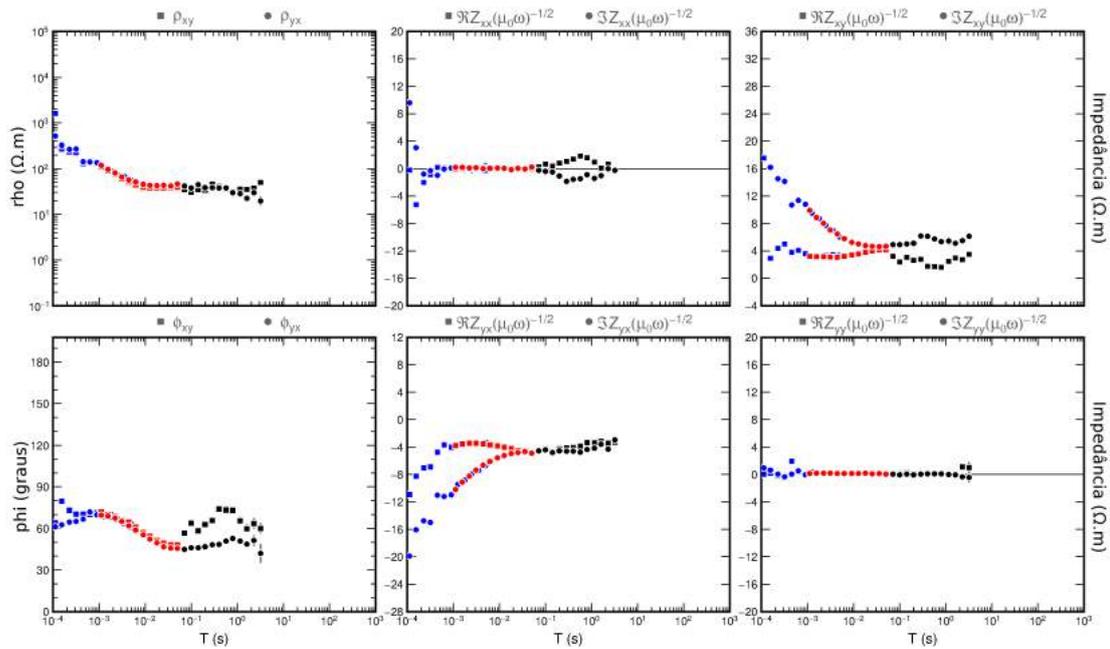


Figura 2.17: Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65kHz, 4kHz e 128Hz da estação 02. A Figura representa a composição com aplicação de filtragem na banda de 65kHz.

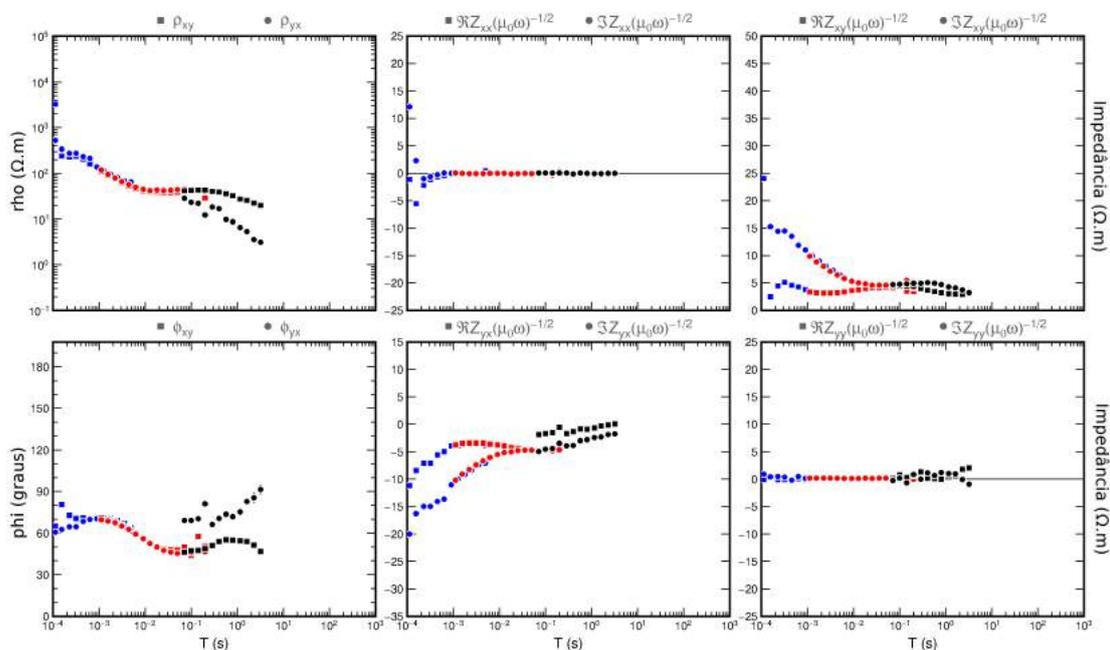


Figura 2.18: Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65kHz, 4kHz e 128Hz da estação 03. A Figura representa a composição com aplicação de filtragem na banda de 65kHz.

# 3

## Característica e contextos geológicos

Neste capítulo faremos uma abordagem resumida da geologia da área de estudo, região inserida no contexto de tectônica do tipo rift.

### 3.1 Bacia do Recôncavo

A Bacia do Recôncavo localiza-se no centro-leste do Estado da Bahia, Nordeste do Brasil, perfaz uma área de aproximadamente  $12.000 \text{ km}^2$  e apresenta uma orientação geral que segue o *trend* NE-SW. Limita-se a norte e noroeste com a Bacia de Tucano, pelo Alto de Aporá; ao sul com a Bacia de Camamu, pelo sistema de falhas da Barra; a leste, pelo sistema de falhas de Salvador; e a oeste pela Falha de Maragogipe. Fazendo parte do seguimento do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 3.1), sua formação a partir da ruptura do paleocontinente Gondwana, responsável também pela formação das bacias de margem passiva da costa leste brasileira. O sistema de rifte representa um braço abortado do ponto triplice formado no rifteamento.

#### 3.1.1 Embasamento

Segundo Silva et al. (2007), embasamento da Bacia do Recôncavo é representado predominantemente por gnaisses granulíticos arqueanos pertencentes ao Bloco Serrinha, a oeste e norte; aos cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá, a oeste-sudoeste; e Salvador-Esplanada, a leste-nordeste. Ao norte, ocorrem ainda rochas metassedimentares de idade neoproterozóica, relacionadas ao Grupo Estância.

Os gnaisses granulíticos são constituídos por suítes ígneas TTG (tonalítico-trondhjemítico-granodioríticas) migmatizadas, de idade mesoarqueana a neo-arqueana (3.200-2.900 Ma), intrudidas por granitos, granodioritos e sienitos paleoproterozóicos (2.100-1.900 Ma) (Delgado et al., 2003). Estas rochas associam-se a sequências supracrustais depositadas em bacias rifte e em ambientes plataformais de margem passiva, compreendendo quartzitos, parag-

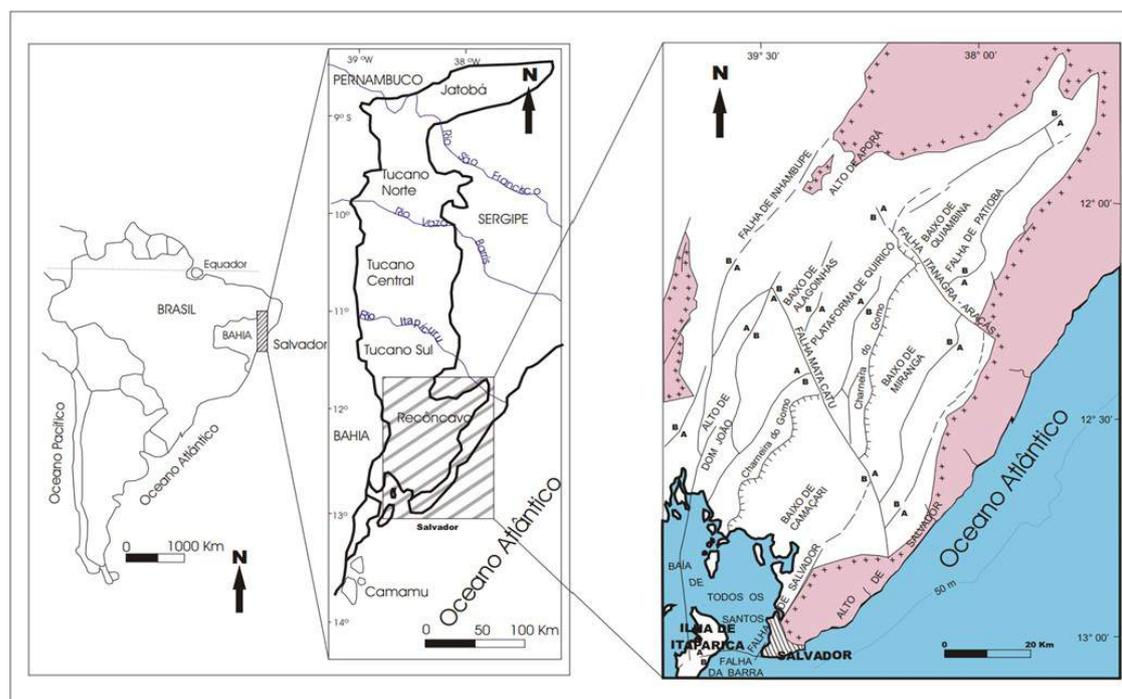


Figura 3.1: Localização limítrofe e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo (Almeida, 2004).

naisses aluminosos, rochas calciossilicáticas, formações ferríferas, gnaisses manganésíferos e grafitosos e gonditos. São ainda descritas rochas máficas (anfíbolitos) interpretadas como remanescentes de crosta oceânica. Estes terrenos estiveram submetidos a múltiplos eventos deformacionais e de metamorfismo desde o Arqueano até o Proterozóico, quando ocorreu a estabilização do Cráton do São Francisco.

Rochas metassedimentares de baixo grau compõem o Grupo Estância, estando relacionadas a uma bacia neoproterozóica (750-650 Ma) que se desenvolveu na borda nordeste do Cráton do São Francisco, sob um regime extensional a flexural-terminal. Seus depósitos acumularam-se em uma plataforma rasa mista e caracterizam, da base para o topo, as formações Juetê, Acauã e Lagarto. A Formação Juetê é representada por siliciclásticos de origem litorânea (conglomerados, arenitos médios a grossos retrabalhados por ondas e pelitos). Rochas sedimentares carbonáticas (dolomitos estromatolíticos e oolíticos, calcarenitos e calcilutitos) com intercalações de pelitos e níveis de intraclastos constituem a Formação Acauã. Arenitos com clastos carbonáticos intercalados a pelitos definem a Formação Lagarto. Considera-se que a deposição dessas duas últimas unidades estejam associadas a um ciclo provavelmente transgressivo. Deformação e metamorfismo são incipientes na Bacia Estância devido à sua posição marginal em relação à tectônica compressiva que estruturou a Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva et al., 2007).

### 3.1.2 Sequência Permiana

O Eratema Paleozóico é representado pelos membros Pedrão e Cazumba da Formação Afligidos. Depositadas sob paleoclima árido e em contexto de bacia intracratônica, as associações faciológicas que caracterizam estas unidades ilustram uma tendência geral regressiva, com

transição de uma sedimentação marinha rasa, marginal, a bacias evaporíticas isoladas, ambientes de sabkha continental e, por fim, sistemas lacustres (Aguiar e Matos, 1990). Arenitos com feições de retrabalhamento por onda, laminitos algais e evaporitos, principalmente anidrita, caracterizam o Membro Pedrão. No Membro Cazumba, predominam pelitos e lamitos vermelhos lacustres, com nódulos de anidrita na base da seção.

### 3.1.3 Supersequência pré-rifte

Segundo Silva et al. (2007), a Sequência pré-rifte reúne depósitos relacionados ao estágio inicial de flexura da crosta, em resposta aos esforços distensionais que originaram o sistema de riftes do Eocretáceo. Esta sedimentação pré-rifte engloba três grandes ciclos flúvio-eólicos, representados, da base para o topo, pelo Membro Boipeba da Formação Aliança e pelas formações Sergi e Água Grande. Transgressões lacustres de caráter regional separam esses ciclos e são expressas pela sedimentação predominantemente pelítica que caracteriza o Membro Capianga (Formação Aliança) e a Formação Itaparica. Uma parte do registro, correspondente às formações Aliança e Sergi (Andar Dom João), tem sido relacionada ao Neojurássico. As formações Itaparica e Água Grande (Andar Rio da Serra inferior) são de idade eocretácea (Eoberriasiano), como o indicam as análises micropaleontológicas (Figura 3.2).

### 3.1.4 Supersequência rifte

Segundo Prates e Fernandez (2015), a supersequência conseguinte corresponde à fase rifte que teve início com o aumento da taxa de subsidência e uma brusca mudança climática. Ocorreu novamente implantação de um sistema lacustre, anóxico e inicialmente raso, com a deposição dos sedimentos do Membro Tauá da Formação Candeias (Eoberriasiano), cujo término marca o início da intensa tafrogenia. A deposição de sedimentos argilosos intercalados com carbonatos (Membro Gomo da Formação Candeias) ocorreu devido à formação de lagos profundos oriundos do processo de tafrogênese. Nas áreas mais subsidentes, ocorreram com frequência, correntes de turbidez provenientes de NW, que depositaram arenitos turbidíticos intercalados na seção pelítica. Com a ampliação e o aprofundamento da bacia, iniciou-se a sedimentação da Formação Maracangalha (Valanginiano a Eoaptiano), acentuando-se nos blocos baixos das grandes falhas a deposição de espessas sequências de arenitos turbidíticos do Membro Caruaçu. Na mesma época, associada à volumosa sedimentação clástica grosseira nas depressões, houve o início do processo de argilocinese, que perduraria até o Andar Buracica (Barremiano). Desde o final do Andar Rio da Serra até a porção média do Andar Aratu (Hauteriviano) a bacia apontava uma crescente quiescência tectônica e subsidência pouco acentuada. Por sobre uma sedimentação lacustre, partindo de NW, se estabeleceu a progradação de um sistema flúvio-deltaico que representa os sedimentos da Formação Marfim, sobreposto por um sistema deltaico da Formação Pojuca. No Andar Buracica (Barremiano) iniciou-se a fase final de assoreamento da bacia, com a instituição de uma sedimentação fluvial, provinda também de NW, que deu origem aos arenitos da Formação São Sebastião (até o Eoaptiano). Durante toda a fase rifte, leques aluviais sintectônicos (Formação Salvador) foram depositados junto ao sistema de falhas da borda leste, intercalando-se aos demais sedimentos.

### 3.1.5 Sequência pós-rifte

A Sequência pós-rifte é representada pelos clásticos grossos (conglomerados e arenitos), folhelhos e calcários pertencentes à Formação Marizal, de idade Neo-alagoas (Neo-aptiano). Sua deposição relaciona-se a sistemas aluviais desenvolvidos já no contexto de uma subsidência termal, pós-rifte, como indicado pela sub horizontalidade dos estratos, que se sobrepõem discordantemente a seções estruturadas, relacionadas à fase rifte (Silva, 1993).

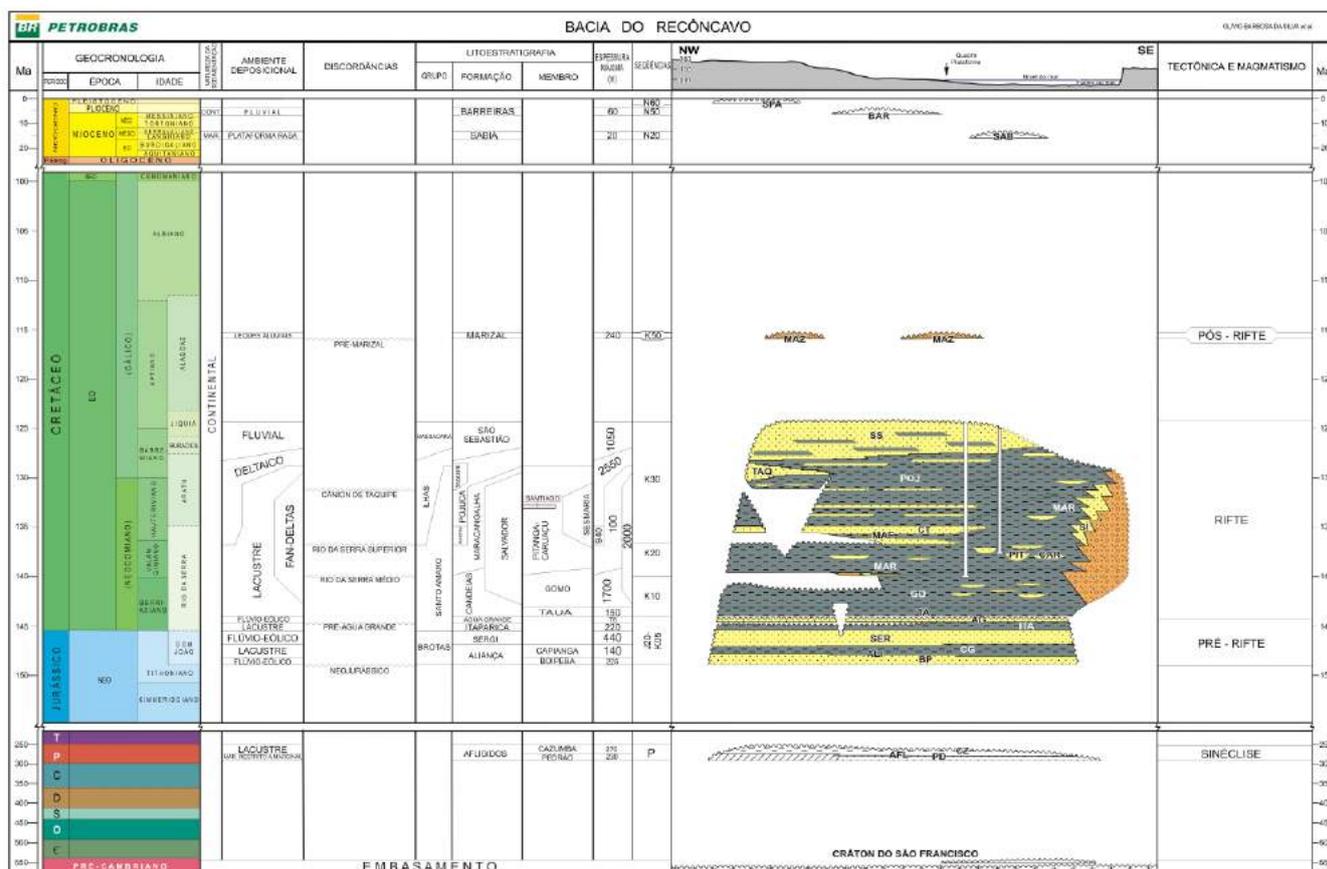


Figura 3.2: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, Silva et al (2007).

## 3.2 Bacia de Camamu

A Bacia de Camamu situa-se na costa leste da Bahia, entre os paralelos 13° e 14° sul, ocupando uma área de aproximadamente 13.000 km<sup>2</sup>, se considerada sua porção emersa e sua porção marinha até a cota batimétrica de 3.000 m. Ao norte seu limite com a bacia do Recôncavo e Jacuípe é dado pela Falha da Barra, que é uma importante feição regional que corta a bacia na direção Leste-Oeste. Ao Sul, o limite é apenas geográfico com a Bacia de Almada. Observa-se uma continuidade tanto estrutural quanto estratigráfica entre as bacias, logo não existe uma feição geológica expressiva ao nível do embasamento que as delimitem. Apesar das bacias de Camamu e Almada apresentarem uma boa correlação de suas formações na fase rifte, existem diferenças marcantes tanto nas espessuras das formações

como na presença e distribuição de sal e dos carbonatos albianos (Caixeta et al., 2007).

Assim como todas as outras bacias da costa leste brasileira, a bacia de Camamu é resultado do processo de separação de Gondwana, que resultou no desenvolvimento do rifte sul-Atlântico), onde a bacia se desenvolveu no processo de rifteamento e posterior desenvolvimento da crosta oceânica na margem leste do Brasil. Esta Bacia está localizada no ponto onde o sistema de rifte foi abortado ao norte, formando as bacias intracatônicas do Reconcavo-Tucano-Jatoba, na inflexão para leste, que causa o rifteamento da Bacia de Jacuípe, alto que apartava Camamu e Almada das Bacias de Sergipe e Alagoas (Magnavita, 1992).

### 3.2.1 Evolução Tectono-Sedimentar

O embasamento cristalino da Bacia de Camamu, assim como o da Bacia do Recôncavo é caracterizado por rochas gnássicas pertencente ao cinturão proterozóico do leste da Bahia, constituinte do Cráton do São Francisco, cujos terrenos foram estabilizados a mais de 1.8 Ga (Alkmim, 2004). Na realidade, as bacias de Camamu e Jacuípe limitam o Cráton em sua porção leste.

A bacia de Camamu pertence ao conjunto de bacias da margem leste brasileira, que possui uma evolução geológica caracterizada por fases geotectônicas distintas:

- Permiano: engloba sedimentos continentais marinhos de idade permiana e corresponde, em termos litoestratigráficos, à formação Afligidos de Aguiar e Matos (1990), definida na Bacia do Recôncavo e composta pelos membros Pedrão e Cazumba;
- Pré-rifte: estando presente nas bacias do Recôncavo, Camamu e Almada onde o Grupo Brotas compreende as formações Aliança e Sergi, estando caracterizado por sedimentos clásticos arenosos e folhelhos depositados por rios entrelaçados com retrabalhamento eólico, que recobriam os lagos rasos e as depressões suaves, precursoras do rifteamento que virá a seguir (Caixeta et al., 2007);
- Rifte: teria ocorrido durante o Eocretáceo, mais precisamente entre o Berriasiano e o Aptiano, abrangendo o intervalo entre os andares Rio da Serra e Alagoas, na cronoestratigrafia local. Compreende os sedimentos do Grupo Almada e a porção basal do Grupo Camamu que por sua vez, podem ser subdivididos em pelo menos três sequências que corresponde, na litoestratigrafia vigente, às formações Morro do Barro, Rio de Contas e Taipus Mirim (Caixeta et al., 2007).;
- Pos-rifte A deposição da sequência pos-rifte deu-se no âmbito de bacia do tipo SAG. Em águas rasas, sua porção basal é representada por litologias pertencentes ao membro Serinhaém da formação Taipús-Mirim, correspondente a intercalações regulares de arenito cinza-claro a escuro, muito fino e folhelho siltico cinza-escuro, castanho e preto, carbonoso Netto et al. (1994).
- Drifte: Durante o Albiano e Cenomaniano, a Bacia de Camamu experimentou uma sedimentação francamente marinha carbonática (Caixeta et al., 2007). A Formação Algodões subdivide-se nos membros Germânia e Quiepe como proposto por Netto et al. (1994). Esta unidade designa os carbonatos sotrapostos à Formação Urucutuca,

nas bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. O Membro Germânia é caracterizado por calcarenitos e calcirrudito olítico e pisolítico, parte dolomitizado com ocorrência subordinada de arenitos nas áreas proximais. O membro Quiepe é formado por calcilitos e margas com foraminíferos planctônicos. O contato inferior, com a formação Taipus-Mirim, é concordante e o contato superior, com a Formação Urucutuca, é marcada por uma importante discordância regional. A Formação Algodões é cronocorrelata às formações Macaé, da Bacia de Campos; Regência e São Mateus, da Bacia de Cumuruxatiba e Jequitinhonha e Riachuelo, da Bacia de Sergipe e Alagoas, bem como as unidades carbonáticas albianas das bacias costeiras brasileira (Netto et al., 1994).

### 3.3 Característica da área de estudo

A Ilha de Itaparica é uma das mais belas ilhas do litoral Brasileiro, é a maior das 56 ilhas da Baía de Todos os Santos. Sua costa, em grande extensão, é cercada por recifes de corais, que se prolonga de Bom Despacho até a Ponta de Aratuba. Possui mais de 104 km de costa e mais de 40 km de praias, clima tropical quente e úmido, temperatura média de 24,5°C, altitude média de 2 m, precipitação média anual de 1800 mm e balanço hídrico positivo. Apresenta abundante vegetação tropical separada da cidade do Salvador pela Baía de Todos os Santos e está dividida em dois municípios: Itaparica e Vera Cruz, que juntos possuem uma área total de 246  $km^2$  e 55.000 habitantes. Na região da ilha de Itaparica se repete as sequências geológicas descrita para a bacia como um todo.

A Figura 3.3 mostra a localização do perfil MT disposto sobre o mapa de geologia simplificada da Ilha de Itaparica. As sequências geológicas descritas anteriormente, também se repete nessa região. Esta figura mostra que o perfil estudado se estendeu sobre diversos depósitos sedimentares, incluindo os depósitos litorâneos, flúvio-marinho, eólico e lagunares. Segundo Medeiros e Fontes (1981), aflora na região da ilha principalmente, folhelhos cinza-esverdeados, onde predomina intercalações de camadas de arenitos finos amarelados com marcas onduladas cavalgantes, estruturas convolutas e laminações plano-paralelas e cruzadas de pequeno porte, corpos de turbiditos, siltitos e calcários.

