

INTERPRETAÇÃO MAGNETOTELÚRICA TRIDIMENSIONAL DA PORÇÃO
ONSHORE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO E DE SUA ZONA CRISTALINA
ADJACENTE (ORÓGENO ARAÇUAÍ) ASSOCIADA A DADOS
GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS

João Ricardo Duailibe de Oliveira

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador(a): Dr. Emanuele Francesco La
Terra

Co-orientador(a): Dra. Liliane Paiva Panetto

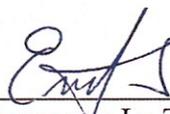
Rio de Janeiro
Dezembro de 2022

“INTERPRETAÇÃO MAGNETOTELÚRICA TRIDIMENSIONAL DA PORÇÃO
ONSHORE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO E DE SUA ZONA CRISTALINA
ADJACENTE (ORÓGENO ARAÇUAÍ) ASSOCIADA A DADOS
GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS”

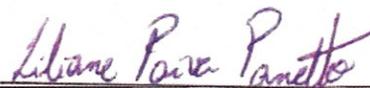
João Ricardo Duailibe de Oliveira

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO
PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU
DE MESTRE EM GEOFÍSICA.

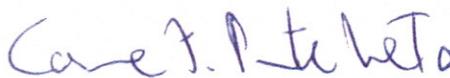
Aprovada por:



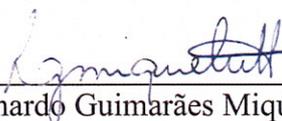
Dr. Emanuele Francesco La Terra - (Orientador)-(ON)



Dra. Liliane Paiva Panetto - (Coorientadora) - (ON)



Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto - (ON)



Dr. Leonardo Guimarães Miquelutti - (UFF)

RIO DE JANEIRO – BRASIL

10 DE NOVEMBRO DE 2022

Oliveira, João Ricardo Duailibe de

INTERPRETAÇÃO MAGNETOTELÚRICA
TRIDIMENSIONAL DA PORÇÃO ONSHORE DA
BACIA DO ESPÍRITO SANTO E DE SUA ZONA
CRISTALINA ADJACENTE (ORÓGENO ARAÇUAÍ)
ASSOCIADA A DADOS GRAVIMÉTRICOS E
MAGNETOMÉTRICOS/João Ricardo Duailibe de
Oliveira. – Rio de Janeiro: ON, 2022.

??, 109 p. 29, 7cm.

Orientador(a): Emanuele Francesco La Terra

Co-orientador(a): Liliane Paiva Panetto

Dissertação (mestrado) – ON/Programa de Pós-
graduação em Geofísica, 2022.

Referências Bibliográficas: p. 81 – 86.

1. Método Magnetotelúrico. 2. Inversão
Tridimensional. 3. Bacia do Espírito Santo. 4.
Orógeno Araçuaí. 5. Método gravimétrico. 6.
Método magnetométrico. I. Panetto, Liliane Paiva. II.
Observatório Nacional, Programa de Pós-graduação em
Geofísica. III. Título.

Aos meus pais, Ana e Ricardo.

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço à minha família por todo amor, apoio e carinho fornecidos sempre. Agradeço especialmente aos meus pais, Ana e Ricardo. Agradeço também à querida Cristiane e aos queridos Lucas e Pedro. Agradeço à Deus por vocês e por tudo.

Agradeço aos meus orientadores, Prof. Dr. Emanuele La Terra e Profa. Dra. Liliane Panetto, por todos os ensinamentos, auxílios, conversas, atenção e paciência durante todo o período do mestrado. Mesmo com toda dificuldade relacionada à pandemia, permitiram o desenvolvimento e aperfeiçoamento deste trabalho. Muito obrigado por tudo.

Agradeço ao Prof. Dr. Miguel Tupinambá pelo auxílio e sugestões valiosas proporcionadas para a interpretação dos resultados deste trabalho.

Agradeço ao Prof. Dr. Sergio Fontes por disponibilizar os dados magnetotelúricos utilizados nesta pesquisa.

Agradeço aos Professores do Observatório Nacional pelos ensinamentos transmitidos através das aulas ministradas. Agradeço também à Camila, Edson, Isabela, Pedro e Will pelas parcerias.

Agradeço ao Observatório Nacional pela infraestrutura oferecida e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ao Prof. Dr. Marcelo Banik pela disponibilização das rotinas para o processamento magnetotelúrico.