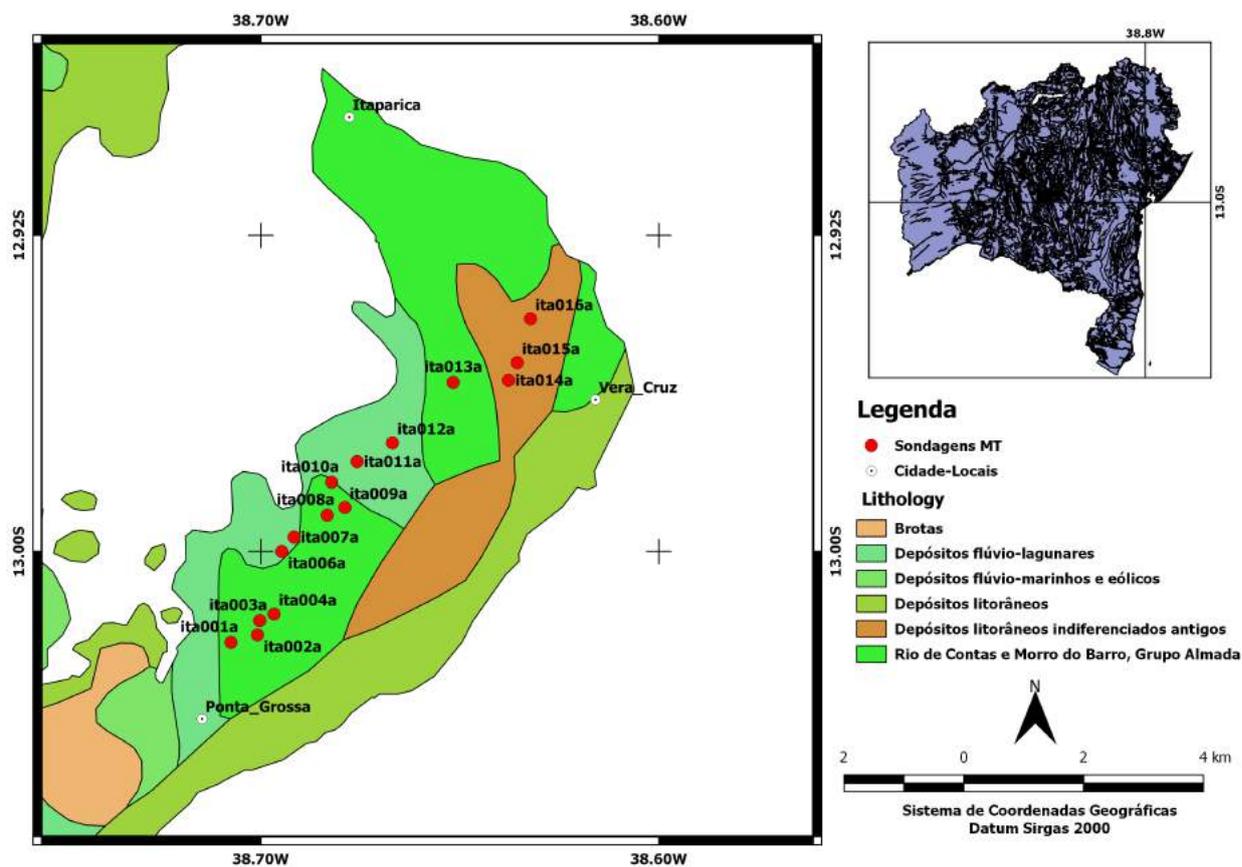


Figura 3.3: Mapa de localização das sondagens MT disposto sobre a Geologia simplificada da região da ilha de Itaparica.

# 4

## Aquisição, processamento e inversão dos dados de Itaparica

O presente capítulo apresenta os dados que foram adquiridos por esta pesquisa ao longo de um perfil localizado na Ilha de Itaparica, inserida no contexto do limite entre a Bacia do Recôncavo e Camamu, Bahia, Brasil. Essas informações serão utilizadas nas etapas de processamento e interpretação destes dados.

### 4.1 Aquisição dos dados MT na área de estudo

Os dados MT aqui utilizados foram adquiridos pelo equipe da Universidade Federal da Bahia (UFBa) no ano de 2019, na região da Ilha de Itaparica, Bahia, Brasil, próximo a cidade de Salvador. As estações MT distribuídas ao longo de um perfil alinhado na direção SW-NE com espaçamento médio em torno de 700m, foram planejadas numa direção aproximadamente coincidente com uma seção sísmica existente, possuindo 15 sondagens dispostas ao longo de aproximadamente 13 km como pode ser observado na figura 4.1.

Os dados foram obtidos por meio do sistema de Medição Geofísica multicanal GMS07 da Metronix, fornecido segundo critérios de empréstimos definidos pelo polo de equipamentos geofísicos do Observatório Nacional (ON), que utiliza eletrodos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo e sensores magnéticos do tipo bobina de indução para as medidas das componentes magnéticas. O instrumento pode adquirir dados na faixa espectral entre DC e 250kHz. O GMS07 também possui uma unidade analógica digital (ADU-07) central para pré-processamento e aferição prévia da qualidade dos dados, um sistema de referência global (GPS), microcomputador portátil e um conjunto de baterias para alimentação deste sistema. Nesta pesquisa, trabalhamos no intervalo de frequência dentro da faixa de AMT-Banda Larga (0.001Hz - 10 kHz), que proporciona atingir profundidades entre algumas dezenas de metros até milhares de metros, intervalo de profundidade de interesse para essa pesquisa.

O tempo médio de aquisição de cada sondagem foi de no máximo 8 horas, a exceção de algumas poucas estações que puderam permanecer em campo ao longo de toda a noite.

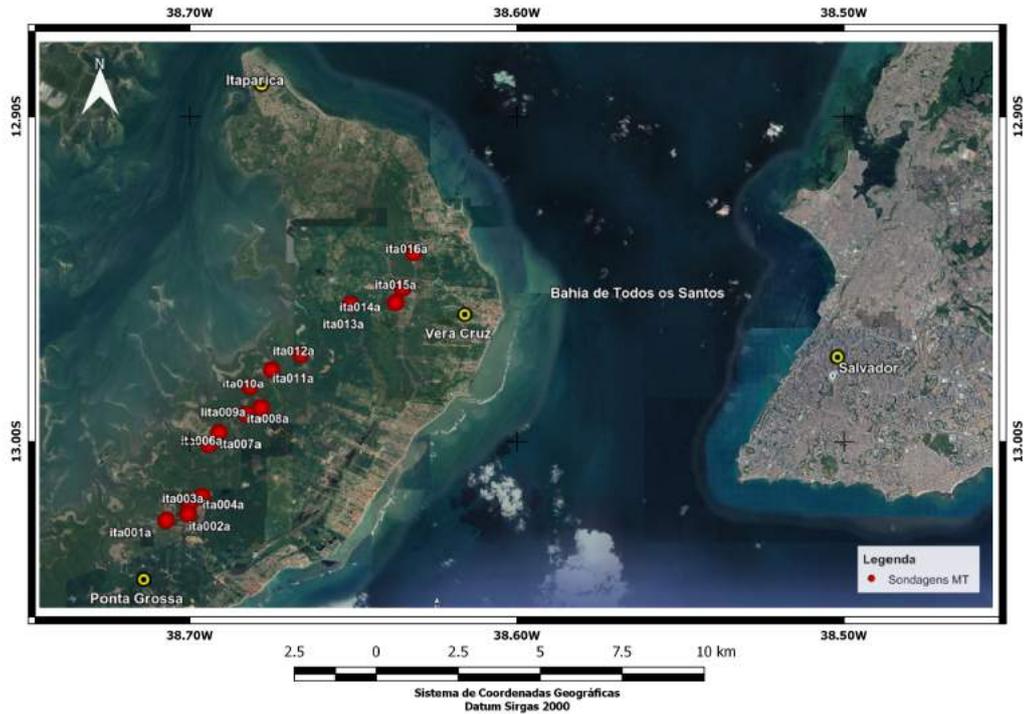


Figura 4.1: Localização da região de estudo juntamente com a localização das sondagens.

A taxa de amostragem do sistema GMS07 é variável ao longo do espectro total, separado em bandas independentes (porém, com sobreposição de períodos). O tempo de duração da coleta de dados de períodos curtos ( $10^{-3}$  a  $10^{-1}$  s) é da ordem de alguns minutos, uma vez que as taxas de amostragem são muito altas (4096 Hz e 40960 Hz) no entanto, para períodos intermediários ( $10^{-1}$  s a  $10^3$  s), a taxa de amostragem varia entre 2 Hz e 64 Hz e o tempo de coleta aumenta substancialmente.

Durante a coleta de dados, a separação média entre os eletrodos não-polarizáveis, eletrodos que medem as componentes elétricas ( $E_x$  e  $E_y$ ) foi de 100 m, enquanto que o conjunto de bobinas, que medem os campos magnéticos ( $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$ ), foram montadas com separação em torno de 5 m em relação a bobina central. O alinhamento dos sensores magnéticos foi efetuado com o auxílio de bússolas, se deu ao longo das direções norte-sul ( $H_x$ ) e leste-oeste ( $H_y$ ) do sistema de coordenadas geomagnéticas como ilustrado na Figura 4.2, cuja declinação na época da aquisição era em torno de  $-23^\circ$ .

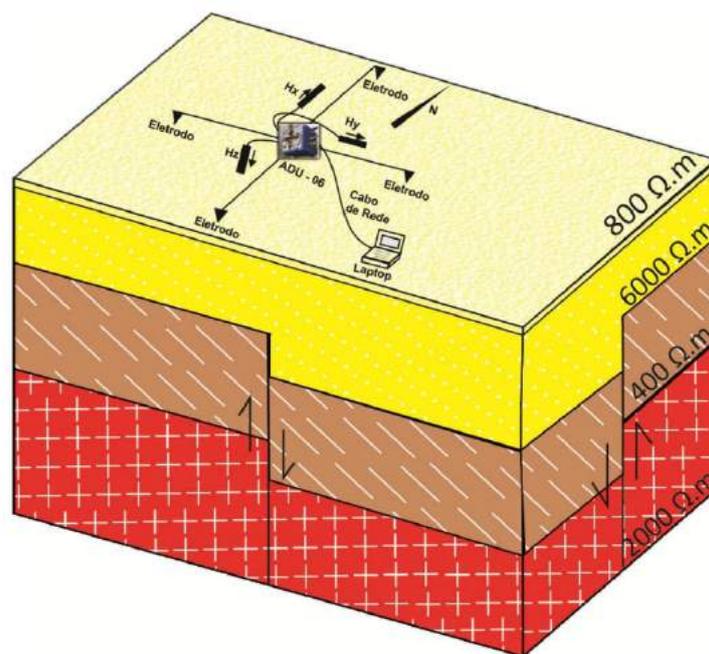


Figura 4.2: Metodologia de levantamento das sondagens MT (Santos (2012))

Para a aquisição de um dado MT de boa qualidade deve-se manter alguns parâmetros corretamente fixados:

- A orientação dos sensores foi determinada com erro inferior a um grau;
- Os magnetômetros  $H_x$  e  $H_y$  devem estar nivelados de modo a ficarem na horizontal;
- Magnetômetros enterrados para evitar incidências solares e movimentação causada pela ação dos ventos e ou animais;
- Eletrodos alinhados e enterrados a uma profundidade em torno de 50cm, para evitar grande variação de temperatura que afetem as medidas, assim como envolto numa mistura de betonita e água salgada com intuito de diminuir a resistência de contato e evitar a sua desidratação.

As figuras 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6 mostram a instalação dos sensores seguindo as recomendações de qualidade mencionadas.



Figura 4.3: Instalação do magnetômetro vertical.



Figura 4.4: Instalação de magnetômetro horizontal.



Figura 4.5: Instalação de magnetômetro horizontal.



Figura 4.6: Instalação de magnetômetro horizontal.

## 4.2 Pré-processamento

A etapa de pré-processamento dos dados magnetotelúricos adquiridos visou a obtenção do tensor de impedância derivado das séries temporais das componentes dos campos elétricos e magnéticos. Processo onde se calcula os espectros dos sinais eletromagnéticos para a obtenção, por regressão linear, de uma estimativa do tensor de impedância. Os dados das séries temporais medidas foram pré-processados seguindo o mesmo fluxo de trabalho utilizado pelo grupo GEOMA da Divisão de Geofísica Espacial do INPE. Os scripts e programas utilizados nessa pesquisa, foram desenvolvidos por Egbert (1997) implementados pelo INPE. Com o intuito de se verificar a qualidade dos dados obtidos, fizemos inicialmente sua organização, seguido da conversão de seu formato binário para o formato ASC e sua inspeção visual, através de plotagem dos gráficos dessas séries.

As rotinas `dnff` e `tranmt` (Egbert, 1997) realizam a conversão das séries temporais do domínio do tempo para a frequência e estimativa do tensor de impedância. O programa

dnff divide a série temporal em diversas janelas, cujo tamanho é controlado pelo maior período que se deseja obter, resolução e erro de estimativa. Quanto maior for a frequência de amostragem, maior será a quantidade de amostras em cada janela, que na prática não possuem um tamanho fixo. Portanto, aplicando o programa dnff nas diferentes janelas do dado pode-se obter os coeficientes de fourier e realizar uma análise das janelas aplicadas em cada banda de frequência do dado. Em seguida, o programa tranmt realiza a estatística robusta do dado, de modo a remover os outlines de cada segmento. O resultado final dessa análise é uma estimativa das componentes do tensor de impedância e consequentemente, os seus correspondentes valores de resistividade aparente e fase. Uma vez que a propagação do campo eletromagnético no interior da Terra é tratada como um processo de difusão e os espectros foram suavizados em torno da frequência alvo durante o processamento, é esperado que as variações da resistividade aparente e fase sejam suaves com a variação do período. Assim o critério utilizado para a escolha da janela mais apropriada foi a suavidade das curvas e continuidade entre elas.

Portanto, após a análise das curvas de resistividade e fase estimadas por esse processo, decidimos aplicar, diferentemente do que é feito no INPE, a metodologia de filtragem SSA como ferramenta de remoção de ruídos aleatórios e redes elétricas (60 Hz e seus harmônicos), nas bandas de alta frequência de amostragem das séries temporais anteriormente analisadas, sendo aplicada antes do processamento robusto. A filtragem de tais interferências poderá eliminar ou atenuar falsas e abruptas variações nas respostas MT. Após a aplicação do filtro SSA nos dados de 65kHz, novo processamento robusto e composição da curva com as bandas de as bandas de 4 kHz e 128 Hz, resultou numa melhoria da continuidade das curvas estimadas vide figura 4.7.

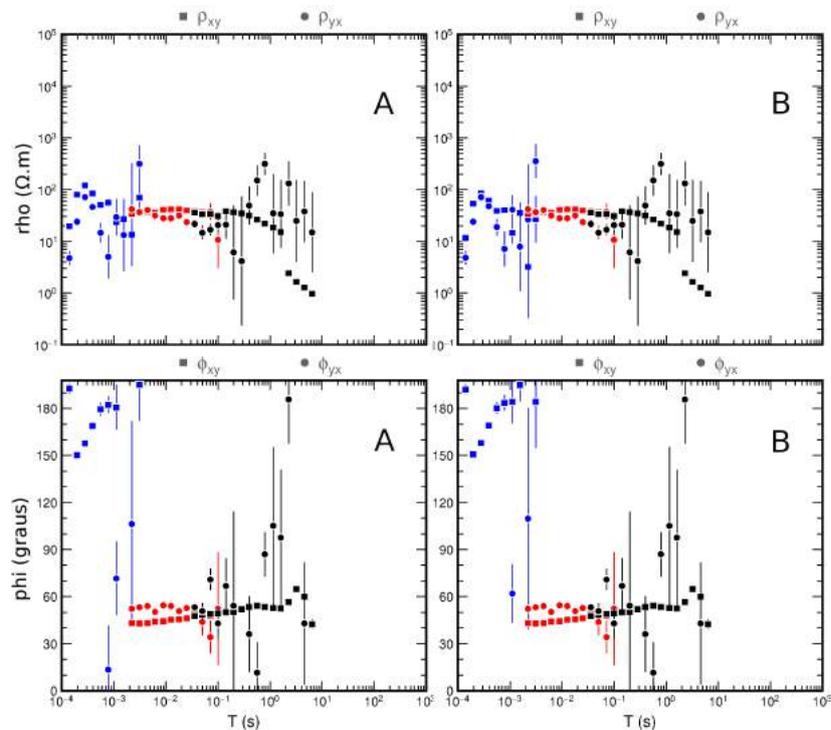


Figura 4.7: Figura composta pela junção das bandas de frequência de amostragem de 65kHz, 4kHz e 128Hz da estação 11. A Figura A, representa essa junção sem aplicação de filtragem. A Figura B, representa essa junção com aplicação de filtragem na banda de 65KHz.

### 4.2.1 Consistência dos dados MT

A conversão dos dados para o formato Jones e o emprego do programa Rhoplus (Paker e Booker, 1997), permitiu a verificação da consistência dos dados de amplitude e fase da impedância complexa anteriormente estimada. Segundo Vozoff (1991), uma forma de checar a consistência das respostas MT consiste em comparar as curvas de resistividade aparente em cada estação com àquelas resistividades calculadas diretamente de suas medidas de fase, conforme previsto nas relações de dispersão. A inconsistência entre os dados de campo e aqueles calculados pelo RHOPLUS pode ser um indício da existência de distorções 3-D severas nos dados ou, então, devido a problemas instrumentais. A Figura 4.8 ilustra um caso crítico, onde as curvas de resistividade aparente e fase foram reconstruídas, principalmente em suas partes extremas, usando a coerência das informações de fase gerada pelo Rhoplus.

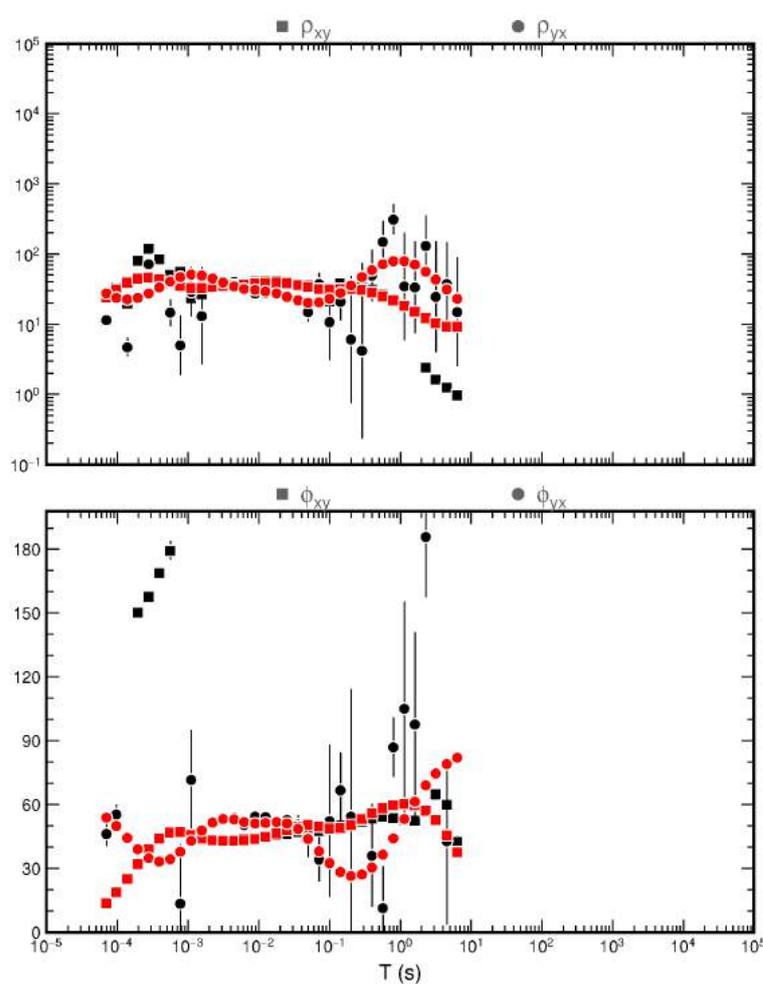


Figura 4.8: Estação ita01a corrigida a partir da premissa do Rhoplus.

### 4.2.2 Pseudosseção

Ao final desse processo é comum apresenta os dados pré-processados na forma de pseudosseção (Figuras 4.9 e 4.10). Como a fase do tensor não sofrem efeitos de static shift, seus valores geralmente são mais uniformes quando comparadas aos de resistividade. Por outro lado, es-

estruturas muito rasas são melhores visualizadas nos dados de resistividade. Como os valores de frequência possuem relação intrínseca com a profundidade, as pseudoseções fornecem uma visualização aproximada da variação da resistividade aparente tanto lateralmente quanto em profundidade. Além dessas características e analisando de maneira preliminar as componentes  $xy$  e  $yx$  das pseudoseções apresentadas na Figura 4.9, observa-se condições 1D em sua região central, estações 010 e 013, e condições 2D/3D para o resto do perfil. Nas pseudoseções da Figura 4.10, os valores de fase trazem informações sobre as estruturas resistivas (fase abaixo de 45 graus), que se convertem em condutoras (fase acima de 45 graus).

As pseudoseções de resistividade e fase (Figuras 4.9 e 4.10) apresentam grandes variações verticais e laterais de resistividade na região de estudo, o que podem estar associadas a zonas de falhamentos e fraturas. O que valida o esperado, pois tais variações podem estar ligadas ao regime tectônico associado ao desenvolvimento da Bacia de Camamu e Recôncavo presentes na região de estudo.

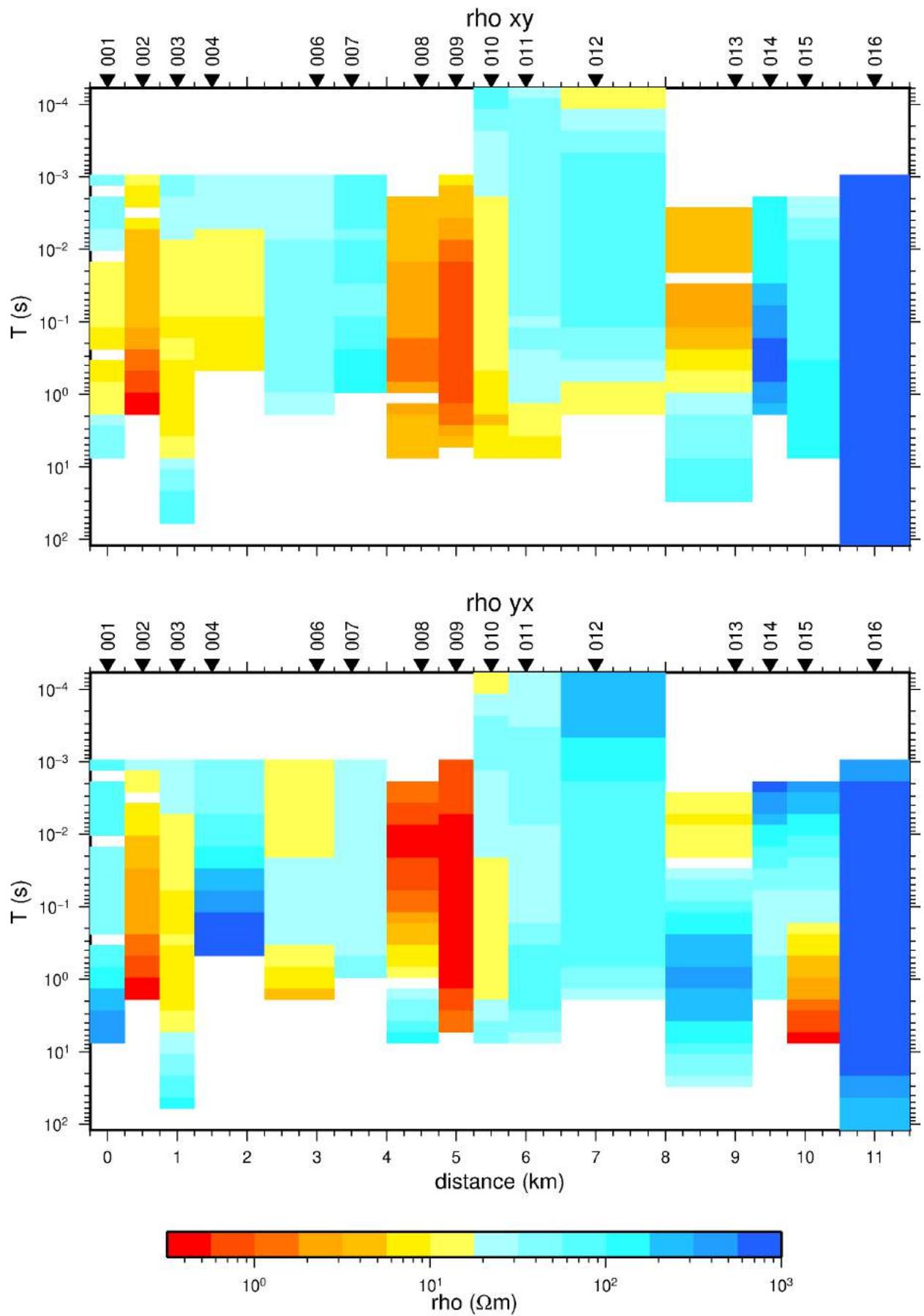


Figura 4.9: Pseudoseção de resistividade aparente, direção xy e yx.

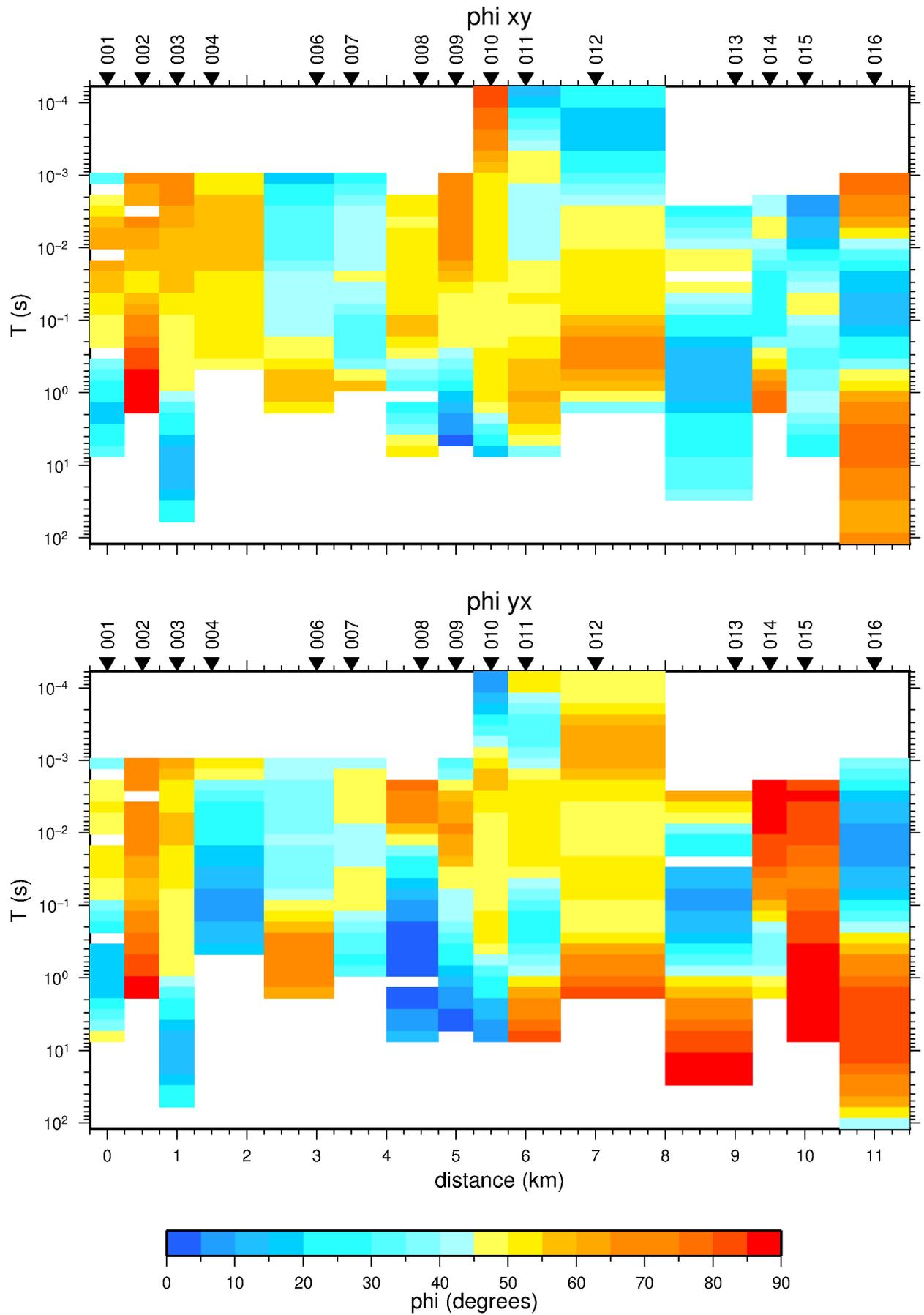


Figura 4.10: Pseudoseção de fase aparente, direção xy e yx.

## 4.3 Processamento

Nós denominamos processamento os passos seguintes ao pré-processamento dos dados magnetotélúricos adquiridos, composto pela análise de dimensionalidade e decomposição do tensor de impedância.

### 4.3.1 Análise de dimensionalidade geoeétrica

Após a estimativa do tensor de impedância é necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas geoeétricas que compõe o perfil. A evolução dos códigos numéricos podendo utilizar abordagens uni, bi e tridimensionais, por isso a análise da dimensionalidade geoeétrica tem ganhado grande importância nos últimos anos.

A análise da dimensionalidade dos dados MT é uma etapa necessária para determinar qual modelo (1D, 2D ou 3D) pode descrever melhor as características dos dados geoeétrico a serem interpretados numa etapa posterior. Além disso, essa análise pode servir como uma ferramenta para determinar se os dados são afetados ou não por distorção galvânica, para que os dados possam ser adequadamente corrigidos (Groom e Bailey, 1989).

A técnica proposta por Bahr (1988) se utiliza de uma série de invariantes de rotação para propor uma dimensionalidade regional. De acordo com Kaufman e Keller (1981), em dados MT sem ruído o parâmetro  $k$  é igual a zero para estruturas 1D e 2D. Para estruturas 3D,  $k$  é diferente de zero. Em dados reais, no entanto, os valores de  $k$  são geralmente diferentes de zero: até 0,1 para estruturas 1D ou 2D (Swift, 1967). De acordo com Bahr (1988), valores maiores do que 0,1 são aceitos para modelos 2D ou 3D em áreas com distorção galvânica. Um ponto de quebra para estruturas multidimensionais é  $k = 0,3$ , onde os valores mais baixos estão relacionados a comportamento 2D e acima deste valor, as estruturas são puramente 3D. Outra interferência que pode afetar o tensor MT ocorre quando os dados são afetados pela distorção galvânica do campo elétrico, um fenômeno causado por inhomogeneidades 3D locais próximas à superfície da Terra (Kaufman, 1988).

No presente trabalho utilizamos o programa WALDIN, um código escrito em linguagem Fortran proposto por Martí et al. (2009). Este código determina a dimensionalidade das estruturas a partir dos invariantes rotacionais do Tensor Magnetotélúricos (Weaver et al. 200), definido em função do Tensor de Impedância e de acordo com os valores desses invariantes. Usamos  $k = 0,3$  isso resulta na Figura 4.11 demonstrando que boa parte dos dados apresenta uma distribuição indeterminada e 3-D. Devido a isso, uma definição adequada da direção do strike geoeétrico poderia gerar uma aproximação para modelos 2D.

### 4.3.2 Decomposição do Tensor de Impedância

A decomposição consiste da tentativa de eliminar distorções no campo EM causadas por estruturas 3D locais que distorcem o campo regional; a técnica assume que esse campo regional seja 2D e analisando conjuntamente várias estações pode se determinar um campo regional mais compatível para todas as estações. A utilização desse método é necessária porque mesmo em um meio predominantemente 2-D, dados MT raramente têm a diagonal principal dos elementos do tensor de impedâncias iguais a zero, sendo que uma das causas

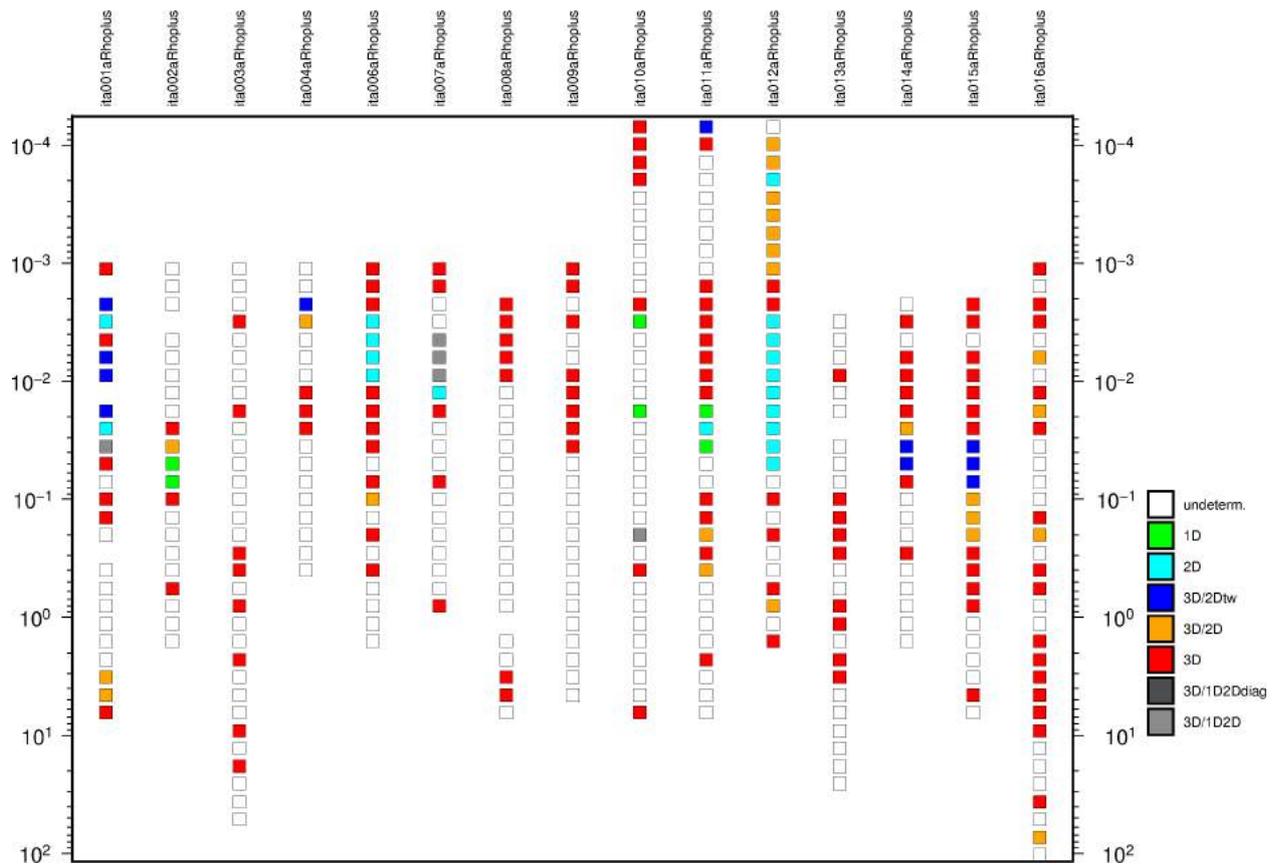


Figura 4.11: Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil com base no skew em função do período.

para isso é a presença de estruturas 3-D. O método de decomposição mais utilizado foi proposto por Groom e Bailey (1989). Por meio desse método é possível recuperar o strike geoeletrico, bem como as duas principais impedâncias regionais (XY e YX).

Segundo Santos (2012), para melhor compreensão da utilidade desse método, considere um modelo de Terra 2D. Considere ainda uma heterogeneidade 3D gerada devido a um corpo pequeno, próximo ao contato estrutural regional. A presença desse corpo pode alterar tanto a direção como a amplitude dos campos elétricos induzidos.

Segundo McNeice e Jones (2001), para a utilização da técnica de decomposição dos tensores devem ser feitas algumas suposições:

- Os dados de impedância sem distorção devem ser regionalmente 2-D;
- E os campos magnéticos não sejam distorsidos pela estrutura anômala.

A validade dessas suposições podem ser determinadas considerando o desvio quadrático médio entre os valores de impedância medidos e calculados pelo algoritmo de McNeice e Jones (2001).

O modelo de distorção galvânica de Groom e Bailey (1989) propõe uma maneira de decompor o tensor de impedâncias medido ( $\mathbf{Z}$ ) assumindo que no sistema de coordenadas da estrutura regional 2-D é dado por:

$$\mathbf{Z} = \mathbf{C}\mathbf{Z}_2 = \begin{bmatrix} 0 & A \\ -B & 0 \end{bmatrix}, \quad (4.1)$$

onde  $\mathbf{C}$  é o tensor de distorção e  $\mathbf{Z}_2$  é o tensor de impedâncias da estrutura de condutividade 2-D regional com elementos  $A$  e  $B$  na diagonal secundária. No caso geral, onde as medidas são realizadas em um sistema de coordenadas que não necessariamente sejam iguais ao da estrutura regional, necessita-se rotacionar o tensor medido por um ângulo  $\theta$  do sistema de coordenadas de medidas, para a direção da estrutura de condutividade 2-D regional através da relação,

$$\mathbf{Z} = \mathbf{R}\mathbf{C}\mathbf{Z}_2\mathbf{R}^T, \quad (4.2)$$

onde  $\mathbf{R}$  é uma matriz de rotação e  $\mathbf{R}^T$  sua transposta.

Então, é possível decompor os dados sob esse modelo de distorção galvânica 3-D para obter sete parâmetros por frequência, que são: a direção geoeletrica regional  $\theta$ , dois parâmetros descrevendo os efeitos da distorção local (*twist shear*) e as impedâncias regionais 2-D complexas ( $A, B$ ). Finalmente, tem-se:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \mathbf{R}(\theta)\mathbf{T}\mathbf{S}g\mathbf{A} \begin{bmatrix} 0 & A \\ -B & 0 \end{bmatrix}, \quad (4.3)$$

onde,  $\mathbf{C} = g\mathbf{T}\mathbf{S}\mathbf{A}$ .

Os operadores  $\mathbf{T}$ ,  $\mathbf{S}$  e  $\mathbf{A}$  são, respectivamente, *twist*, *shear* e a anisotropia local, enquanto o escalar  $g$  é conhecido como ganho (site gain). Juntos, o ganho escalar e anisotropia local formam a parte indeterminada do tensor de distorção  $\mathbf{C}$ . Devido a isso a decomposição incorpora ambos fatores ao tensor de impedância regional, o que na prática simplesmente

quer dizer que cada uma das curvas principais de resistividade aparente irão ser multiplicadas por um fator desconhecido, porém sem alterar suas formas. Então, a decomposição Groom-Bailey recupera a resposta regional e a direção geométrica simultaneamente, porém sem resolver o static shift.

Ao recalcular o tensor para a direção do strike, as componentes XY e YX do tensor decomposto passam a ser denominadas de Transverso Elétrico (TE ou Polarização-E) - que é quando a rotação do tensor mantém a componente elétrica paralela a descontinuidade lateral - e Transverso Magnético (TM ou Polarização-H) - que é quando a rotação do tensor mantém a componente magnética paralela a descontinuidade.

A presença de uma região superficial muito condutiva, cercada por um substrato resistivo *swamp* causa uma rotação horária no vetor telúrico (Simpson e Bahr, 2005). Esta rotação está contida em um dos termos da fatoração do tensor de impedâncias chamado de tensor *twist*. O *swamp* também pode causar um efeito anisotrópico que está contido em outro termo fatorado que é o tensor de anisotropia e o tensor *shear*, este causa um estiramento e um desvio do eixo principal do tensor de impedância. Quando esses termos de distorção *twist*, *shear* e o *strike* são calculados e forem independente da frequência, significa que a condição de um dado 3-D com regional 2-D é válida e portanto a decomposição pode ser aplicada a esses dados. Há neste método, uma ambiguidade intrínseca de  $90^\circ$ , o que faz com que a direção do *strike* tenha a solução  $\theta$  ou  $\theta+90^\circ$ . A definição da direção dos *strike* verdadeiro pode ser auxiliada por informações complementares como geológicas, geofísicas e pela análise dos vetores de indução.

## Determinação dos Parâmetros Groom Bailey

Para mostrar o procedimento geral adotado para realizar a decomposição com a utilização do programa Strike escrito por Gary W. McNeice e Alan G. Jones (McNeice e Jones, 2001) escolheu-se como ilustração a estação ita001. O código pode fazer a decomposição em cada estação de forma individual, assim como em todas as estações simultaneamente, para obter um único *strike* representativo.

Inicialmente, a decomposição foi feita frequência por frequência, para observar o comportamento geral dos parâmetros e identificar qual deles (azimute, *shear* e *twist*) era mais estável, bem como identificar a faixa de período onde os parâmetros se apresentam mais estáveis (Figura 4.12). Na estação ita001 o *twist*, *shear* e *strike* apresentam-se pouco estáveis em praticamente todo intervalo de período, no entanto, no intervalo entre 1 a 10 s o *twist* apresenta uma relativa estabilidade. Posteriormente, fixamos o parâmetro mais estável e aplicamos novamente a decomposição, esperando com isto um resultado mais estável uma vez que se diminui o grau de liberdade. Para a estação ita001, fixamos o *twist* em  $-5^\circ$  (Figura 4.13) mantendo os demais parâmetros livres. Com isso, observou-se uma certa estabilidade nos valores do *strike* na faixa dos pequenos e médios períodos. Resultados similares foram atingidos quando fixou-se o azimute do *twist* em  $0^\circ$  (Figura 4.14) deixando o *strike* e o *shear* livres, confirmando que o *strike* varia com o período (e então, com a profundidade). De acordo com os objetivos dessa pesquisa, deu-se maior importância aos valores estáveis do *strike* na faixa de médios e longos períodos.

Considerando os resultados previamente descritos, aplicou-se novamente a decomposição com o *strike* fixo em  $20^\circ$  e fixando os *shear* em  $0^\circ$  e *twist*  $-5^\circ$ , realizado um ajuste mais refinado

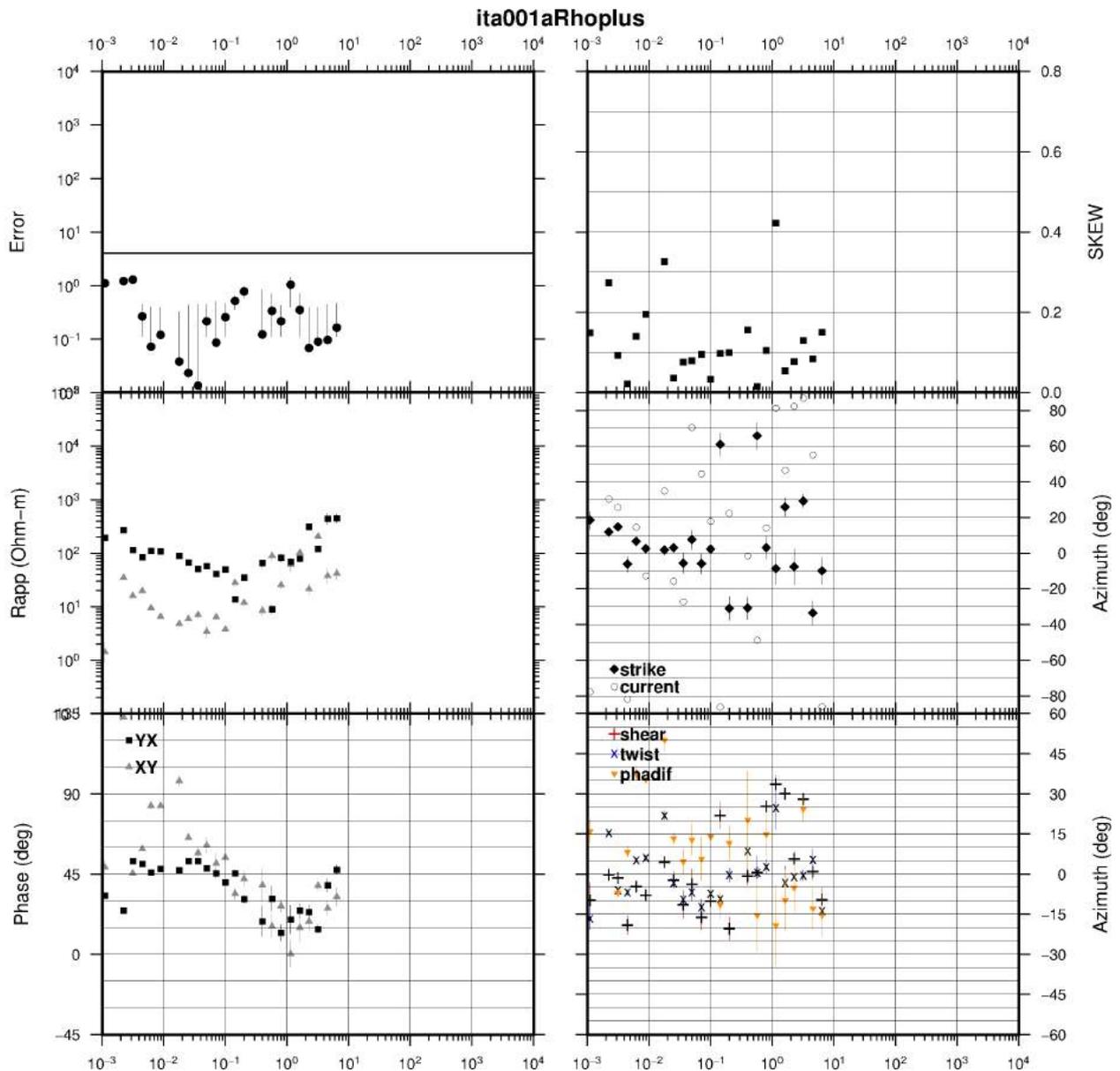


Figura 4.12: Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência.

a partir da variação de alguns graus do valor do strike até que se atingisse o menor erro, o que produziu o valor de strike final (Figura 4.15). Em alguns casos, dois dos três parâmetros também eram fixados simultaneamente para checar a estabilidade do azimuth do terceiro parâmetro. Embora a decomposição possa ser feita automaticamente, tal procedimento, passo a passo, evita a determinação de strikes inconsistentes (Groom e Bailey, 1989).

O procedimento descrito acima foi realizado em todas as 15 estações do perfil estudado, obtendo-se um strike para cada uma delas. Posteriormente, foi determinado um strike consistente que pudesse ser usado para todas as estações e possibilitasse o melhor ajuste dos tensores de impedância medidos. Isto permitiu a recuperação das funções de resposta (curvas de resistividade aparente e fase) em suas coordenadas regionais corretas e, ao mesmo tempo, removeu as distorções telúricas associadas aos parâmetros de twist e shear.

A Tabela 4.1 apresenta as direções dos strikes obtidas em cada estação. A maioria das

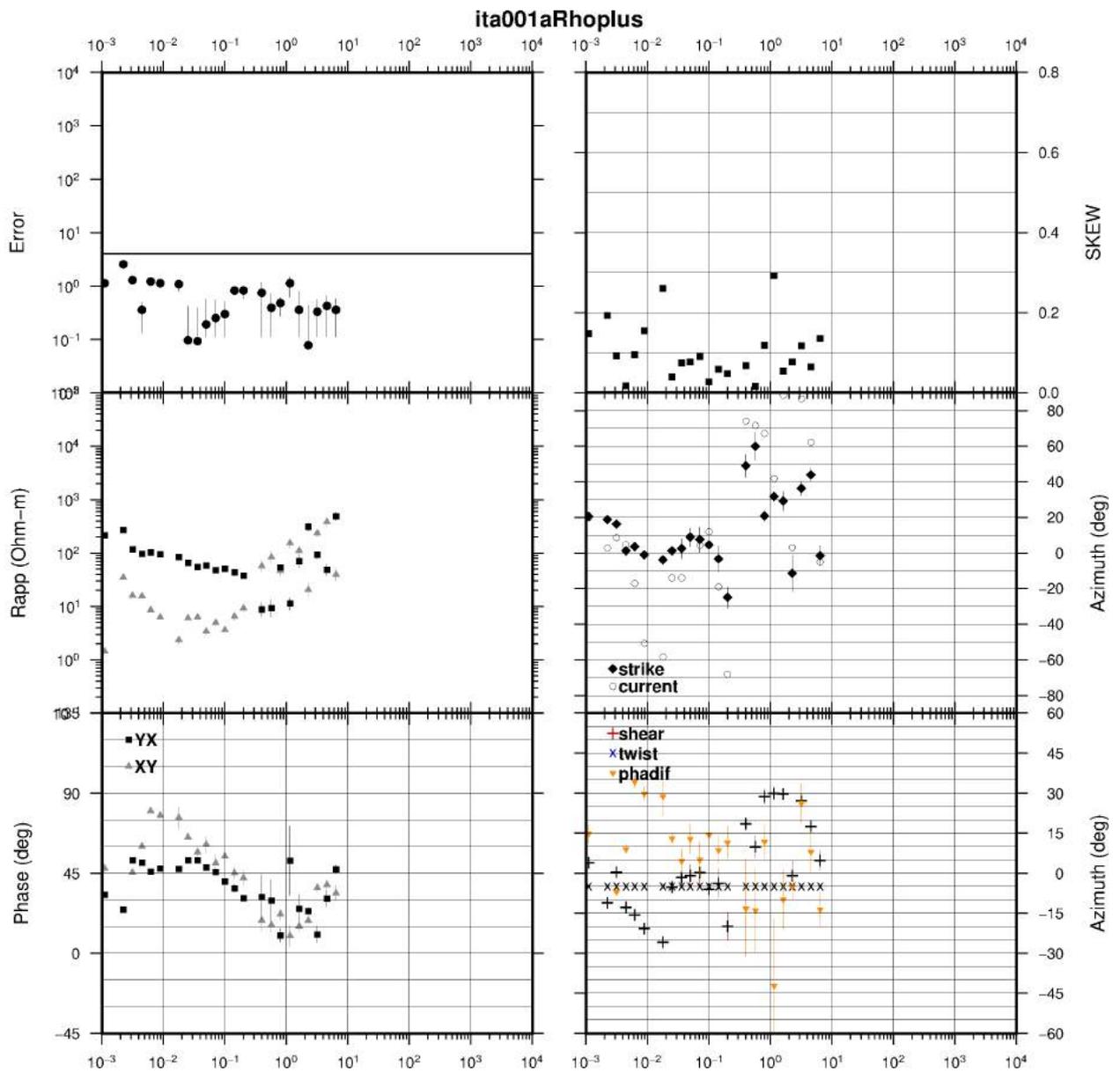


Figura 4.13: Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência. Twist fixado em -5.