Agradeço ao Dr. Gary Egbert e Dr. Naser Meqbel por disponibilizarem os programas EMTF, ModEM e 3DGrid necessários ao processamento, inversão e visualização dos dados magnetotelúricos.

Agradeço à ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis), CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) e BNDG (Banco Nacional de Dados Gravimétricos) pelos dados geológicos, gravimétricos, magnetométricos e de poços utilizados neste trabalho.

Muito obrigado.

Resumo da Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

INTERPRETAÇÃO MAGNETOTELÚRICA TRIDIMENSIONAL DA PORÇÃO
ONSHORE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO E DE SUA ZONA CRISTALINA
ADJACENTE (ORÓGENO ARAÇUAÍ) ASSOCIADA A DADOS
GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS

João Ricardo Duailibe de Oliveira

Dezembro/2022

A Bacia do Espírito Santo, uma das bacias sedimentares brasileiras de margem passiva, está inserida no contexto do Orógeno Araçuaí - que compõe seu embasamento pré-cambriano. Diversos estudos geofísicos e geológicos foram realizados na região para variados fins. Entre eles, mostra-se válido destacar o estudo feito por COSTA (2005) que utilizou dados magnetotelúricos e eletromagnéticos transientes, adquiridos entre nos anos de 2001 e 2002 por equipes do Observatório Nacional, ao longo de um perfil de direção aproximada W-E na porção terrestre da Bacia do Espírito Santo, para geração de modelos geoeletricos utilizando uma metodologia de inversão magnetotelúrica bidimensional. Os dados magnetotelúricos banda larga adquiridos ao longo desse perfil são os mesmos que foram utilizados neste trabalho.

As funções de transferência usadas pelo método magnetotelúrico foram obtidas utilizando a técnica robusta desenvolvida por EGBERT e BOOKER (1986), através das rotinas desenvolvidas por Marcelo Banik (INPE). Devido a problemas no processamento da banda TS1 de algumas estações, foi utilizado o programa WinGLink. Posteriormente, a análise da dimensionalidade dos dados foi realizada, utilizando os invariantes de WAL e o tensor de fase. Essas técnicas indicaram que os dados são de natureza essencialmente tridimensional, revelando a necessidade de aplicação de uma abordagem de inversão tridimensional para a interpretação.

A inversão 3D foi realizada com o código ModEM, na versão paralelizada, que executa a minimização da função objetivo através do gradiente conjugado não linear. Diversas inversões foram realizadas para uma melhor definição do modelo geofísico de resistividade. Para o resultado selecionado, foi definida uma malha de resistividade inicial no valor de $100 \Omega m$. Como os dados estão situados próximos

à costa, para considerar um modelo mais realista, a batimetria foi incorporada na inversão como informação a priori e uma resistividade de $0.3 \Omega m$ foi definida para o oceano. Inversões foram realizadas com o uso: do Tensor de Impedância; da Função de Transferência Magnética - *Tipper*; em conjunto do *Tipper* e do Tensor de Impedância. O resultado selecionado para interpretação foi obtido através dos dados invertidos pelo tensor de impedância. A convergência do modelo foi obtida após 69 iterações e apresentou um ajuste geral satisfatório ($nRMS = 1.68$).

A presença de diversas anomalias condutivas e resistivas em subsuperfície foi verificada no modelo selecionado, sendo possível identificar uma coerência entre o que se esperaria para uma zona pré-cambriana mais resistiva e uma zona sedimentar mais condutiva. Essas anomalias foram interpretadas em associação com informações geológicas, dados potenciais (gravimétricos e magnetométricos) e dados de poços. Foi possível delimitar o embasamento da bacia a partir do modelo gerado, em coerência com dados de poços existentes na região de estudo. Além disso, também foi possível mapear três fortes condutores crustais nesse terreno pré-cambriano, que provavelmente estão relacionados à circulações recentes de fluidos salinos, correlatas aos eventos originários do banco de Abrolhos, da Cadeia de Vitória-Trindade e de províncias magmáticas *onshore*. Os dados potenciais da região foram correlacionados de maneira qualitativa com modelo geoeletrico e as estruturas geológicas observadas na região. Foi possível realizar uma associação entre sistemas de falhas e litologias identificadas, a partir do conhecimento geológico prévio, com as anomalias potenciais e o modelo de resistividade.