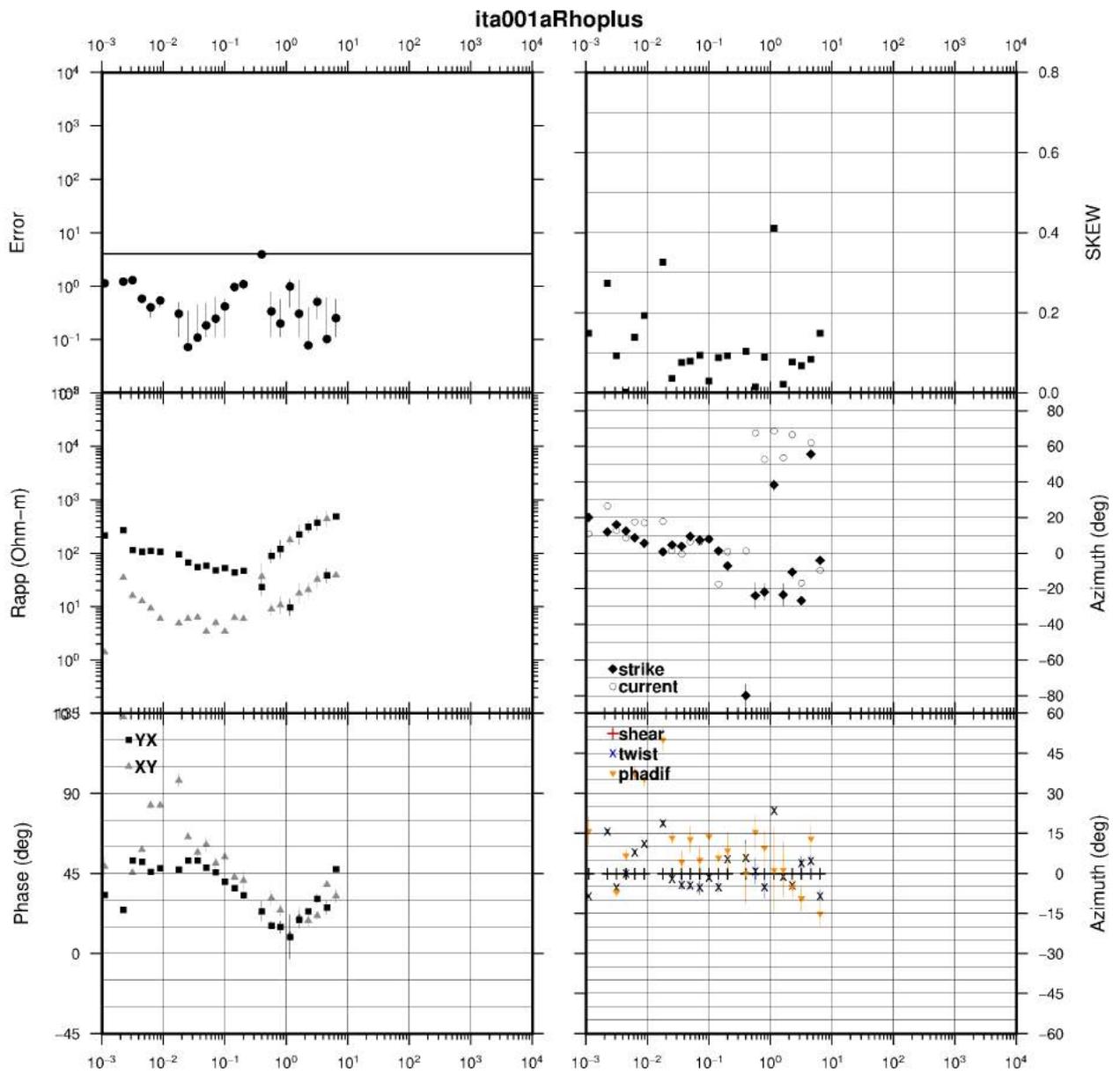


Figura 4.14: Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência. Shear fixado em 0.

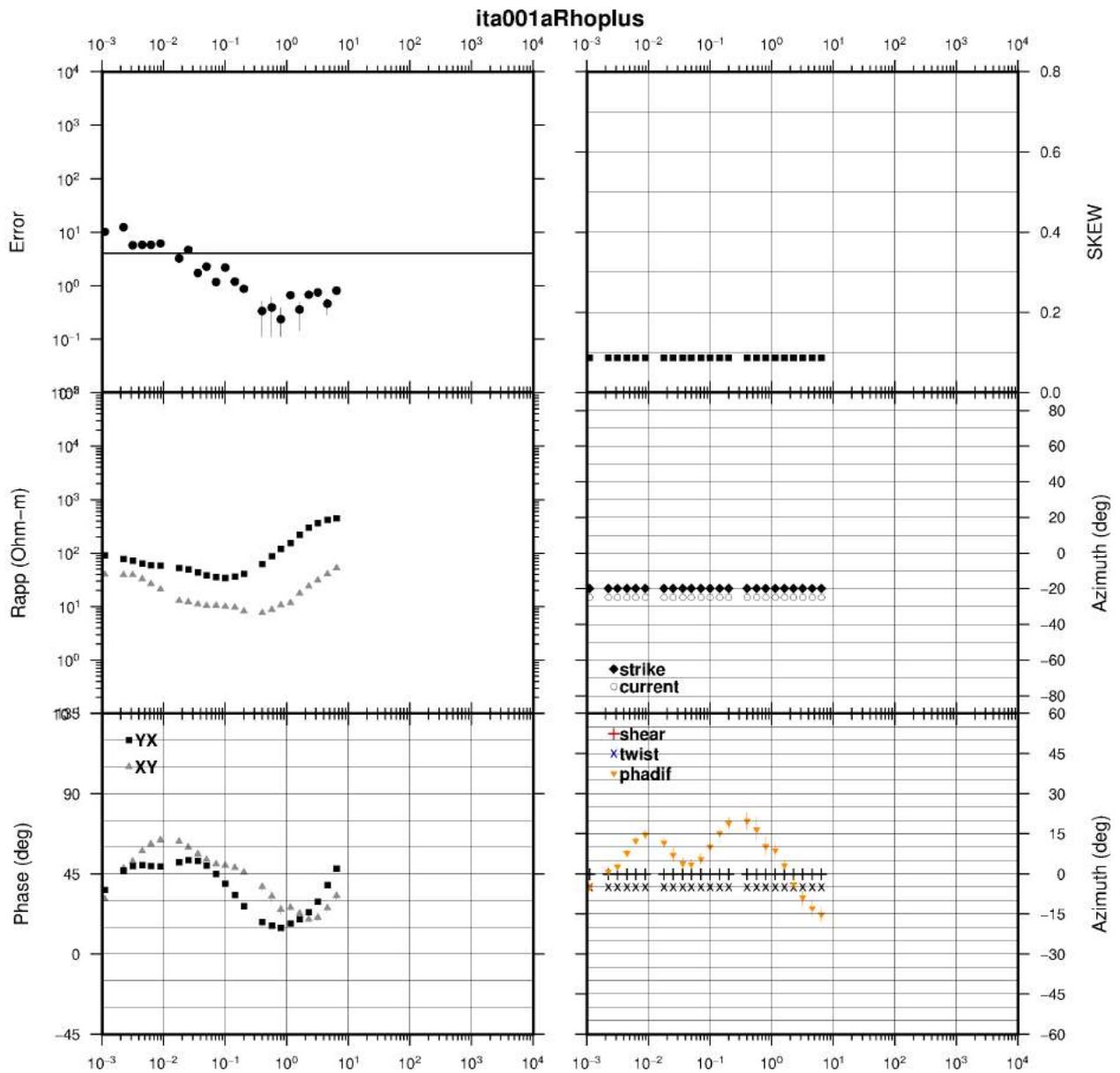


Figura 4.15: Decomposição Groom Bailey, frequência por frequência. Todos parâmetros fixados.

Estação	ita001	ita002	ita003	ita004	ita006	ita007	ita008	ita009
Azimute(°)	-20	-20	-20	-30	-20	-20	-20	-22
Estação	ita010	ita011	ita012	ita013	ita014	ita015	ita016	
Azimute(°)	-30	-30	-30	-40	-20	-23	-20	

Tabela 4.1: Valores dos azimutes dos strikes geoeletricos das estações MT.

estações apresentam strike médio em torno de  $-25^\circ$  (ou  $65^\circ$ , já que o azimute do strike obtido pela decomposição Groom-Bailey possui uma ambiguidade de  $90^\circ$ ) o que demonstra que a parametrização 3-D/2-D assumida na decomposição é válida, permitindo concluir que há um meio 2-D regional com strike geoeletrico em torno de  $-25^\circ$  (ou  $65^\circ$ )

Para a remoção da ambiguidade do strike é preciso utilizar informações adicionais geofísicas e geológicas independentes. No presente trabalho utilizamos os dados de gravimetria (Rigaud et al., 2019) para esclarecer essa ambiguidade. A Figura 4.23 retrata o agrupamento entre mapa gravimétrico e as estações de coleta dos dados. Ao observar a figura percebe-se um lineamento coincidente a um baixo gravimétrico nas proximidades da estação 13, na direção NW em coincidência com a média dos strikes geológico. Outro fator que poderia definir o strike geológico seria a linha de costa, no entanto ela se apresenta em uma direção N25E o que não coincide com strike definido pela decomposição, muito menos com o seu valor ambíguo. Por tal motivo abdicamos de considerar a linha de costa como a direção do strike geológico optando pela direção de N25W.

## 4.4 Inversão

Segundo Engl (1996), resolver um problema inverso é determinar causas desconhecidas a partir de efeitos desejados ou observados. Portanto, o objetivo da inversão é a determinação de parâmetros físicos terrestres a partir de dados medidos na superfície, obtendo o máximo de informações possíveis acerca desses dados, devido às limitações inerentes no processos de medições. A realização das etapas descrita nos itens anteriores serviu para a preparação dos dados a serem utilizados para a construção do modelo inverso, capaz de descrever como a resistividade verdadeira varia em subsuperfície, o que irá permitir que essa informação seja interpretada em função da geologia local. Ressalta-se que nessa fase utilizamos os dados de resistividade aparente e fase decompostos na direção do strike obtido.

### 4.4.1 O REBOCC

O programa utilizado para a inversão foi o REBOCC (Reduced Basis Occam's Inversion) (Siripunvaraporn e Egbert, 2000), que é um programa de inversão de dados magnetotelúricos 2-D (MT). Atualmente, o REBOCC pode inverter a resistividade aparente ( $\rho$ ) e a fase ( $\phi$ ) nos modos TM e TE, bem como as partes reais ( $\Re$ ) e imaginárias ( $\Im$ ) da função de transferência magnética vertical (tipper) - razão entre o campo magnético vertical e o campo magnético horizontal. Este algoritmo é muito utilizado devido a sua velocidade, estabilidade e facilidade de uso.

A inversão da resistividade aparente e a fase por meio do REBOCC pode ser feita

usando somente um dos modos (TE ou TM) ou ainda permite o uso simultânea dos mesmos. Para qualquer dos casos citados, pode-se atribuir pesos distintos para os valores de fases e resistividades de cada estação e em cada período.

Para realizar a inversão a partir do REBOCC é necessário a presença de três arquivos:

- Startup file: este arquivo define todos os parâmetros usados para a inversão;
- Data file: arquivo que contém os dados, ou seja,  $\rho_a$  e  $\phi$  dos modos TM e TE, utilizados para inversão;
- Starting model file: Este arquivo define o tamanho da grade do modelo e o valor da resistividade inicial de cada bloco do grid.

Outros parâmetros importantes, bastante utilizados neste trabalho foram:

- Prior model file: modelo em que a inversão procura minimizar os desvios. Pode ser o mesmo arquivo que o modelo inicial. Este permitiu a inclusão de conhecimento prévio da região a partir de dados de poços e sísmica.
- Model control file: define as regiões livres e fixas do modelo, como o oceano, e permite desativar a suavização de um plano de falha conhecido.

Como visto nos itens acima, para realizar a inversão dos dados é necessário a construção da malha (ou grade) para o modelo de entrada e a preparação dos arquivos com todos os parâmetros da inversão.

Foi construído dois modelos distintos de entrada ao REBOCC: Um modelo simples de semi-espaço infinito com resistividade de  $100 \Omega.m$  (Figura 4.16), outro de Terra estratificada (Figura 4.17) construído a partir da análise de 3 poços (1VC3, 1I1, 1AO1) próximos a transecta MT gerada. Isso possibilitou a definição de valores de resistividade e espessura em 3 camadas distintas como pode ser observado na Tabela 4.2. Com o auxílio de um modelo gravimétrico definido a partir da seção sísmica 0321, presente no trabalho de Rigaud et al. (2019), pudemos definir uma profundidade aproximada do embasamento no modelo de camadas. Para representar adequadamente a presença do mar nesse modelo, foi necessário adicionar valores fixos de resistividade que lhes representaria e que não fossem modificados pelo programa de inversão. Isso foi realizado a partir de um arquivo de controle (Model Control File).

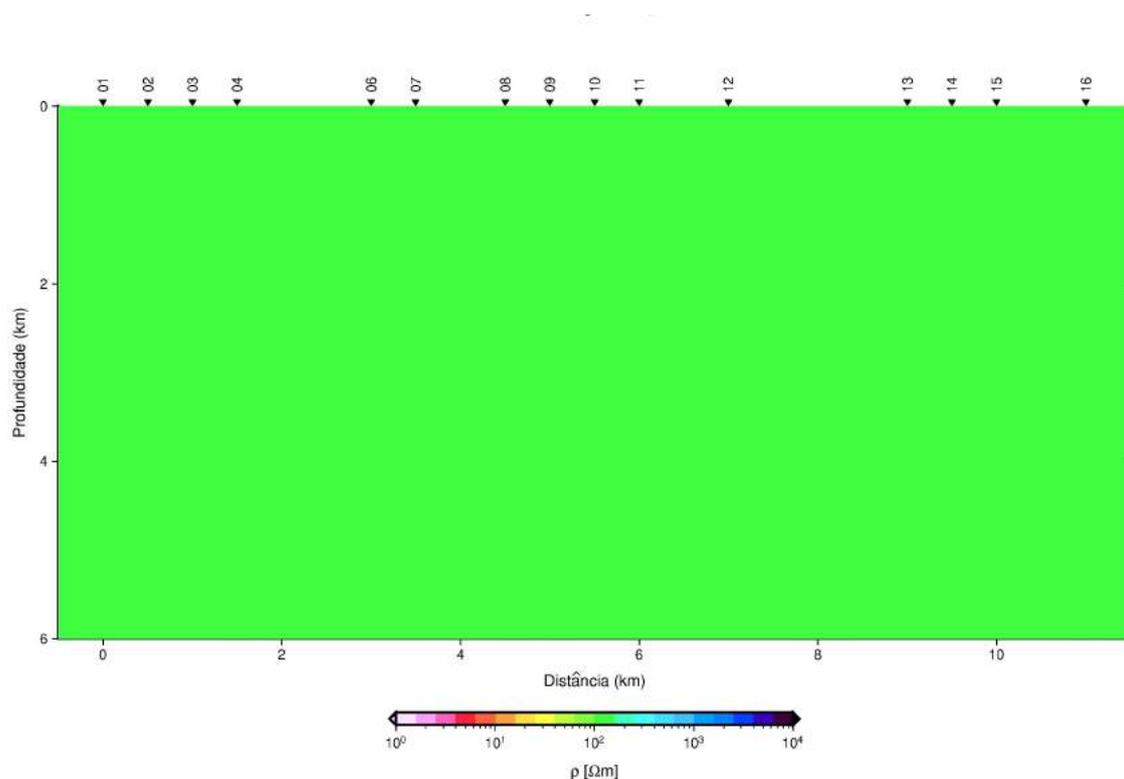


Figura 4.16: Modelo simples de entrada. A cor verde uniforme representa o semi-espaço infinito com resistividade de  $100 \Omega.m$  em ambos os eixos.

Camada	Espessura	Resistividade média
1	0-600 metros	$10 \Omega.m$
2	600 - 1500	$4 \Omega.m$
5	1500 - 2500	$16 \Omega.m$

Tabela 4.2: Valores das camadas do modelo de entrada definido a partir de perfis de poços.

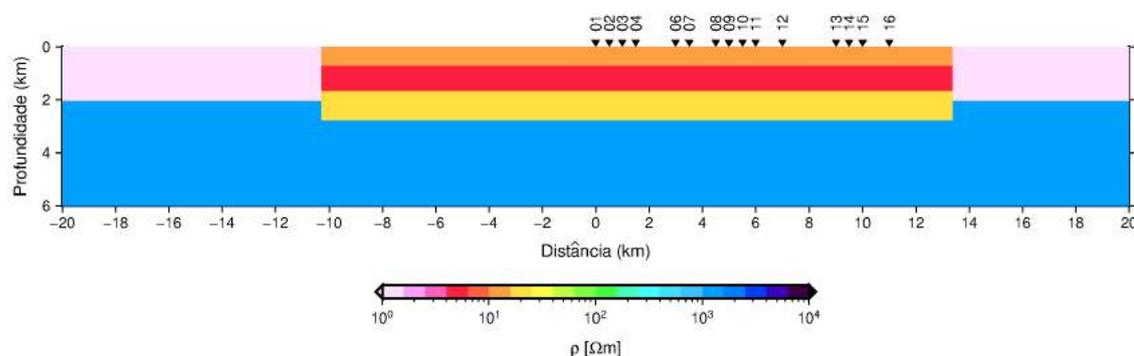


Figura 4.17: Modelo de entrada do programa REBOCC. Modelo representado por meio com 3 camadas de resistividade distintas.

O contexto de ilha faz com que ocorra grande acúmulo de cargas ao longo da linha de

costa. Este acúmulo de carga perpendicular a direção do campo  $E_x$  fará com que o mar se comportando como um condutor 3-D. Segundo Ledo (2006), se a resistividade do corpo 3D for maior que a da estrutura regional 2D, o termo indutivo anômalo do campo elétrico será insignificante e o modo TM apresentará uma distorção indutiva fraca, enquanto o modo TE será afetado pela distorção galvânica. Por outro lado, se o corpo 3D for menos resistivo que o meio de incorporação, o modo TM pode ser afetado fortemente por efeitos indutivos. Portanto, o modo TM não seria apropriado para uma interpretação 2D. O que nos levou a uma avaliação inicial da inversão do modo TM.

Para efetuar a inversão TM utilizou-se inicialmente o modelo de semi espaço infinito com resistividade de  $100 \Omega.m$  como modelo de entrada para o REBOCC. Como de praxe estabelecemos um desvio fixo de 5% para a fase e 25 % para as resistividades com intuito de fornecer a fase dos dados maior peso que as resistividades no momento da inversão, visto que a fase é menos influenciada pelo deslocamento estático. O mesmo procedimento foi realizado para o modelo 2-D gerado a partir da análise dos dados de poços e sísmica. Os dois modelos apresentaram resultados similares, no entanto as inversões a partir do modelo de entrada 2-D mostrou-se mais eficaz com um erro quadrado médio (RMS) menor e este foi utilizado como o modelo de entrada geral para uma inversão posterior.

Um conjunto de modelos inversos foram gerados, variando os parâmetros de entrada da inversão, até se chegar ao modelo final, que possui o menor erro RMS. Os mesmos procedimentos foram adotados para a inversão do modo TE

## 4.4.2 Resultado da inversão

### Modo TM

O modelo final do modo TM pode ser observado na Figura 4.18. A Figura 4.18 apresenta dois comportamento distintos separados na estação 09, a Sudoeste dessa estação temos uma distribuição geolétrica com corpo mais resistivos abaixo da profundidade de 3 km ( $800 \Omega.m$ ) e mais condutoras acima da profundidade de 3 km (resistividades abaixo de  $100 \Omega.m$ ) com exceção de um corpo um pouco mais resistivo nas proximidades da estação 4 em torno de 500 metros de profundidade. Este seria o comportamento esperado da seção após a análise prévia de outros dados geofísicos como poços, gravimetria e sísmica. A nordeste da estação 09, a seção apresenta valores praticamente invertido em relação a região sudoeste possuindo uma região bastante condutiva ( $10 \Omega.m$ ) abaixo da profundidade de 3 km, logo acima desta, uma outra resistiva com espessura aproximada de 2 km e resistividade em torno de  $1000 \Omega.m$ , acima um corpo condutor com espessura variando lateralmente com resistividade em torno de  $10 \Omega.m$  seguido acima por um pequeno intervalo resistivo. Esta distribuição geolétrica aparenta-se não condizente com a realidade, visto que a seção está inserida num contexto de bacia sedimentar. Percebe-se que as estações mais próximas da estação 16 são as também mais próxima do mar, logo, acreditasse que a partir da estação 09 o modo TM esta sendo fortemente afetado pelos efeitos indutivos relacionado ao mar, impossibilitando o uso dessa seção para a interpretação geológica e geofísica do perfil estudado.

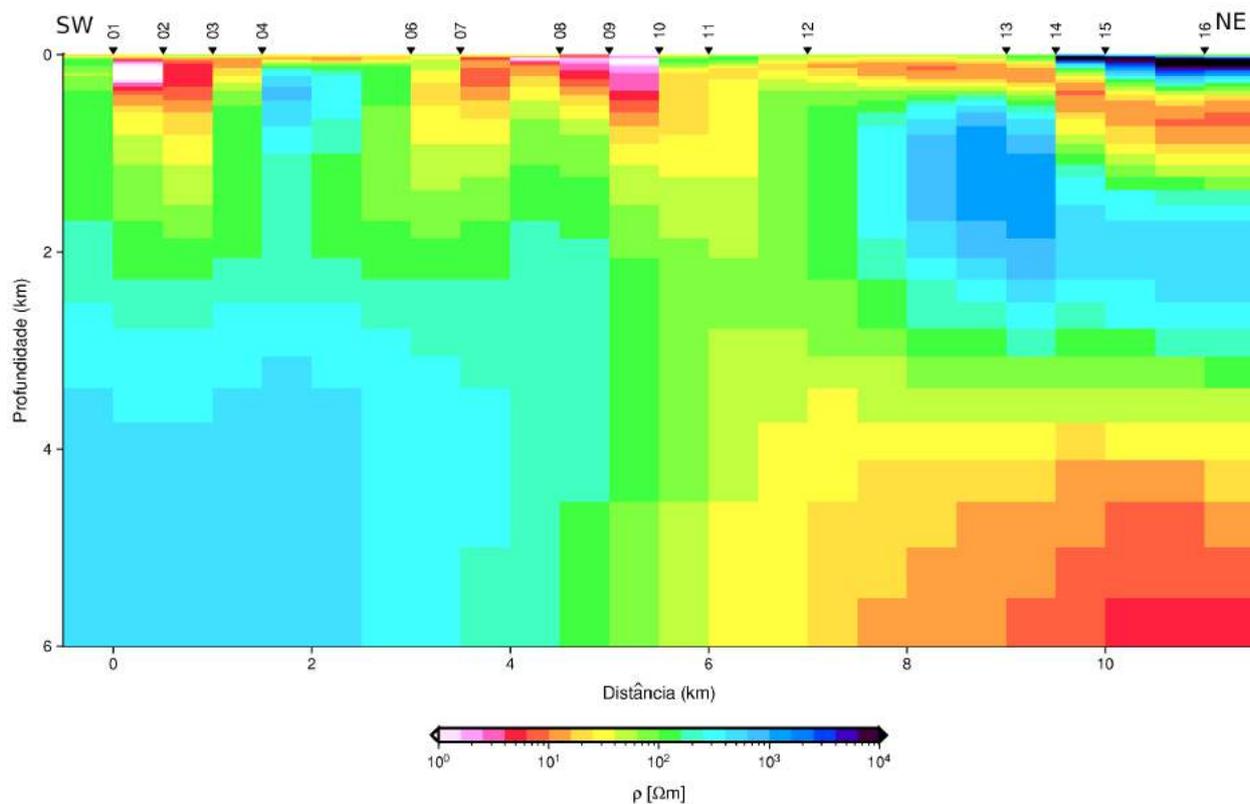


Figura 4.18: Modelo de resistividade 2-D obtidos a partir da inversão dos dados, rms=10.19.