Por fim, foi verificado que o modelo tridimensional selecionado permitiu ampliar a compreensão sobre a complexa estrutura regional da área em escala crustal. Ainda assim, nota-se uma coerência com o modelo obtido com a inversão bidimensional apresentada na pesquisa de COSTA (2005). Pode-se concluir que a interpretação do modelo de resistividade mostra que a inversão magnetotelúrica tridimensional é uma ferramenta adequada para o imageamento da crosta, uma vez que o modelo apresentou boa consistência com a geologia da região e com os resultados obtidos a partir de outras metodologias.

Abstract of the Dissertation presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master in Geophysics.

THREE-DIMENSIONAL MAGNETOTELLURIC INTERPRETATION OF THE
ONSHORE PORTION OF THE ESPÍRITO SANTO BASIN AND ITS
ADJACENT CRYSTALLINE ZONE (ARAÇUAÍ OROGEN) ASSOCIATED
WITH GRAVIMETRIC AND MAGNETOMETRIC DATA

João Ricardo Duailibe de Oliveira

December/2022

The Espírito Santo Basin, one of the Brazilian sedimentary basins with passive margin, is inserted in the context of the Araçuaí Orogen - that composes its Precambrian basement. Several geophysical and geological studies have been carried out in the region for various purposes. Among them, it is worth mentioning the study by COSTA (2005) that used magnetotelluric and transient electromagnetic data, acquired in 2001 and 2002 by teams from the National Observatory, along an approximate W-E profile in the onshore portion of the Espírito Santo Basin, to generate geoelectric models using a two-dimensional magnetotelluric inversion methodology. The broadband magnetotelluric data acquired along this profile are the same as those used in this work.

The transfer functions used by the magnetotelluric method were obtained using the robust technique developed by EGBERT e BOOKER (1986) through the routines developed by Marcelo Banik (INPE). There were problems in the TS1 band of some stations, to solve this the processing of the TS1 band of these stations were performed by the WinGLink program. Subsequently, dimensionality analysis of the data was performed, using WAL invariants and the Phase Tensor. These techniques indicated that the data are essentially three-dimensional in nature, revealing the need to apply a three-dimensional inversion approach for interpretation.

The 3D inversion was performed with the parallelized version of the ModEM code, which performs objective function minimization via the nonlinear conjugate gradient. Several inversions were performed to better define the geophysical resistivity model. For the selected result, an initial resistivity mesh was set to a value of $100 \Omega m$. As the data are located near the coast, to consider a more realistic model,

the bathymetry was incorporated into the inversion as a priori information and a resistivity of $0.3 \Omega m$ was set for the ocean. Inversions were performed using data from the Impedance Tensor, the Magnetic Transfer Function - *Tipper*, and jointly between the *Tipper* and the Impedance Tensor. The selected result for interpretation was obtained through the data inverted by the impedance tensor. Convergence of the model was obtained after 69 iterations and showed a satisfactory overall fit (nRMS = 1.68).

The presence of several conductive and resistive anomalies in the subsurface was verified in the selected model, and a consistency could be identified between what would be expected for a more resistive Precambrian zone and a more conductive sedimentary zone. These anomalies were interpreted in association with geological information, potential data (gravity and magnetic) and well data. They were correlated with local structures and formations. It was possible to delimit the basin basement from the generated model, in coherence with data from wells in the study region. Furthermore, it was also possible to map three strong crustal conductors in this Precambrian terrain, which are probably related to recent circulations of saline fluids, correlated to events that originated the Abrolhos Bank, the Vitória-Trindade Chain and *onshore* magmatic provinces. The potential data from the region were qualitatively correlated with the geoelectric model and the geological structures observed in the region. It was possible to make an association between fault systems and lithologies, from the previous geological knowledge, with the potential anomalies and the resistivity model.

Finally, it was verified that the selected three-dimensional model allowed to expand the understanding about the complex regional structure of the area at crustal scale. Still, a coherence is noted with the model obtained with the two-dimensional inversion presented in COSTA (2005)'s research. It can be concluded that the interpretation of the resistivity model shows that the three-dimensional magnetotelluric inversion is a suitable tool for crustal imaging, since the model showed good consistency with the geology of the region and with the results obtained from other methodologies.

Sumário

1	Introdução	1
2	Objetivos	3
2.1	Objetivo Geral	3
2.2	Objetivos Específicos	3
3	Caracterização da área de estudo	4
3.1	Aspectos geológicos da Bacia do Espírito Santo e do Orógeno Araçuaí	4
3.1.1	Descrição da região e do perfil de estudo	4
3.1.2	Evolução e estratigrafia da bacia	7
3.1.3	Arcabouço estrutural e principais feições	12
3.1.4	Sistemas petrolíferos	17
3.2	Estudo magnetotelúrico anterior	17
4	Métodos	20
4.1	O método magnetotelúrico	20
4.1.1	Fundamentação teórica	21
4.1.2	Aquisição	27
4.1.3	Processamento	28
4.1.4	Análise de dimensionalidade	32
4.1.5	Inversão	34
4.2	O método gravimétrico	35
4.2.1	Fundamentação teórica	35
4.2.2	Aquisição	36
4.2.3	Reduções	38
4.3	O método magnetométrico	40
4.3.1	Fundamentação teórica	40
4.3.2	Aquisição	43
4.3.3	Reduções	43
4.4	Processamento de dados potenciais	45
4.4.1	Interpolação	45

4.4.2	Separação regional-residual	45
4.4.3	Filtros e transformações	46
5	Processamentos e análise de dimensionalidade dos dados MT	48
5.1	Processamento MT	48
5.2	Análise de dimensionalidade	50
5.2.1	WALDIM	51
5.2.2	Tensor de fase	51
5.3	Processamento dos dados potenciais	53
5.3.1	Dados gravimétricos	53
5.3.2	Dados magnetométricos	54
6	Resultados	56
6.1	Malha utilizada para a inversão	56
6.2	Resultados da inversão	58
7	Discussão	66
7.1	Perfil MT	66
7.2	Comparação com o modelo de COSTA(2005)	67
7.3	Dados potenciais	69
7.4	A porção <i>onshore</i> da Bacia do Espírito Santo	73
7.5	Condutores crustais e seus papéis ao longo do perfil	76
8	Conclusões	79
	Referências Bibliográficas	81
	Apêndice A	87
	Apêndice B	99
	Apêndice C	103
	Apêndice D	107

Lista de Figuras

3.1	Limites da Bacia do Espírito Santo.	5
3.2	Mapas área de estudo.	6
3.3	Reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré- deriva continental.	7
3.4	Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente.	8
3.5	Carta cronoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo.	11
3.6	Sistema orogênico Araçuaí-Ribeira.	12
3.7	Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.	14
3.8	Domínios tectônicos no estado do Espírito Santo.	16
3.9	Modelos geoeletricos gerados para a área de estudo da Bacia do Espírito Santo investigada por COSTA (2005).	19
3.10	Interpretação geológica dos modelos geoeletricos gerados para a área de estudo da Bacia do Espírito Santo investigada por COSTA (2005).	19
4.1	Banda morta (<i>dead-band</i>) no espectro de energia.	27
4.2	Arranjo de aquisição para equipamento MT-EMI	28
4.3	Representação do tensor de fase.	33
4.4	Lei da Gauss, exemplo.	36
4.5	Dados gravimétricos terrestres.	38
5.1	Pseudoseção da dimensionalidade do meio com o uso do código WAL- DIM.	51
5.2	Pseudoseções com o uso do tensor de fase.	52
5.3	Mapas gravimétricos.	54
5.4	Mapas magnetométricos.	55
6.1	Malha utilizada na inversão.	57
6.2	Malha utilizada na inversão.	58
6.3	RMS de cada estação.	62
6.4	nRMS iterações.	63
6.5	Modelo MT final.	64
7.1	Comparação dos modelos 3D e 2D.	68