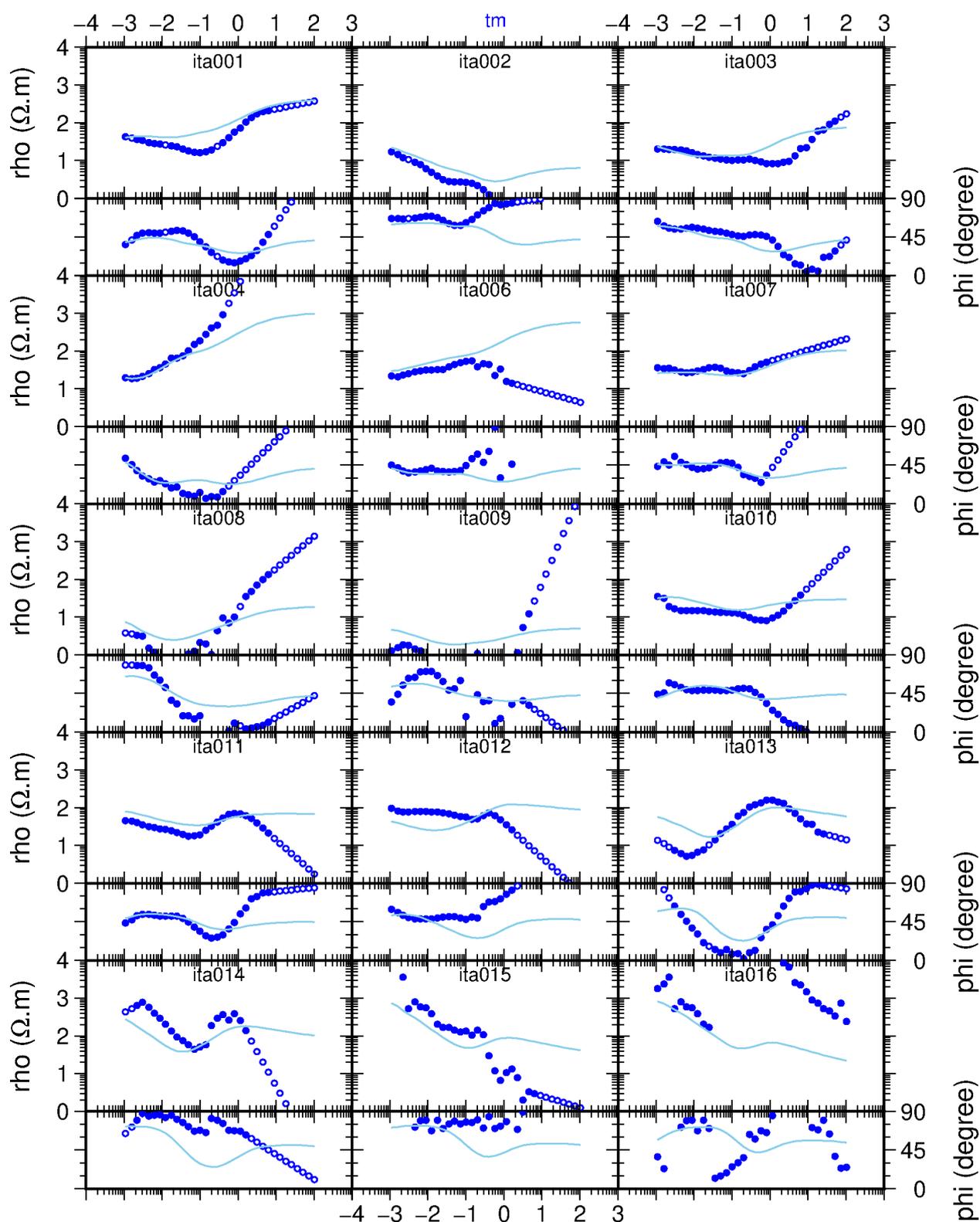


Figura 4.19: Dados de resistividade aparente e fase do modo TM observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na Figura 4.18. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem.

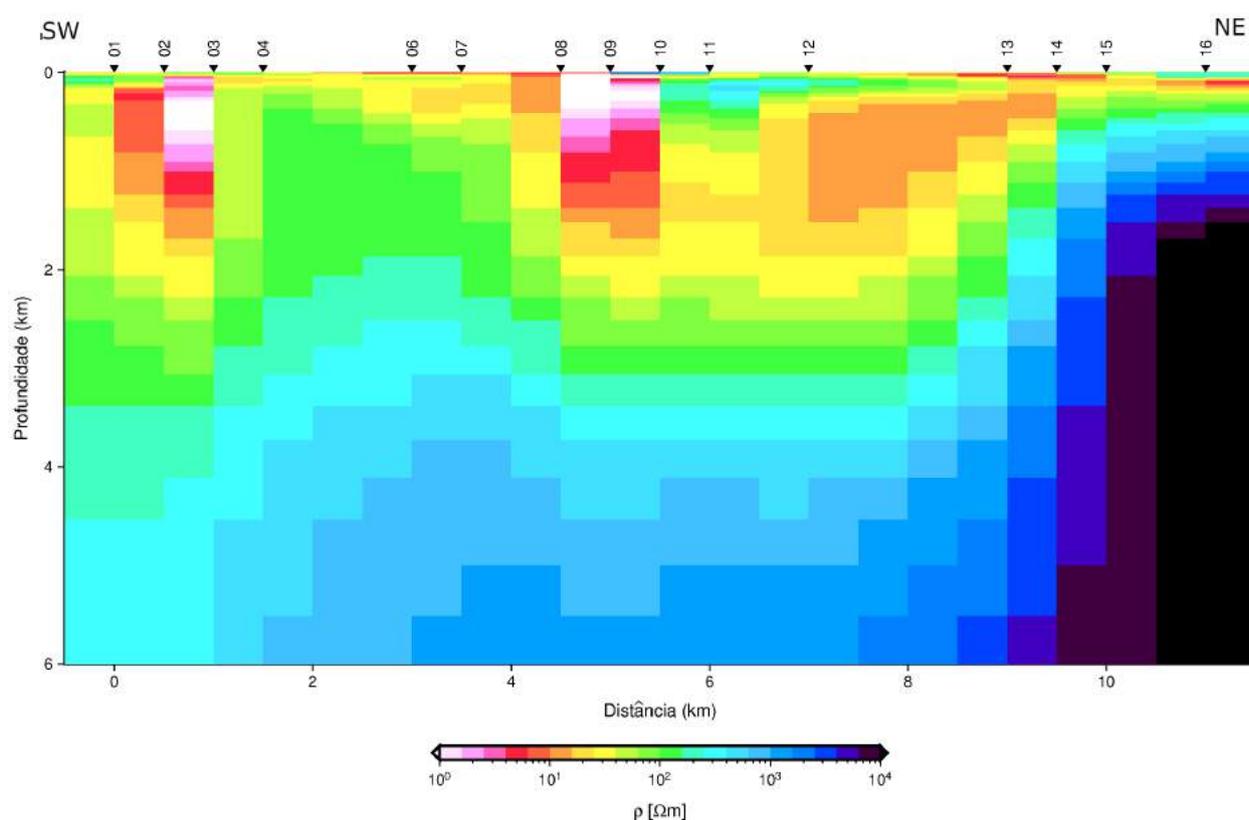


Figura 4.20: Modelo geológico 2D obtido a partir da inversão dos dados do modo TE com  $rms = 7,42$ .

### Modo TE

A Figura 4.20 mostra o modelo invertido final dos dados no modo TE. A Figura 4.21 mostra um ajuste das curvas de resistividade aparente e fase.

Ao observar a Figura 4.20 percebe-se uma distribuição geológica suave possibilitando a divisão dessa seção em zonas geológicas A, B, C, D e E (Figura 4.22). Foi identificado na seção da Figura 4.22 uma base bastante resistiva, denominada de zona A, com resistividade entre 500 até 10000  $\Omega.m$ , possuindo profundidade variando entre 1,2 a 4,6 km e que cobre horizontalmente todo o perfil. Acima desta zona, interpretou-se as zonas B, C e D, que também possui distribuição lateral ao longo de toda a seção, e diferentemente das demais, a zona B possui pouca variação de espessura. A disposição destas zonas sugere um aumento de condutividade em direção as partes mais rasas do perfil, sendo a zona B com resistividade média de 200  $\Omega.m$ , zona C com resistividade em torno de 100  $\Omega.m$  e a zona D com resistividade entre 1 e 50  $\Omega.m$ . Nota-se também que as zonas C e D, apresentam grande variação de sua espessura e profundidade ao longo do perfil, especialmente entre as estações 04 e 08 e após a estação 12. Acima desse pacote, interpretou-se a zona E com resistividade entre 1 e 150  $\Omega.m$ , porém limitada a uma faixa localizada entre as estações 07 e 16 e com profundidade que pode chegar à 1km. Em comum, as zonas D e E apresentam em sua parte mais superficial uma região bastante condutora. Esta interpretação geológica foi utilizada para gerar o modelo final mostrado na Figura 4.24.

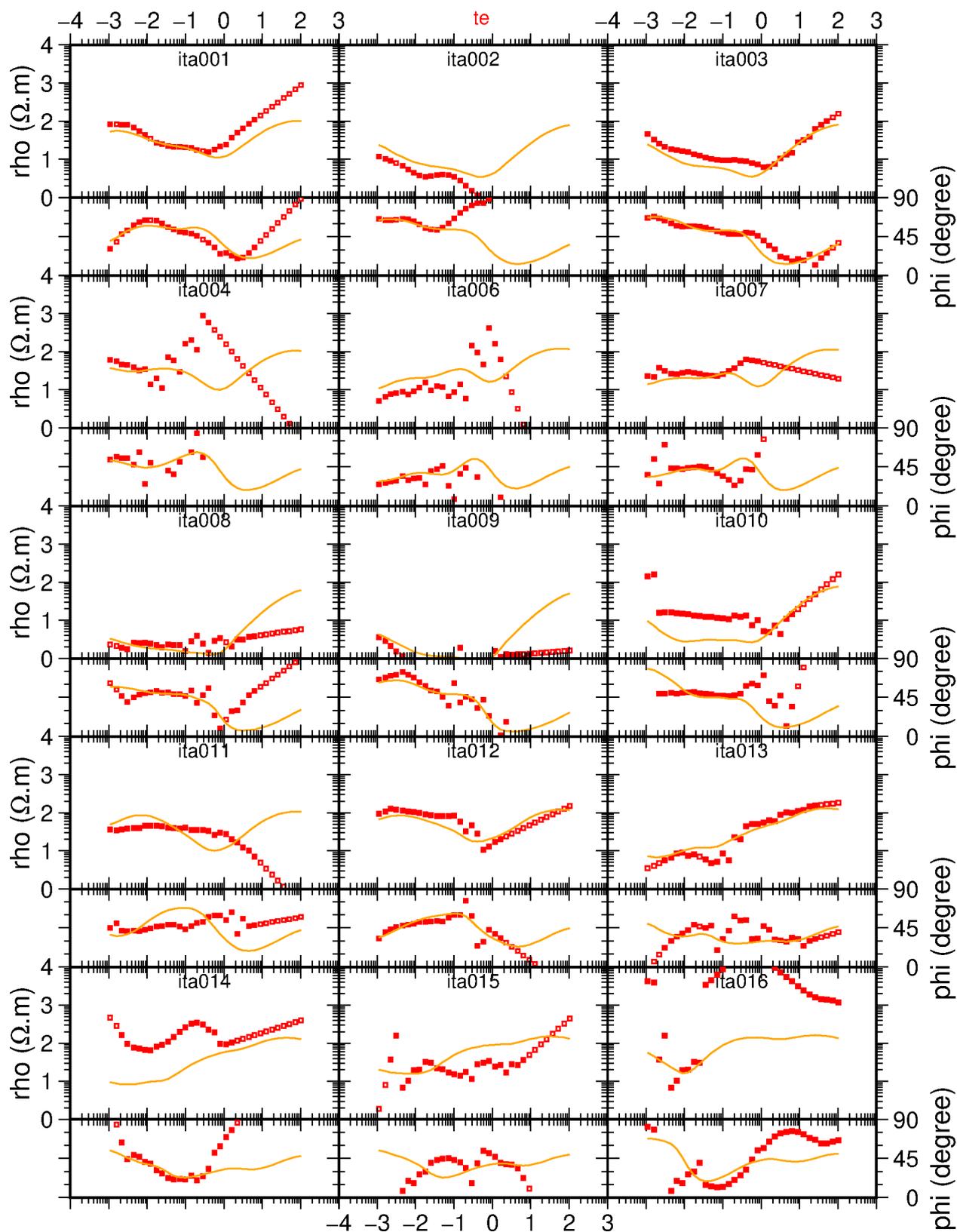


Figura 4.21: Dados de resistividade aparente e fase do modo TE observados do perfil analisado e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final de inversão 2D apresentado na figura 4.20. Os círculos abertos correspondem aos dados não utilizados na modelagem.

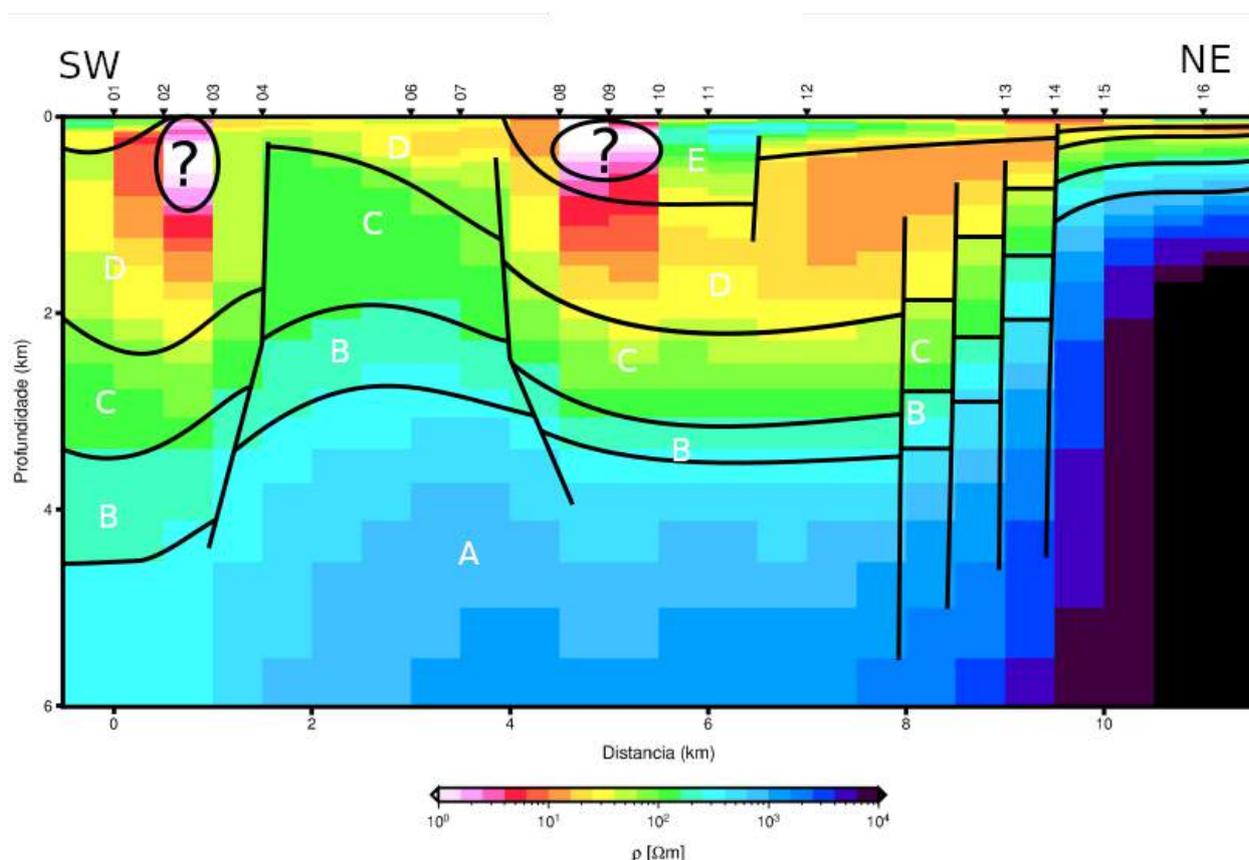


Figura 4.22: Modelo geoeétrico interpretado da transecta em estudo.

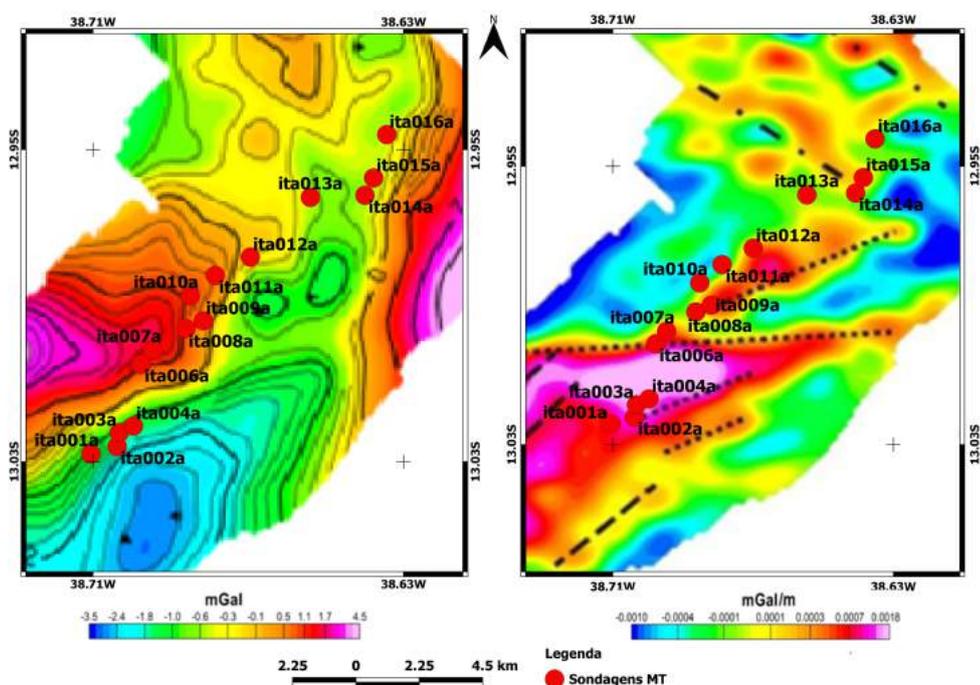


Figura 4.23: Mapas gravimétricos da região de estudo (modificado de Rigaud et al). Mapas de bouguer residual (a direita) e de gradiente horizontal (a esquerda) com a localização das sondagens MT. As linhas contínuas representam curvas de nível enquanto as linha pontilhadas representam discontinuidades.

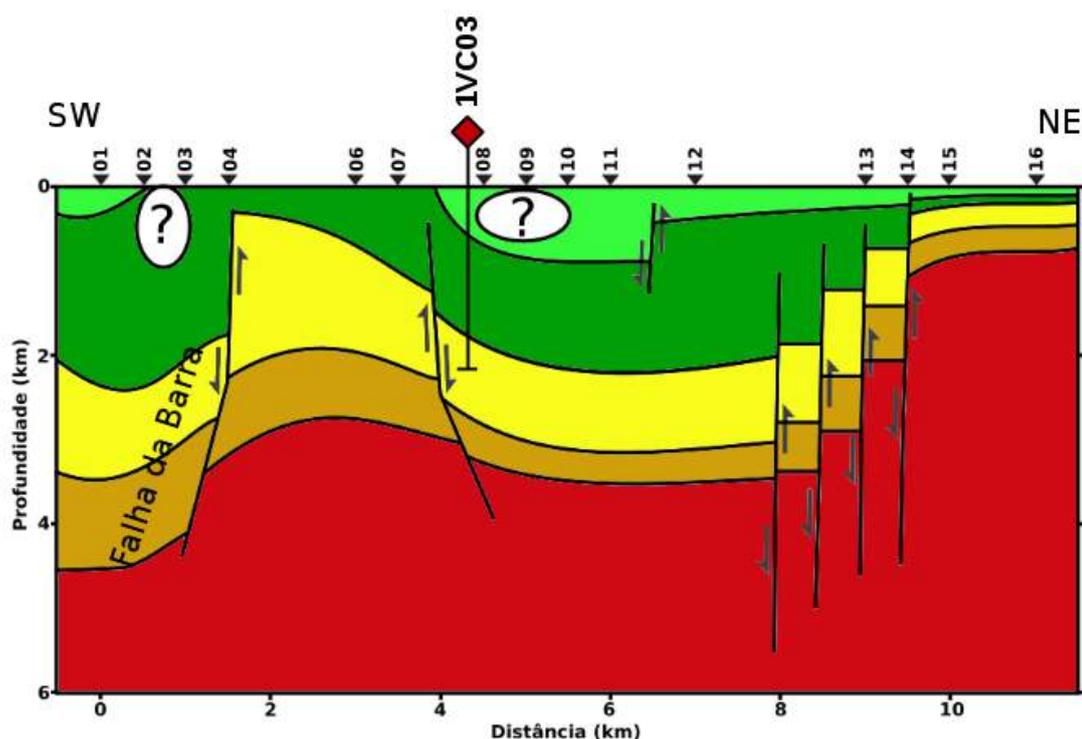


Figura 4.24: Modelo geofísico-geológico interpretado.

#### 4.4.3 Interpretação geológica-estrutural do modelo geoeletrico

O fato do modelo TM ter sido fortemente afetado por efeitos indutivos, nos levou ao descarte dos resultados conjuntos da inversão TE-TM e a utilização somente dos resultados derivados do modo TE.

Comparando a seção mostrada na Figura 4.22 e os mapas gravimétricos mostrados na Figura 4.23, nota-se pelo posicionamento das estações MT no mapa de gradiente horizontal, que existe uma boa correspondência entre a localização dos sistemas de falhas interpretados neste mapa (entre as estações 003a e 006a, 006a e 008a, e 013a e 015a) e as linhas traçadas com base nas discontinuidades das zonas geoeletricas interpretadas nesta seção. Além disso, os altos e baixos gravimétricos apresentados pelo mapa bouguer residual numa direção ao longo do perfil estudado, tem uma boa correspondência, em especial, com a variação vertical do topo da zona geoeletrica A. Tendo em vista os valores de resistividades envolvidos e a discussão acima mencionada, isso nos levou a um modelo final que considera a zona A equivalente ao embasamento, zonas B, C, D e E, equivalente a uma cobertura sedimentar formada por diferentes litotipos, bem como os limites entre essas camadas, sistemas de falhas e sua evolução tectônica, conforme mostrado na Figura 4.24.

Como a região de estudo coincide com o limite entre as Bacias do Recôncavo e Camamu, o modelo geofísico-geológico estrutural mostrado na Figura 4.24, traduz a distribuição geoeletrica mostrada na Figura 4.22, se mostrando concordante com o regime tectônico em estilo rifte (Magnavita, 1992), já esperado para essa região. Isso nos permitiu compará-lo ao pacote sedimentar apresentado na carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Figura 3.2), a dados de poços interpretados e ao modelo estrutural mostrado na Figura??, de maneira a

estabelecer um melhor entendimento sobre as camadas sedimentares e estruturas presentes nesta seção.

A Figura 4.24 mostra um conjunto de falhas normais, que apresentam rejeito variável. Localizada na região nordeste do perfil (entre as estações 012 e 015) temos uma falha normal e de grande rejeito, possuindo mergulho na direção SW. A Sudoeste, o perfil apresenta duas falhas, com rejeitos e mergulhos variáveis, uma com mergulho para NE (entre as estações 007a e 008a) e outra mergulhando para SW (entre as estações 003a e 006a). Ambas apresentam baixo ângulo de mergulho em sua parte mais superficial e aumento desse ângulo em sua parte mais profunda, o que pode indicar mudança no regime elástico dos materiais dessa região, do regime rúptil superficial para um regime dúctil mais profundo até chegar ao embasamento, porém este fato também pode ser um indicativo de movimentos de rotação de blocos nessa região. Ambas sugestões podem ter ocorrido a partir de falhamentos lístricos. O que nos levou a classificação destas duas falhas como lístricas, cujo o soerguimento dos materiais existentes entre elas, pode ter levado a formação do anticlinal mostrado nessa seção. De acordo com Destro et al. (2003) e Magnavita (1992), estes sistemas de falhas foram formadas devido a separação do continente Gondwana e a formação dessas bacias.