7.2	Mapas para os dados potenciais nos limites do perfil MT.	70
7.3	Comparativo entre o perfil do modelo MT, os mapas potenciais e a geologia (II).	72
7.4	Corte do modelo próximo à bacia.	75
7.5	Províncias magmáticas.	77
7.6	Seção esquemática.	78
8.1	Curvas obtidas para a estação ES00.	87
8.2	Curvas obtidas para a estação ES01.	88
8.3	Curvas obtidas para a estação ES02.	88
8.4	Curvas obtidas para a estação ES03.	89
8.5	Curvas obtidas para a estação ES04.	89
8.6	Curvas obtidas para a estação ES05.	90
8.7	Curvas obtidas para a estação ES06.	90
8.8	Curvas obtidas para a estação ES07.	91
8.9	Curvas obtidas para a estação ES08.	91
8.10	Curvas obtidas para a estação ES09.	92
8.11	Curvas obtidas para a estação ES10.	92
8.12	Curvas obtidas para a estação ES11.	93
8.13	Curvas obtidas para a estação ES13.	93
8.14	Curvas obtidas para a estação ES15.	94
8.15	Curvas obtidas para a estação ES16.	94
8.16	Curvas obtidas para a estação ES17.	95
8.17	Curvas obtidas para a estação ES19.	95
8.18	Curvas obtidas para a estação ES20.	96
8.19	Curvas obtidas para a estação ES22.	96
8.20	Curvas obtidas para a estação ES23.	97
8.21	Curvas obtidas para a estação ES24.	97
8.22	Curvas obtidas para a estação ES25.	98
8.23	Curvas obtidas para a estação ES26.	98

Lista de Tabelas

6.1	Erros 1	59
6.2	Erros 2	59
6.3	Parâmetros da inversão para solução direta.	60
6.4	Parâmetros da inversão para solução inversa.	60
6.5	Inversões realizadas.	61
7.1	Poços utilizados.	74

Capítulo 1

Introdução

A Bacia do Espírito Santo, bacia sedimentar da margem continental leste do Brasil, situa-se no estado do Espírito Santo na região sudeste do país. A mesma apresenta complexidade estrutural e geológica, com eventos tectônicos e magmáticos ocorridos ao longo de sua evolução e formação. A bacia é de interesse para a indústria devido a ocorrência de hidrocarbonetos tanto na parte terrestre quanto na parte marítima da bacia. Recentemente, a bacia ganhou destaque para o setor de óleo e gás, após a descoberta de óleos leves e gás em águas profundas.

Um método geofísico que apresenta resultados satisfatórios no auxílio ao imageamento de estruturas geológicas para estudos diversos em diferentes regiões - tais como bacias ou zonas cristalinas - é o método magnetotelúrico (e.g. COSTA (2005); DIAS (2021); FERNANDES *et al.* (2018); PANETTO *et al.* (2018); ROCHA *et al.* (2019); SOLON *et al.* (2018)). O método magnetotelúrico (MT) é baseado na indução eletromagnética da Terra, em que é possível obter informações sobre a distribuição da resistividade elétrica das estruturas geológicas em subsuperfície, nas profundidades entre a crosta superficial e o manto superior, através das medidas dos campos terrestres naturais elétricos e magnéticos.

Dessa forma, o objetivo central desta pesquisa é a interpretação geofísica tridimensional de dados magnetotelúricos para melhor compreensão do comportamento e contexto geológico na porção emersa da Bacia do Espírito Santo, assim como de sua zona cristalina adjacente - o orógeno Araçuá. Para isso, foram utilizados dados de 23 estações magnetotelúricas banda larga adquiridas pelo Observatório Nacional (ON) nos anos de 2001 e 2002, dispostas ao longo de um perfil com espaçamentos de 5 a 10 *km* entre as sondagens. O processamento dos dados MT foi realizado com o método *M-estimator* desenvolvido por EGBERT e BOOKER (1986) e com o programa WinGLink. A análise de dimensionalidade foi realizada através do uso dos invariantes de WAL, com o código WALDIM (MARTÍ *et al.*, 2009), e a partir da técnica do tensor de fase, com o pacote de MTpy (KIRKBY *et al.*, 2019; KRIEGER e PEACOCK, 2014). A partir desta análise, foi verificado que as estruturas

geológicas apresentam um comportamento essencialmente tridimensional. Portanto, para a interpretação dos dados foi utilizada a técnica de inversão magnetotelúrica tridimensional (3DMT), através do código ModEM desenvolvido por EGBERT e KELBERT (2012); KELBERT *et al.* (2014). Para auxiliar na interpretação do modelo MT obtido, foi utilizado, de forma qualitativa, dados gravimétricos, magnetométricos e de poços.