Comparando com os trabalhos de Destro et al. (2003), Magnavita (1992) e Vilas Boas (2016), detectamos a Falha da Barra, representada pela falha lístrica posicionada entre as estações 004a e 006a. Segundo Vilas Boas (2016), o conjunto de sistemas de Falhas da Barra e de Salvador são característicos de uma inversão na direção dos meio-grábens formados, ao qual resultam num sistema com margem flexural mergulhando para oeste na Bacia de Camamu e leste na Bacia do Recôncavo. Estas inversões geralmente ocorrem devido atuação de esforços distensionais diferenciais que geram transcorrência entre os hemigrabens. Ressaltando a motivação de interpretar a falha localizada entre as estações 004a e 006a como a Falha da Barra. Supomos que o sistema de falhamentos localizado entre as estações 012a e 015a, pode ser reflexo de zonas de transferência que acomodaram taxas de extensão variáveis entre diferentes compartimentos da Bacia do Recôncavo ao longo de sua evolução, associado ao campo de tensões responsáveis pelo rifteamento que teria atuado entre o Mesojurássico (cerca de 165 Ma) e o Eocretáceo (cerca de 115 Ma).

Conforme Silva et al. (2007), o embasamento pré-crambriano dessa região é formado por gnaiesses granulíticos arqueanos pertencentes ao Bloco Serrinha da Bacia do Recôncavo. O que reflete os valores de resistividade (entre 500 a 1000  $\Omega.m$ ) da zona A. Os poços 1VC03, 1BG2, 1I1, 1GB1, 1JB2, 1JI1, 1MN1, 1VC3 e 3MB7, perfurado localizados nas proximidades do perfil estudado, nos ajudou a esclarecer litologicamente esta e as demais zonas geoeletricas (Figura 4.22). Com base nesse poço, na carta estratigráfica do Recôncavo e na seção invertida do modo TE, assumimos que as zonas geoeletricas B, C, D e E representam a sequência de preenchimento da bacia em suas fases sinéclise, pré-rifte, rifte e pós-rifte.

Segundo Aguiar e Matos (1990), a fase sinéclise é representada pela sequência permiana e é composta pelos membros Pedrão e Cazumba da Formação Afligidos. Para Silva et al. (2007), a fase pré-rifte é caracterizada por três grandes ciclos flúvio-eólicas, representados, da base para o topo, pelo Membro Boipeba da Formação Aliança e pelas Formações Sergi e Água Grande. Os poços perfurados e interpretados nessa região demonstram a presença de arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados, com predominância de arenitos que podem chegar a espessuras superiores a 1 km. Devido ao seu posicionamento espacial e cronoes-tratigráfico, interpreta-se a zona B com sendo um conjunto de rochas da fase de sinéclise e

pré-rifte e as zonas C, D e E, representantes, respectivamente, das fases rifte e pós-rifte da bacia.

De acordo com Holz et al. (2015) num regime tectonicamente ativo, três principais fases de desenvolvimento podem ser bem classificadas, com base nos tratos de sistemas tectônicos: Trato de sistemas tectônico de início de rifte, trato de sistemas tectônico de desenvolvimento de rifte e trato de sistemas tectônico de final de Rifte. O primeiro é caracterizado por sistemas de falhas normais com rejeitos ainda não tão desenvolvidos, onde sedimentos proveniente de canais fluviais se depositam e preenchem facilmente a região, o que caracteriza a presença materiais arenosos associado as zonas C. O trato de sistemas tectônico de desenvolvimento de rifte representa o estabelecimento do rifte, com a formação de sistemas de semi-grábens e típica topografia em rifte. O preenchimento sedimentar durante essa fase é caracterizada pelo desenvolvimento de fácies lacustres, ou seja, materiais mais argilosos que por sua vez possuem baixa resistividade elétrica, com a presença de depósitos gravitacionais (debritos e turbiditos), associáveis ao final da zona C e zona D. No trato tectônico de final de rifte ocorrem a sedimentação deltaica, fluvial e eólica, representando novamente um ambiente com resistividades mais elevadas, associável a zona E do perfil. Esta zona pode ter sofrido com processos erosivos o que justificaria sua reduzida espessura. Diante disso, acreditamos que a interface entre as zonas C e D, marca a transição entre materiais mais arenosos e mais argilosos definido pela sequência K10 associada a Formação Candeias, representada pelo seu membro Tauá e Gomo pela presença de folhelhos, calcilutitos e arenitos turbidíticos da Bacia de Recôncavo. Destaca-se que a espessura apresentada para a zona D, associada a rochas argilosas dessa seção, confirma a espessura esperada para o trato tectônico de desenvolvimento de rifte podendo representar a sequência K20 e K30 associada a Formação Maracangalha.

Aragão e Peraro (1994), fala que no topo dessa sequência, pos rifte, existe o predomínio de fácies fluviais da Formação São Sebastião que testemunha a fase final de assoreamento do rifte e que durante o Jiquiá esteve submetido a um novo ciclo tectônico com o deposição de corpos mais arenosos. Silva (1993), fala que no pós-rifte houve deposições relacionadas a sistemas aluviais desenvolvidos no contexto de subsidência termal, representado pela sequência K50, sendo composta por clásticos grossos (conglomerados e arenitos), folhelhos e calcários pertencente à formação Marizal, podendo se mostrar bastante resistivo. A carta estratigráfica também demonstra que as sequências k30 e k50 foram grandemente erodidas. Essas informações corroboram com a interpretação dada para a zona E. Por fim, a seção interpretada mostrou também duas regiões bastante condutoras (resistividade menor que 2  $\Omega$ .m) localizadas entre 0 e 1 km de profundidade Na ausência de mais informações é possível sugerir que em tais regiões ocorreu infiltração de água salinas devido a proximidade com o mar ou injeção desta, para recuperação secundária de poços de petróleo presentes nesta região.

# 5

## Conclusões

O método magnetotelúrico (MT) utiliza o mapeamento das variações de condutividade em subsuperfície. Neste trabalho, os dados foram interpretados a partir de modelagem bidimensional. Aplicamos um método de filtragem baseado na análise do espectro singular (SSA) como um passo anterior ao processamento dos dados adquiridos, no intuito de atenuar o conteúdo de ruído das séries temporais do dado MT adquirido. O filtro criado utiliza a decomposição dos valores singulares da matriz trajetória Toplitz, assim como em Porsani et al. (2018), no entanto utiliza-se da análise dos valores singulares para selecionar as autoimagens que irão compor a série temporal filtrada. Inicialmente, essa pesquisa buscou comprovar a eficácia da utilização do método de filtragem SSA em dados sintéticos dos campos elétricos e magnéticos produzidos pelo modelo de dique com cobertura. Essa discussão mostrou resultados satisfatórios e nos permitiu definir de maneira mais clara como seria a abordagem a ser utilizada em dados reais. Posteriormente, o mesmo filtro foi aplicado aos dados das séries temporais com taxa de amostragem de 65 khz, fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, e mostrou resultados satisfatórios na remoção de ruídos aleatórios, assim como a de ruídos causados por redes elétricas e seus harmônicos, o que nos encorajou a aplicação dessa metodologia nos dados magnetotelúricos adquiridos por essa pesquisa.

Os dados MT foram adquiridos por esta pesquisa ao longo de um perfil definido na Ilha de Itaparica, Bahia, Brasil. Após aquisição e análise, demonstramos a eficiência do pré-processamento e da filtragem realizada nos dados adquiridos. Destaque para o uso da coerência da fase na reconstrução de pontos muito ruidosos e definição do strike geoeletrico na geração de dados de resistividade aparente e fase de melhor qualidade e definição dos modos transversal elétrico (TE) e transversal magnético (TM), necessários para o uso na modelagem bidimensional (2D). Devido a proximidade de nossa transecta em relação ao mar, testamos a modelagem inversa 2D a partir de dois modelos. O primeiro formado por um semi-espaço de 500  $\Omega.m$  e o segundo formado por um conjunto de três camadas e que incluía a resistividade do mar. Os resultados demonstraram a grande influência da condutividade do mar no modo TM e por isso utilizamos somente o modo TE como modelo interpretável geologicamente.

Um modelo geofísico-geológico foi gerado por essa pesquisa, a partir de uma interpretação e discussão a respeito do modelo geoeletrico produzido pela inversão dos dados do

modo TE. Foram definidos cinco zonas geolétricas nesse modelo, interpretadas com base em dados de poços, mapa estrutural e gravimétrico proveniente de outros trabalhos. Ao final, esse modelo geofísico-geológico resultante mostrou geometria compatível com o estilo rift, esperado para a região de estudo, e conseguiu definir ao longo do perfil os limites entre o embasamento e a cobertura sedimentar, gerando uma associação tectonoestratigráfica para cada zona geolétrica interpretada.

Para uma análise das características tridimensionais dessa região, sugere-se que se realize um levantamento MT mais denso, com perfis em direções ortogonais ao realizado no presente trabalho, mapeando com melhor resolução as distribuições das camadas geolétricas e as estruturas presentes nessa região, em especial a Falha da Barra. Propõe-se também a inclusão de modelagem 3D desses dados, com o objetivo de verificar a distribuição vertical e lateral destes corpos em subsuperfície. Sugere-se ainda um estudo do comportamento do filtro SSA nas bandas de frequência com taxa de amostragem diferente de 65kHz, com o intuito de remover todos os ruídos presentes na série temporal completa.

# Agradecimentos

Gostaria de agradecer grandiosamente a Capes pelo apoio financeiro e a UFBA, instituição que consegui adquirir o nível de Mestre em Geofísica Aplicada assim como ao CPGG pelo apoio estrutural. Agradecer também ao Instituto Nacional de pesquisas espaciais (INPE) pelo dados cedido além de todo apoio acadêmico.

Gostaria de agradecer também todo apoio acadêmico e a efetiva orientação do Professor Joelson Batista, docente sem o qual esse trabalho não teria saído. Agradeço também ao orientador pro forma Prof. Michael Holz, que confiou em mim a ponto de concordar em me orientar em um trabalho de mestrado onde grande parte do assunto temático não é de sua área de expertise.

Agradecer a todos os professores que fizeram parte desta caminhada até o título de mestre, em especiais aos professores que fazem parte do CPGG.

Agradecer a pessoas extremamente importantes na minha vida e que ajudaram diretamente na realização desse trabalho que são, meus pais, Marielza Oliveira alves e José Dionísio da Silva Alves filho, e meus irmão Adilson Oliveira Alves e Nathalia Almeida (chata) assim como Drielle Batista, minha namorada que estiveram presentes a todo momento me apoiando.

Agradecer a todos os meus familiares e em especial Adilton Lima Aida Oliveira Lima, Ailton Oliveira Lima, Emanuel da Silva Alves, Madalena Alves e Noêmia Brito. Agradecer também aos meus amigos de longa data, em especial Adelmo Santana, André, Adriano Santana, Emecson Alves, Emiliana Alves, Milene Santana, Olina Alves, Roberto Pimenta Wagner "Nega", além do irmão de outra mãe Levi Barros. Aos meus amigo de Curso que ficou para vida Artur Benevides, Diego gordinho, Jeferson Fonseca, Rafael Brito (o famoso Batera), Laian Silva, Peterson Nogueira e Rodrigo Santana.

Agradecer a minha sobrinha Luiza que está crescendo concomitantemente ao meu trabalho e trazendo luz e bagunça (Muita Bagunça, mas é uma bagunça boa) para as nossas vidas.

E por fim agradecer ao Ser Superior que guia os nossos caminhos.

# Referências

- Aguiar, G. A. e Matos, L. F. (1990) Definição e relações estratigráficas da Formação Affligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 1, p. 157-170.
- Alkmim, F. F. (2004) O que faz de um cráton um cráton? o cráton são francisco e suas revelações almeidianas ao delimitá-lo, *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 17–34.
- Aragão, M. A. N. F. e Peraro, A. A. (1994) Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá, In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., 1994, Rio Claro. Boletim. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1994. p. 161-165.
- Bahr, K. (1988) Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *Journal of Geophysical Research*, **62**(2):119–127.
- Batista, J. C. (2013) Modelagem e interpretação de dados magnetotelúricos na bacia de tucano, In: *Tese (Doutorado em Geofísica Aplicada) - Centro de Pesquisa de Geofísica e Geologia - Universidade Federal da Bahia*.
- Berdichevsky, M. N. e Dmitriev, V. I. (2008) *Models and methods of magnetotellurics*, Springer, Berlin.
- Cadzow, J. A. (1988) Signal enhancement-a composite property mapping algorithm, *IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, **36**(1):49–62.
- Cagniard, L. (1953) Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**:605–635.
- Caixeta, J. M.; Milhomem, P. S.; Witzke, R. E.; S, D. I. S. e Gontijo, G. A. (2007) O estágio rifte nas bacias marginais do leste brasileiro., *Congresso Brasileiro de Geologia*, **15**(2):455–461.
- Davey, F. J.; Henyey, T.; Holbrook, W. S.; Okaya, D.; Stern, T. A.; Melhuish, A.; Henrys, S.; Anderson, H.; Eberhart-Phillips, D.; McEvelly, T.; Uhrhammer, R.; Wu, F.; Jiracek, G. R.; Wannamaker, P. E.; Caldwell, G. e Christesen, N. (1998) Preliminary results from a geophysical study across a modern, continent-continent collisional plate boundary ¿ the southern alps, new zealand, *Tectonophysics*, **288**:221–235.
- Delgado, I. M.; De Souza, J. D.; Da Silva, L. C.; Filho, N. C. S.; Dos Santos, R. A.; José Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T.; Aquino Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Filho, J. V. L.; Valente, C. R.; Perrotta, M. N. e Heineck, C. A. (2003) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas & SIG*, Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2003. p. 227-334.

- Destro, N.; Szatmari, P.; Alkmim, F. F. e Magnavita, L. P. (2003) Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the recncavo rift, northeast brazil, AAPG bulletin, **87**(7):1123–1144.
- Egbert, G. D. (1997) Robust multiple-station magnetotelluric data processing, Geophysical Journal International, **130**:475–496.
- Elsner, J. B. e Tsonis, A. A. (1996) Singular Spectrum Analysis: A New Tool in Time Series Analysis, Hardcover.
- Engl, H. W.; Hanke, M. e N. A. (1996) Regularization of inverse problems: Mathematics and its applications, Kluwer Academic Publishers Group, Dordrecht, **375**.
- Figueiredo, I. (1997) Investigação Magnetotelúrica nas Serras do Sudeste Brasileiro (RJ/MG): Uma Proposta de Modelo Crustal, Tese de Doutor em Ciências pelo Observatório Nacional, 135 p.
- Galanopoulos, D.; Lagios, E.; Dawes, G. J. K. e Hobbs, B. A. (1998) Geoelectric structure of sousaki geothermal area (greece) deduced from two dimensional magnetotelluric studies, Journal of The Balkan Geophysical, **1**(4):60–74.
- Golyandina, N.; Nekrutkin, V. e Zhigljavsky, A. (2001) Analysis of Time Series Structure: SSA and related techniques, Chapman & Hall/CRC.
- Groom, R. W. e Bailey, R. C. (1989) Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortions, Journal of Geophysical Research, **94**:1913–1925.
- Haak, V. e Hutton, R. (1972) Electrical resistivity in continental lower crust, Geological society os London, **24**:35–49.
- Harris, T. e Yuan, H. (2010) Filtering and frequency interpretations of singular spectrum analysis, Physica D: Nonlinear Phenomena, **239**(20-22):1958–1967.
- Hassani, H. (2007) Singular spectrum analysis: Methodology and comparison, Journal of Data Science, **5**:239–257.
- Holz, M.; Moreira, F. e Troccoli, E. (2015) A conceptual sequence stratigraphy model for continental rift successions based on the recôncavo basin, cretaceous, brazil, doi:10.13140/rg.2.1.3728.9846.
- Jacobs, J. (1970) Geomagnetic micropulsations, Springer-Verlag.
- Jones, A. G. (1992) Electrical conductivity of the continental lower crust, Elsevier, **23**(3):81–143.
- Jones, A. G. (1999) Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods, Lithos, **48**:57–80.
- Kalvey, A. R. e Jones, F. W. (1995) Magnetotelluric measurements in an area of west-central alberta where deep electrical conductivity and basin sediment geothermal anomalies coincide, Journal of Applied Geophysics, **34**:35–40.
- Kaufman, A. A. (1988) Reduction os the geological noise in magnetotelluric soundings, Geoexploration, **25**:145–161.
- Kirchhoff, V. (1991) Introdução à geofísica espacial, São Paulo: Nova Stella, Editora da Universidade de São Paulo: FAPESP.

- Kondrashov, D. e Ghil, M. (2006) Spatio-temporal filling of missing points in geophysical data sets, *Nonlinear Processes in Geophysics*, (13):151–159.
- Ledo, J. (2006) 2-d versus 3-d magnetotelluric data interpretation, *Surveys in Geophysics*, **27**:511–543.
- Madden, T. e Nelson, P. (1964) A Defense of Cagniard magnetotelluric method, *Geophysics Laboratory*, Cambridge.
- Magnavita, L. P. (1992) Gravimetric and seismic stratigraphy studies applied to Barra Fault System, limit region between Recôncavo and Camamu basins, Bahia, Brazil, thesis of the Doctor of Philosophy, University of Oxford.
- Martí, A.; Queralt, P. e Ledo, J. (2009) Waldim: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor, *Computers & Geosciences*, (35):2295–2303.
- McNeice, G. W. e Jones, A. G. (2001) Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysical Journal International*, **115**:215–229.
- Medeiros, R. A. e Fontes, F. C. (1981) Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia), *Petróleo Brasileiro S.A. Setor de Ensino da Bahia (SEN-BA)*, 63p.
- Netto, A. S. T.; Wanderlay, F. J. R. e J, F. F. (1994) Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil, *Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada ç B. Geoci. PETROBRAS* vol 8 no 1, p.173 - 184.
- Padilha, A. (1995) Distortions in magnetotelluric fields and ulf activity at the south atlantic magnetic anomaly, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **47**(12):1311–1323.
- Paker, R. L. e Booker, J. R. (1997) optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements, *Physics of earth and planetary interiors*, **98**:269–282.
- Palacky, G. (1987) Resistivity characteristics of geological targets, **252**:53–129.
- Parkinson, W. (1959) Magnetotelluric investigation of electrical conductivity anomaly in the southwestern, *Geophys. J. R. Astr.Soc.* 2: 1-14.
- Porsani, M. J.; Ursin, B. e G. Silva, M. (2018) Signal analysis and time-frequency representation using SSA and adaptive AR methods, In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2018*, pp. 5022–5026, Society of Exploration Geophysicists.
- Posgay, K.; Bodoky, T.; Hegedüs, E.; Kovácsvölgyi, S.; Lenkey, L.; Szafián, P.; Takács, E.; Tímár, E. e Varga, G. (1995) Asthenospheric structure beneath a neogene basin in southeast hungary, *Tectonophysics*, **252**:467–484.
- Prates, I. e Fernandez, R. (2015) BACIA DO RECÔNCAVO, Sumário Geológico e Setores em Oferta.
- Rigaud, R. A.; Vilas Boas, D. B. R. e Batista, J. C. (2019) Gravimetric and seismic stratigraphy studies applied to Barra Fault System, limit region between Recôncavo and Camamu basins, Bahia, Brazil, 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Santos, A. C. L. (2012) Imageamento magnetotelúrico de estruturas da litosfera na porção SE da provincia de borborema, In: *Tese (Doutorado me Geofísica Espacial) - Departamento de Geofísica Espacial, Intituto Nacional de Pesquisas Espaciais*.

- Schoellhamer, D. H. (2001) Singular spectrum analysis for time series with missing data, *Geophysical Research Letters*, **28**:267–287.
- Silva, H. T. F. (1993) Flooding surfaces, depositional elements and accumulation rates: characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Reconcavo Basin, northeast Brazil, Tese (Doutorado), Texas University, Austin.
- Silva, O.; Caixeta, J.; Milhomem, P. d. S. e Kosin, M. (2007) Bacia do recôncavo, pp. 419–428.
- Simpson, F. e Bahr, K. (2005) *practical magnetotellurics*, Cambridge University Press, Cambridge, 270p.
- Siripunvaraporn, W. e Egbert, G. (2000) Rebocc: an efficient data-subspace inversion for two-dimensional magnetotelluric data, *Geophysics*, **65**:791–903.
- Swift, C. M. (1967) Directions of rapid geomagnetic variations, United States: PhD thesis, MIT, Cambridge, MA.
- Tikhonov, A. (1950) Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust, *Doklady*, **73**(2):419–428.
- Vilas Boas, D. B. R. (2016) Correlação sismoestratigráfica entre as bacias do Recôncavo e de Camamu, Dissertação de Mestrado.
- Vozoff, K. (1972) The magnetotelluric method in exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, **37**(1):98–141.
- Vozoff, K. (1991) The magnetotelluric method, *The magnetotelluric method*. In: Society of Exploration Geophysicists. ed. Nabighian, M.N 3, 972, Chapter 8: 641-711.
- Yiou, P.; Sornette, D. e Gill, M. (2000) Data-adaptive wavelets and multi-scale singular spectrum analysis, *Physica D*, **142**:254–290.

# Anexo



## I.1 Função transferência

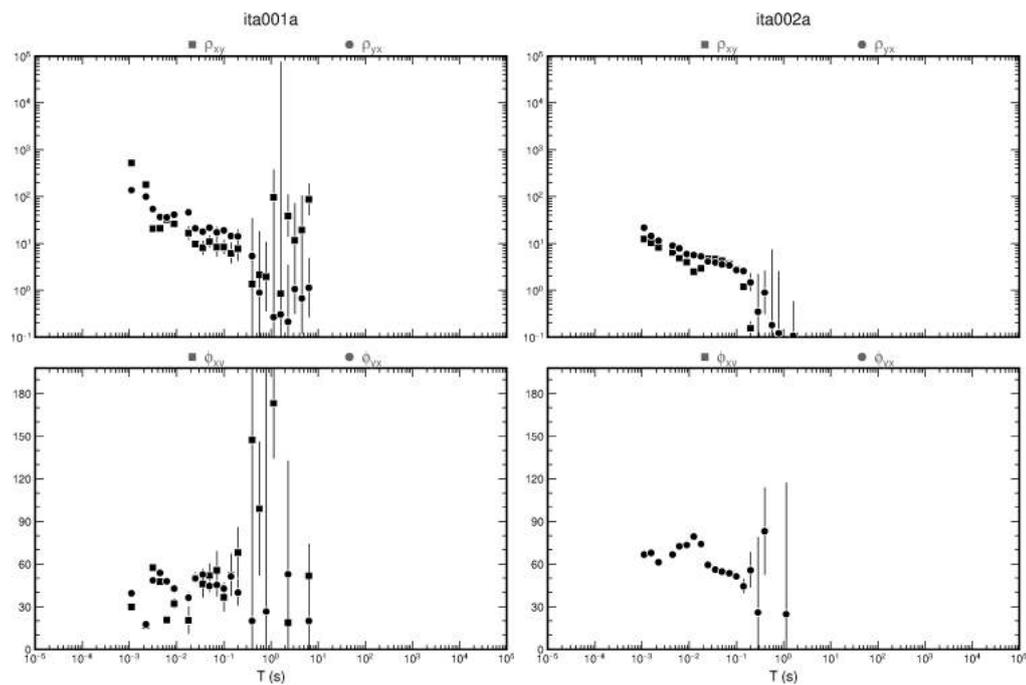


Figura I.1: Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita001a e ita002a.

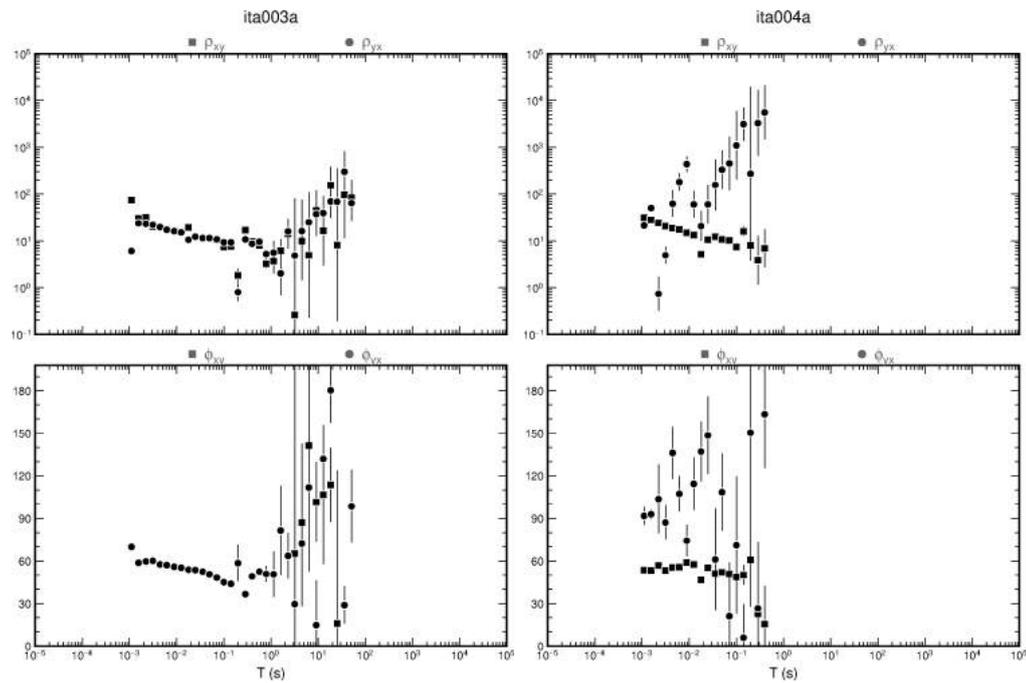


Figura I.2: Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita003a e ita004a.

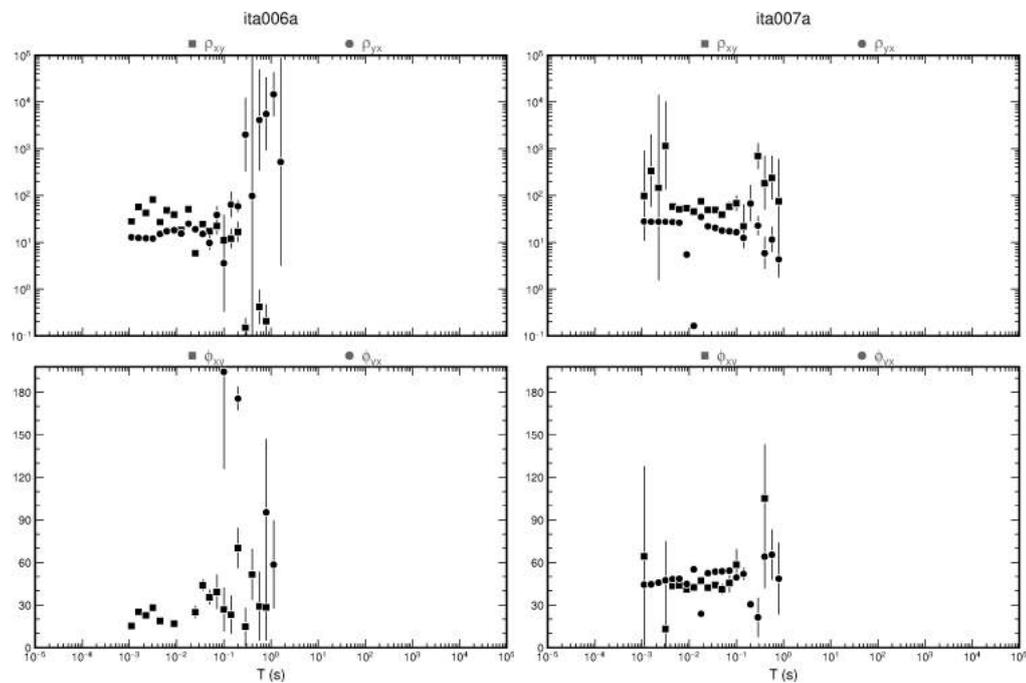


Figura I.3: Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita006a e ita007a.

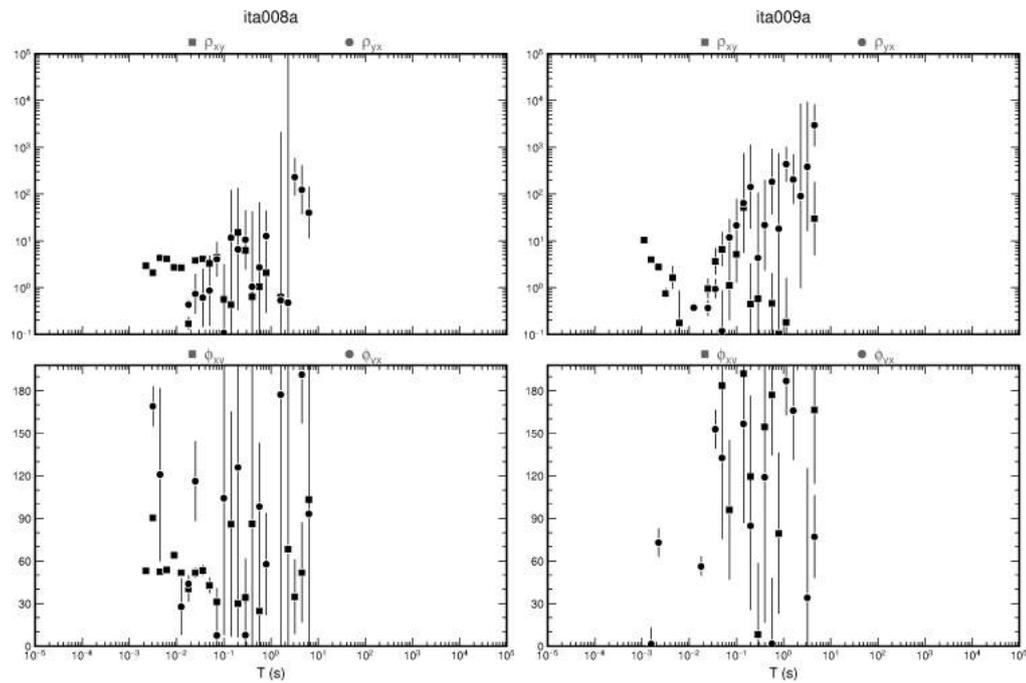


Figura I.4: Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita008a e ita009a.

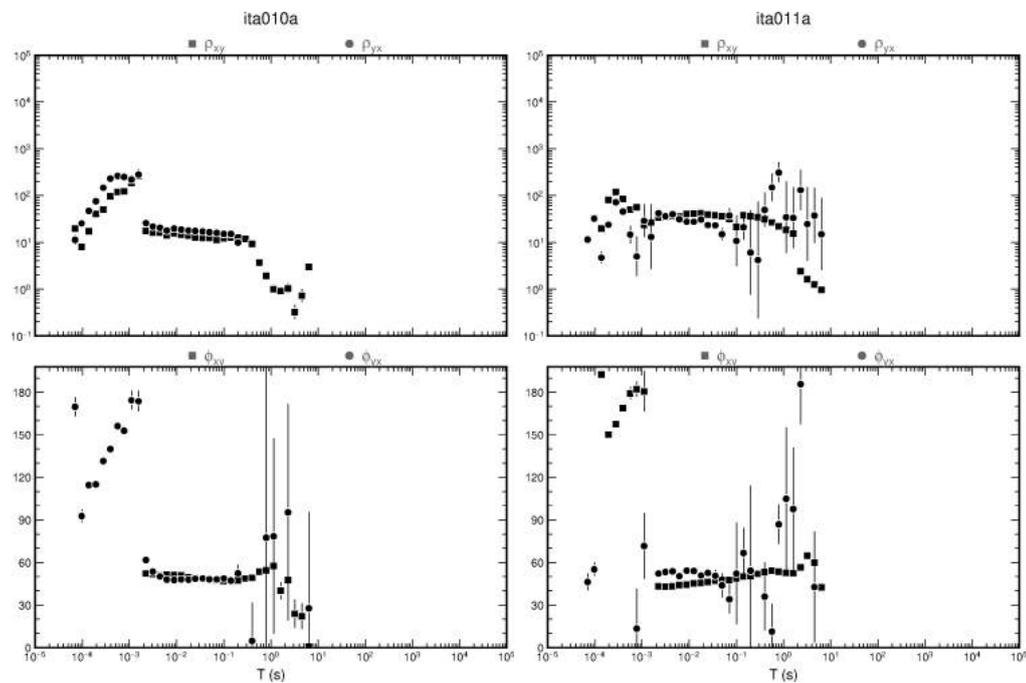


Figura I.5: Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita010a e ita011a.

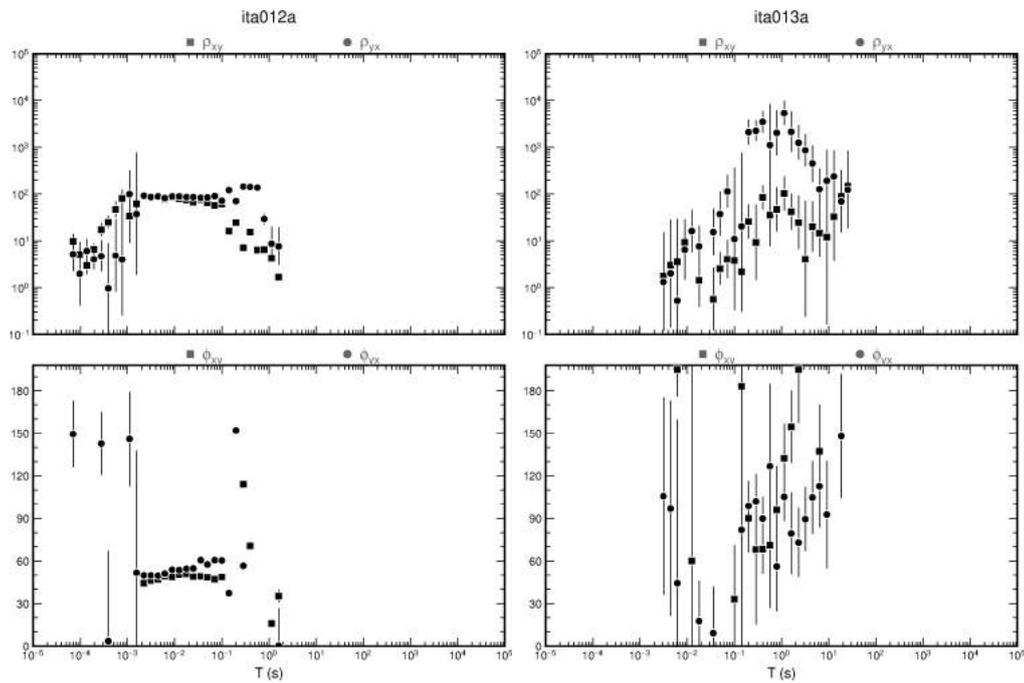


Figura I.6: Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita012a e ita013a.

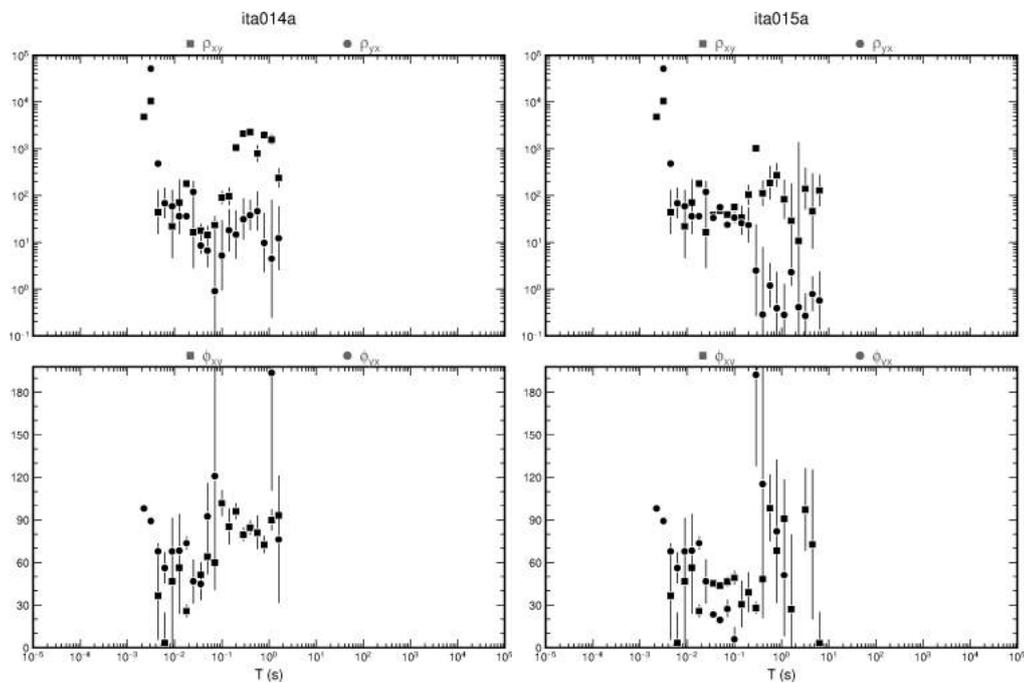


Figura I.7: Curvas de resistividade aparente e fase das estações ita014a e ita015a.

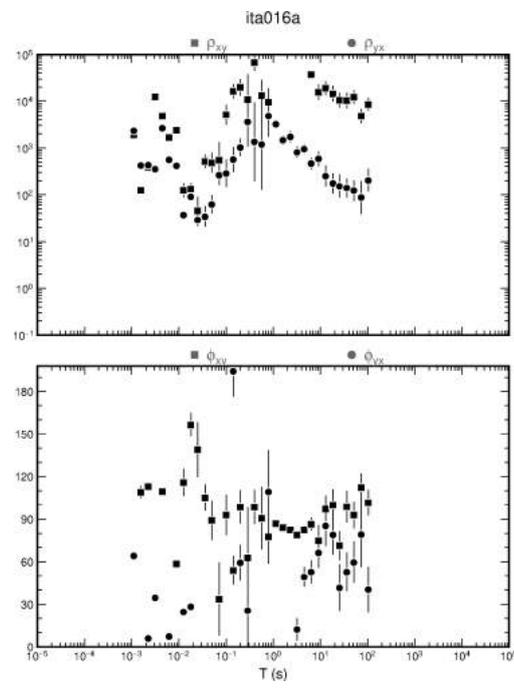


Figura I.8: Curvas de resistividade aparente e fase da estação ita016a.

Anexo



II.1 Resultado final da decomposição do tensor  $MT$  e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação as 15 estações, onde  $XY$  é o modo TE e  $YX$  o modo TM

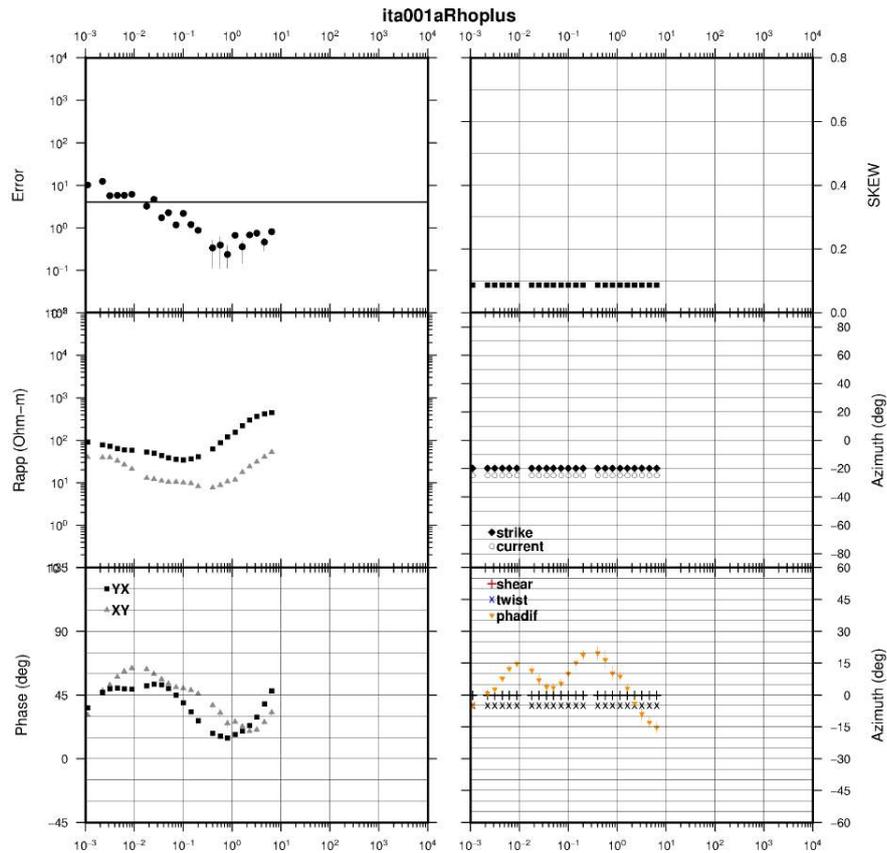


Figura II.1: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita001a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

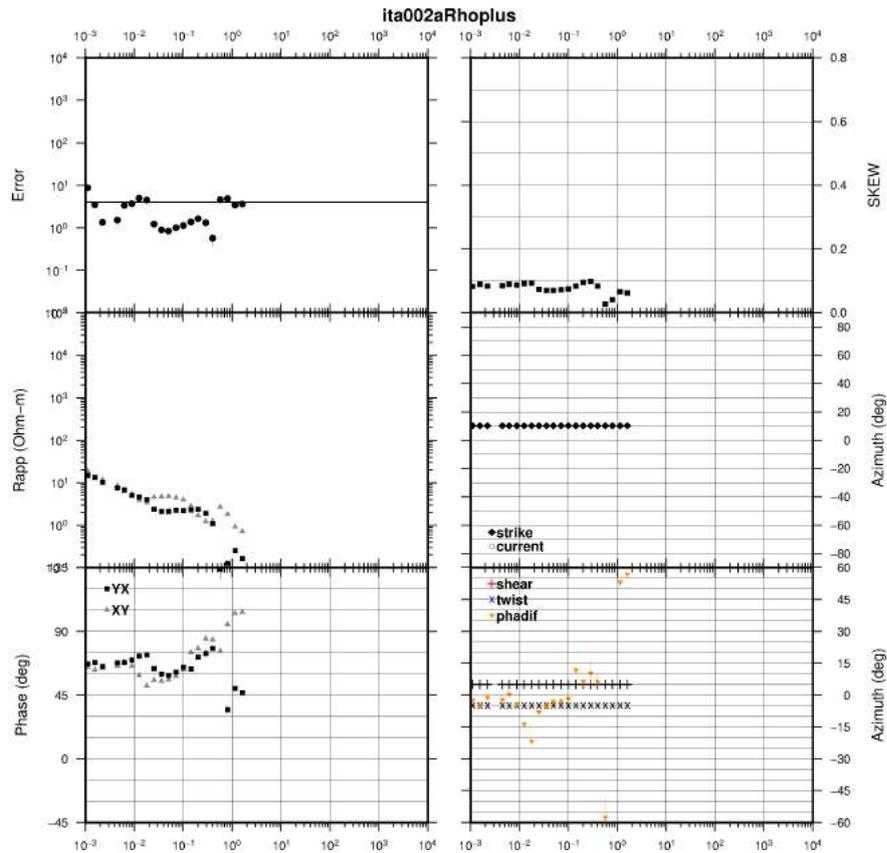


Figura II.2: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita002a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

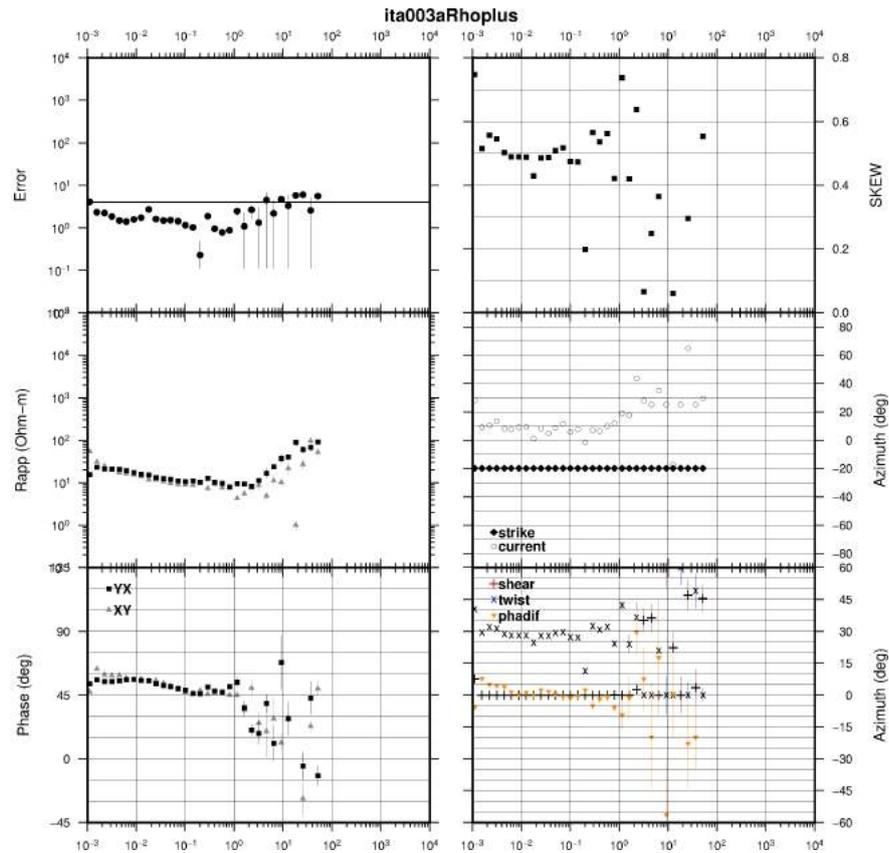


Figura II.3: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita003a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

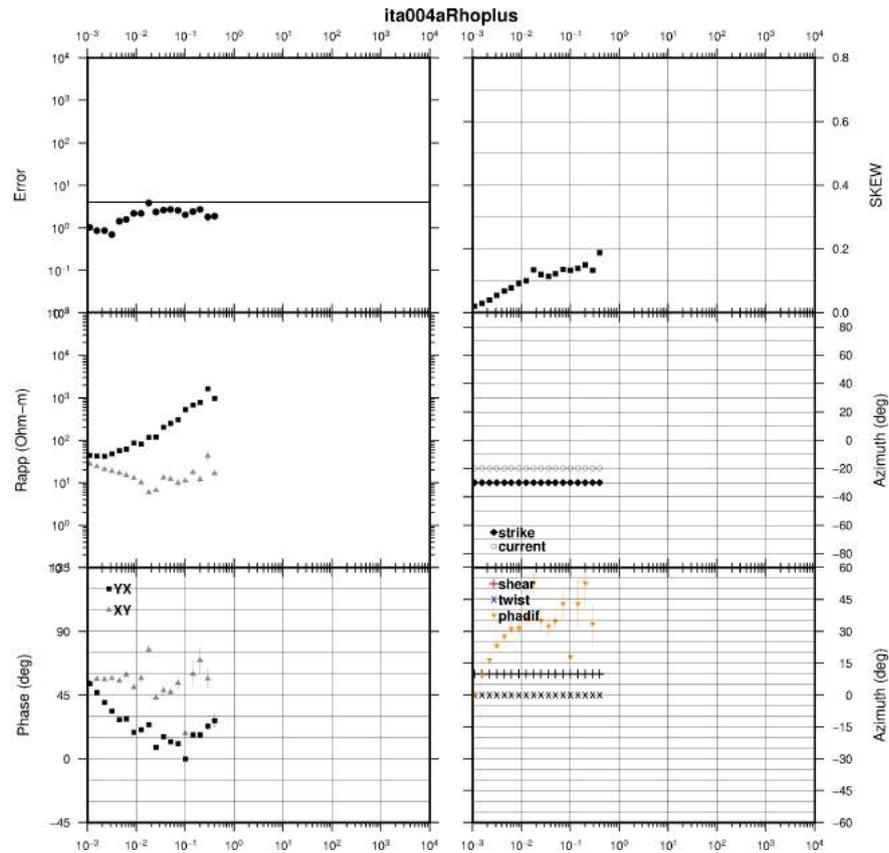


Figura II.4: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita004a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

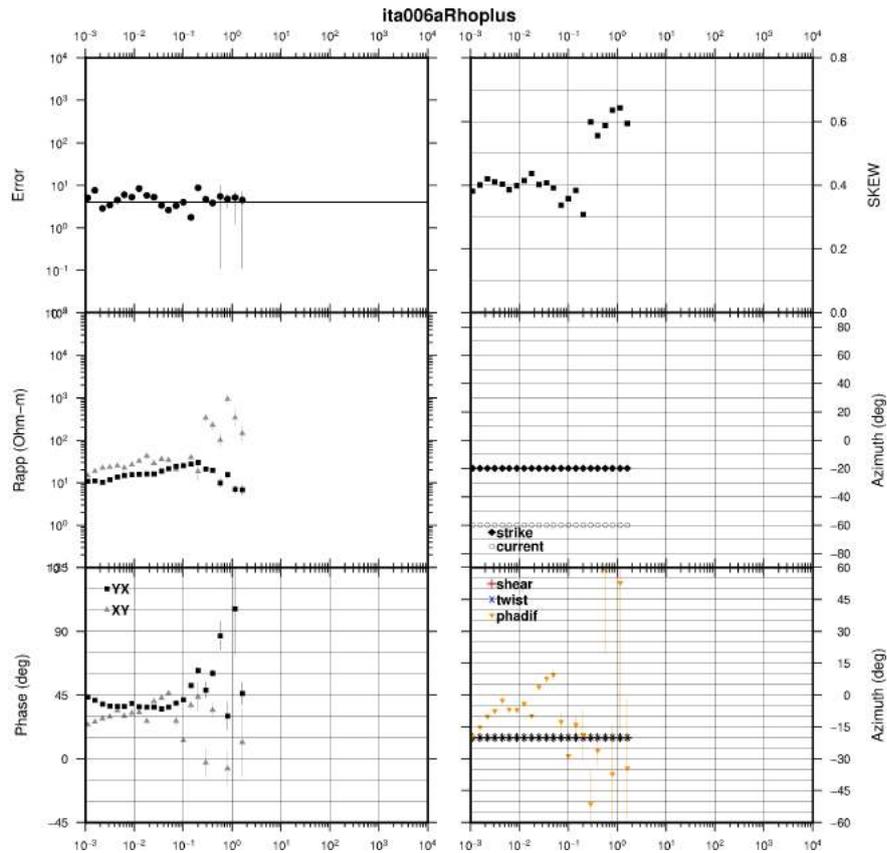


Figura II.5: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita006a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

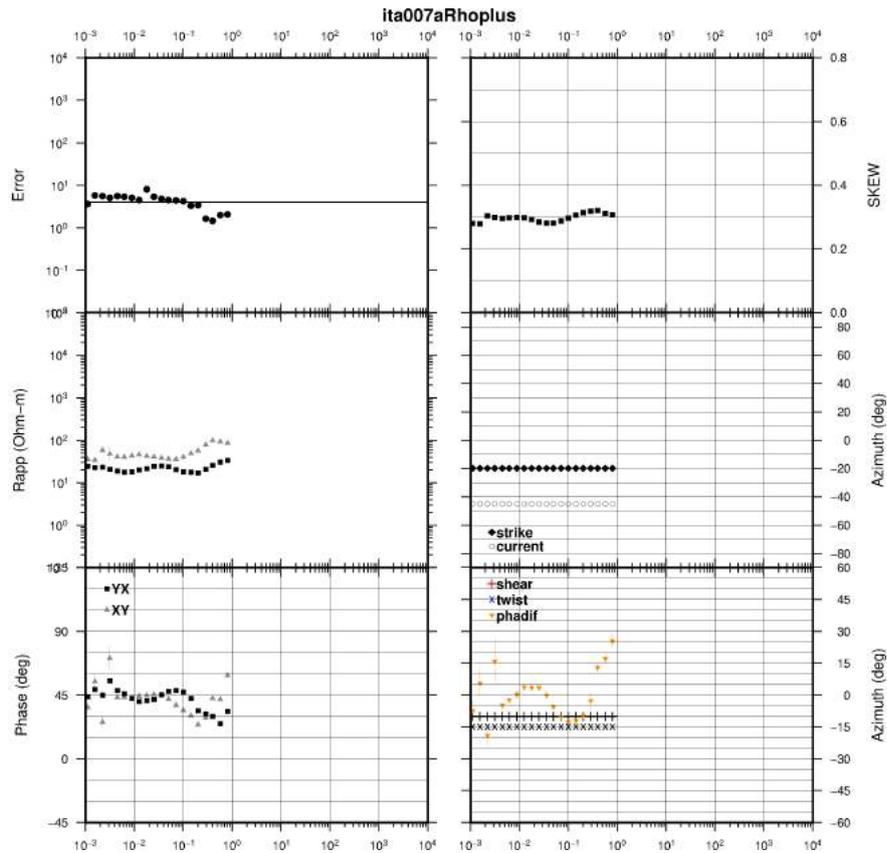


Figura II.6: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita007a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

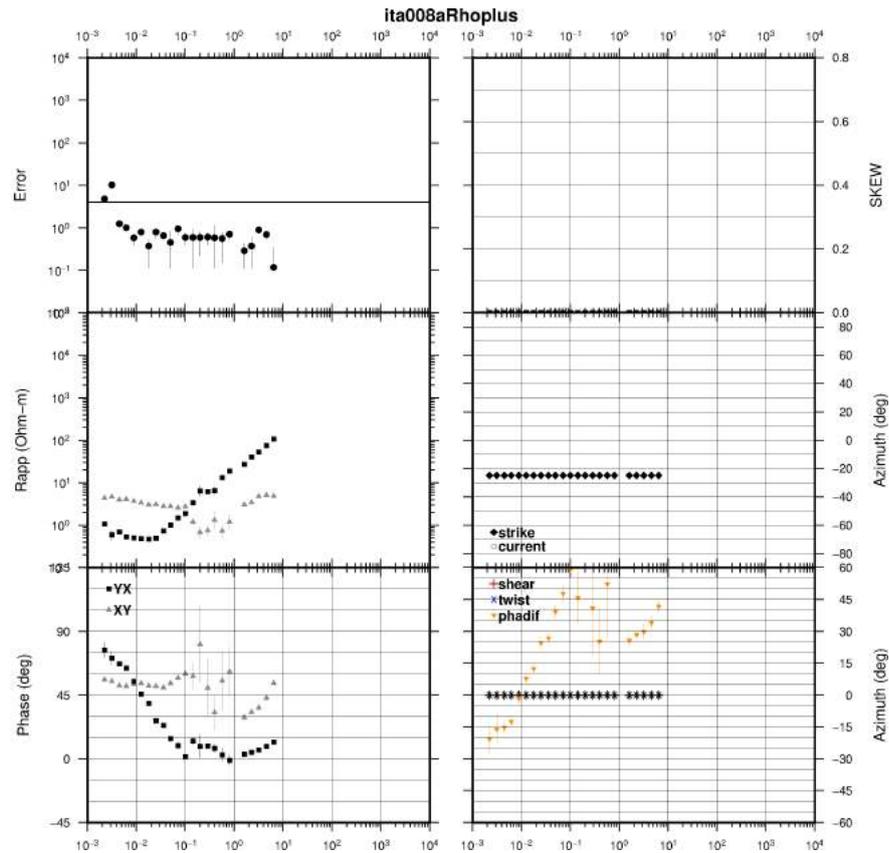


Figura II.7: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita008a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

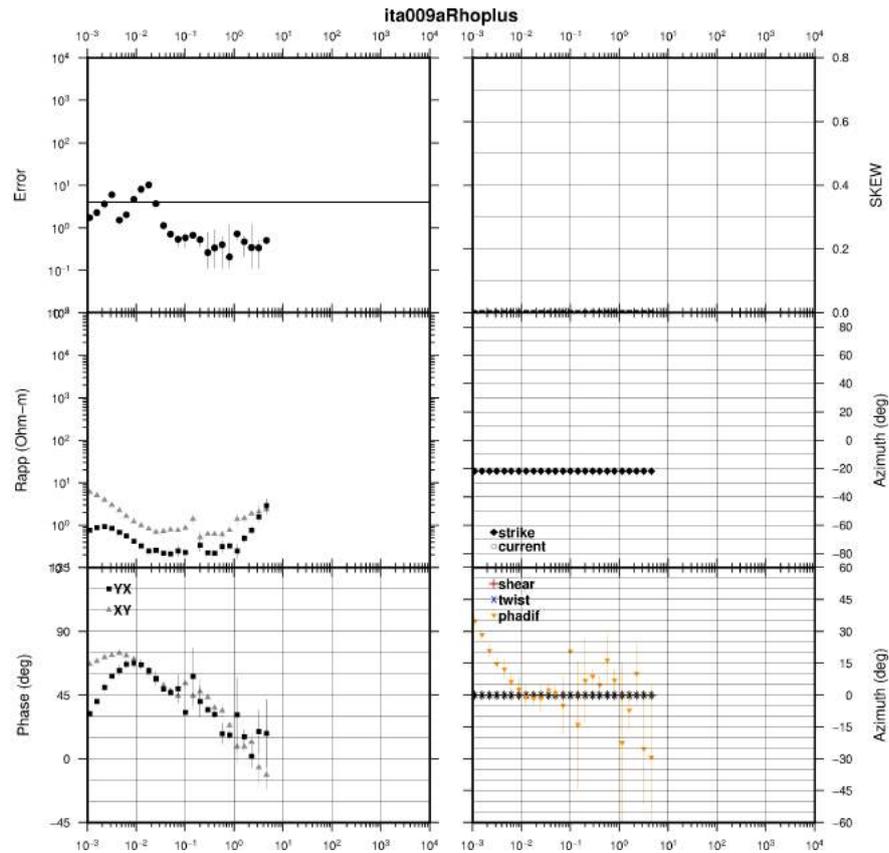


Figura II.8: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita009a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

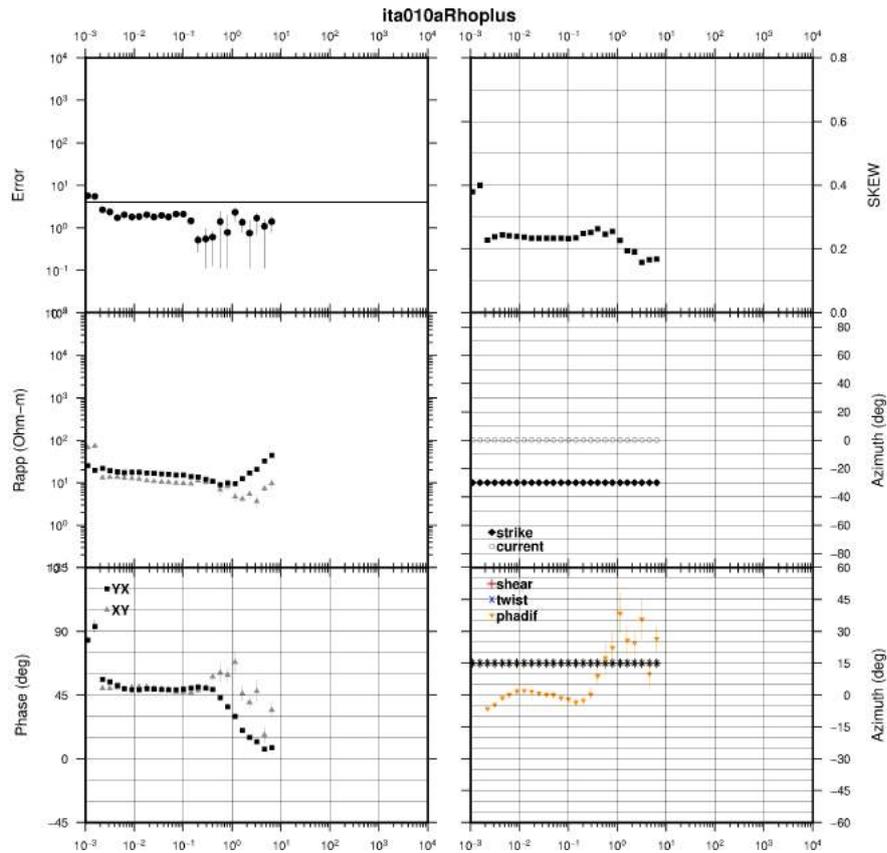


Figura II.9: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita010a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

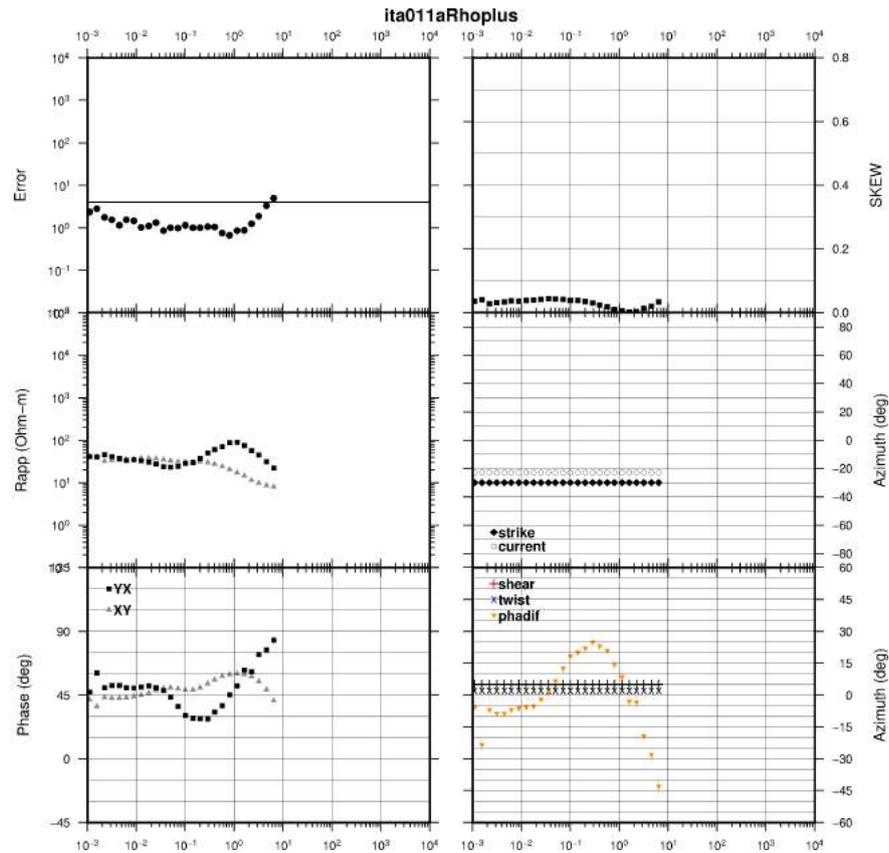


Figura II.10: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita011a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

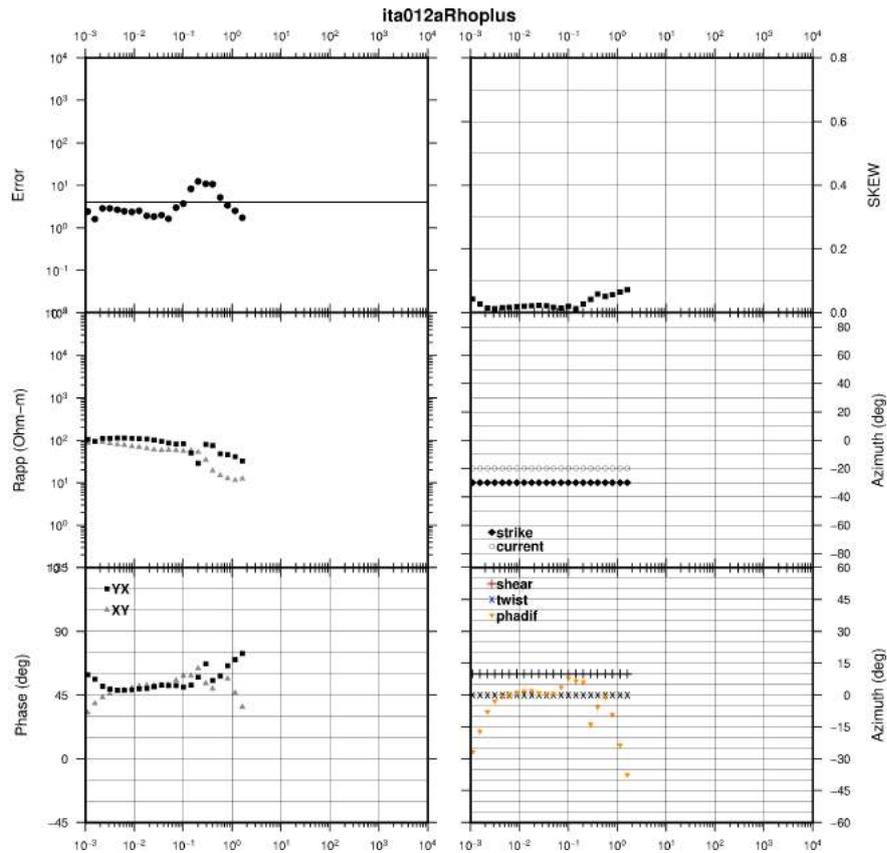


Figura II.11: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita012a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

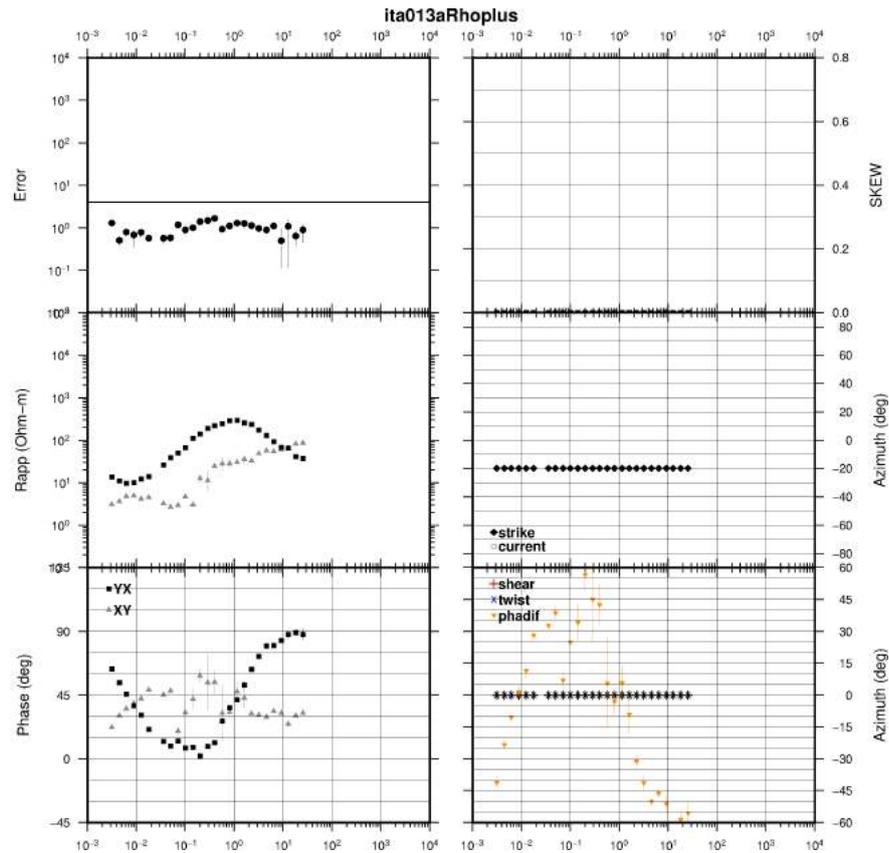


Figura II.12: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita013a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

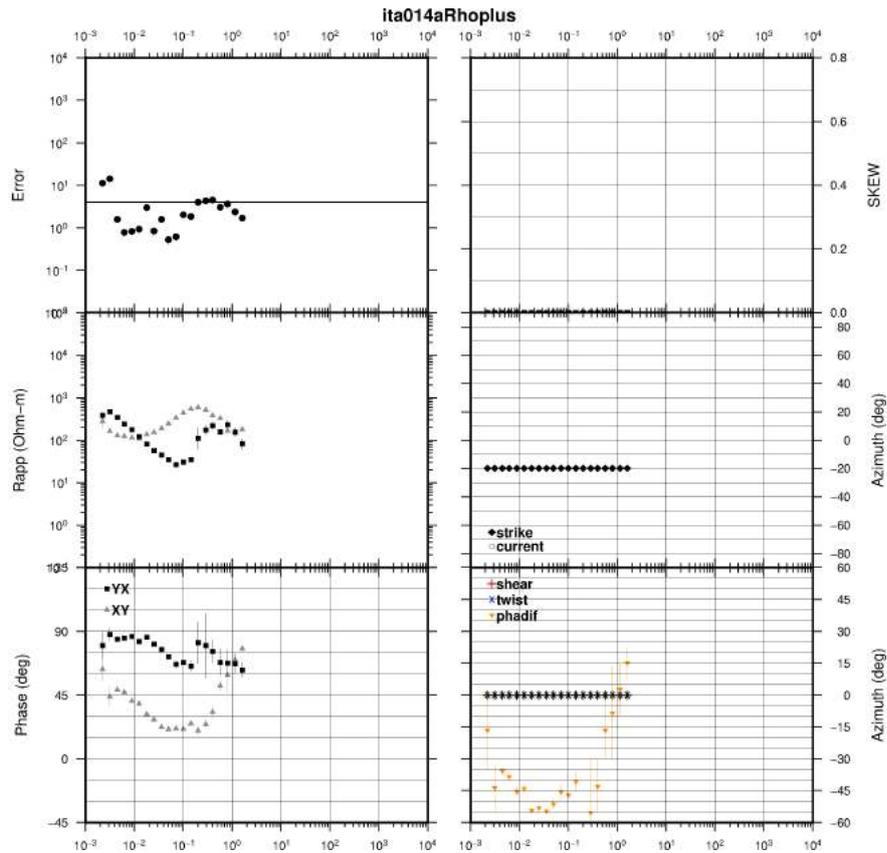


Figura II.13: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita014a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

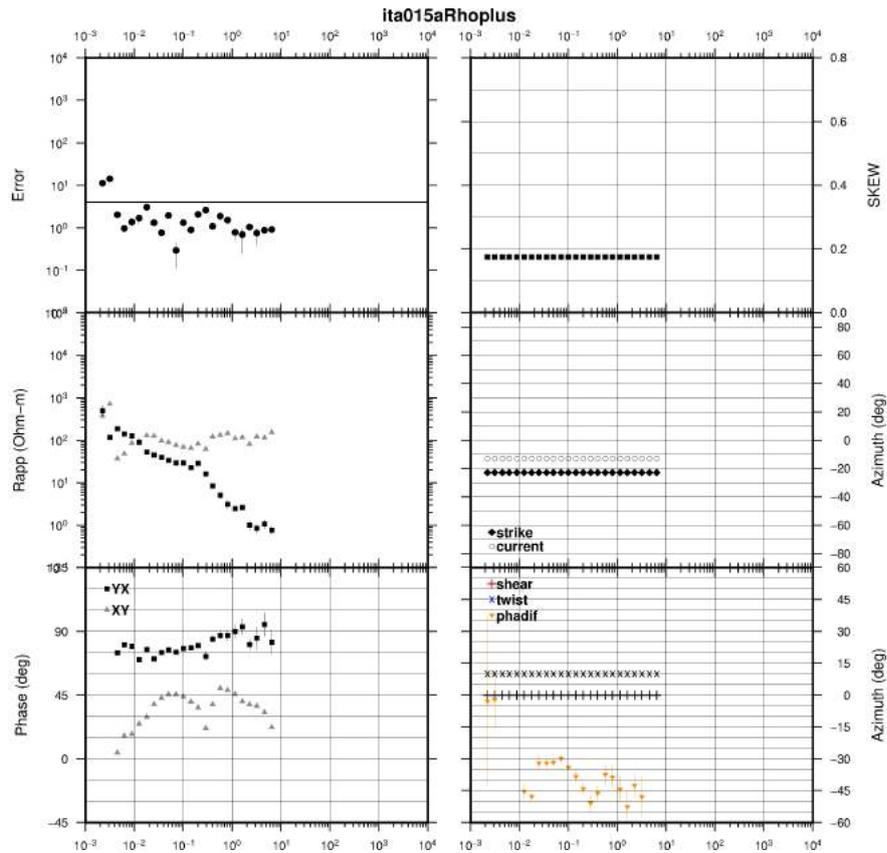


Figura II.14: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita015a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).

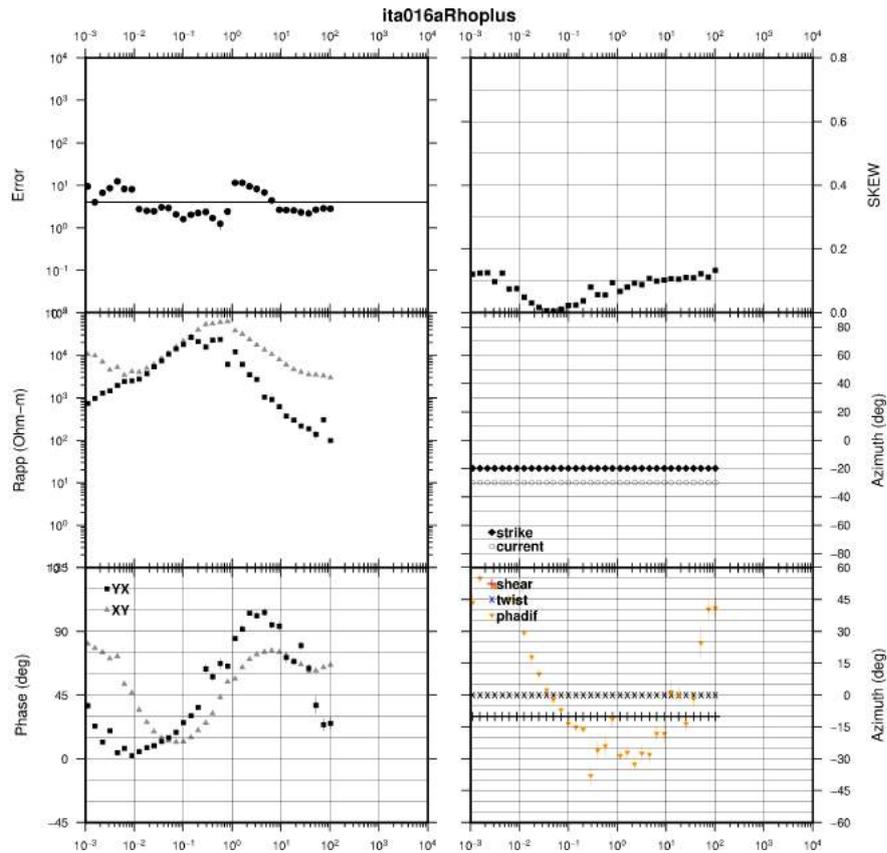


Figura II.15: Resultado final da decomposição do tensor MT e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido, para estação ita016a, onde XY é o modo TE e YX o modo TM. A linha horizontal no gráfico de erro é um limite considerado aceitável para a parametrização (Groom et al.,1993).