A dissertação foi redigida em oito capítulos principais. Inicialmente, faz-se a introdução. No segundo capítulo são apresentados os objetivos desta pesquisa. No terceiro capítulo é realizada a caracterização da área de estudo, ou seja, da Bacia do Espírito Santo. Nesse capítulo são apresentados aspectos geológicos da bacia como sua origem, evolução e as principais sequências estratigráficas observadas. Também se discorre sobre a região cristalina presente no perfil de dados MT em estudo, correspondente ao Orógeno Araçuaí. Além disso, é abordado brevemente o estudo geofísico magnetotelúrico anterior sobre a bacia e o perfil MT que é objeto de pesquisa deste estudo. No quarto capítulo, discorre-se sobre os métodos utilizados: magnetotelúrico, gravimétrico e magnetométrico. Discute-se os fundamentos teóricos, assim como aspectos da aquisição, processamento, análise e inversão dos dados (MT). No quinto capítulo, são apresentados os resultados dos processamentos, tratamentos e análises realizadas para os dados trabalhados. No sexto capítulo, aborda-se o procedimento de inversão realizado e os resultados obtidos. No sétimo capítulo, faz-se a interpretação e discussão desses resultados. Por fim, no oitavo capítulo, as conclusões do trabalho são apresentadas.

Capítulo 2

Objetivos

2.1 Objetivo Geral

- Interpretação geofísica tridimensional de dados magnetotelúricos banda larga para melhor compreensão do comportamento geológico na porção emersa da Bacia do Espírito Santo e de sua zona cristalina adjacente, correspondente ao orógeno Araçuaí.

2.2 Objetivos Específicos

- Processamento dos dados MT através dos programas EMTF e WinGLink;
- Análise de dimensionalidade dos dados MT da região de estudo através do código WALDIM e do tensor de fase;
- Imageamento tridimensional das estruturas em subsuperfície da porção emersa da Bacia do Espírito Santo e do orógeno Araçuaí, gerando modelo geofísico tridimensional através da inversão 3D dos dados com o uso do algoritmo ModEM;
- Uso de dados gravimétricos, magnetométricos e de poços para auxiliar a interpretação do modelo MT final;
- Publicação na forma de artigo dos resultados dos modelos geofísicos alcançados que caracterizam as estruturas geológicas da região estudada.

Capítulo 3

Caracterização da área de estudo

Neste capítulo, aborda-se aspectos geológicos da Bacia do Espírito Santo e do orógeno Araçuaí, assim como o estudo geofísico anteriormente realizado na região por COSTA (2005) com a aplicação do método magnetotelúrico. Também, é apresentado o perfil de dados MT utilizado neste trabalho.

3.1 Aspectos geológicos da Bacia do Espírito Santo e do Orógeno Araçuaí

3.1.1 Descrição da região e do perfil de estudo

A Bacia do Espírito Santo, localizada no estado de mesmo nome, é uma das bacias da margem continental leste brasileira. Possui uma área explorável de aproximadamente 41500 km^2 , em que 3000 km^2 correspondem à porção terrestre (FRANÇA *et al.*, 2007) - zona de interesse deste estudo. Essa parcela emersa consiste de uma faixa alongada que é delimitada (Figura 3.1 a): a sul, pelo Alto de Vitória que a separa da Bacia de Santos; a oeste, pelo embasamento cristalino pré-cambriano da Faixa Araçuaí; a leste, pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos; a norte, pela Bacia de Mucuri (FRANÇA *et al.*, 2007).

Além disso, é identificado na porção terrestre da bacia quatro províncias geológicas principais: Plataforma São Mateus, Plataforma de Regência, Paleocanyon de Fazenda Cedro e Paleocanyon de Regência (Figura 3.1 c)) (COSTA, 2005). É válido citar também estruturas existentes na porção imersa da bacia, como é o caso do Banco de Abrolhos (que abrange, também, o estado da Bahia) e das cadeias vulcânicas submarinas, tal como a Cadeia Vitória-Trindade (Figura 3.1 b).

Esta pesquisa utiliza dados MT banda larga de 23 estações que abrangem o estado do Espírito Santo de Leste a Oeste seguindo, em grande parte, o curso do Rio Doce, conforme pode ser visualizado nas Figuras 3.1 e 3.2. Assim, o estudo magne-

totelúrico neste perfil possibilitou obter o contraste de propriedade física, no caso a resistividade, entre a zona cristalina (ou exterior à bacia, mais a oeste) e a zona da bacia em si (mais a leste), mais especificamente da sua porção *onshore*.

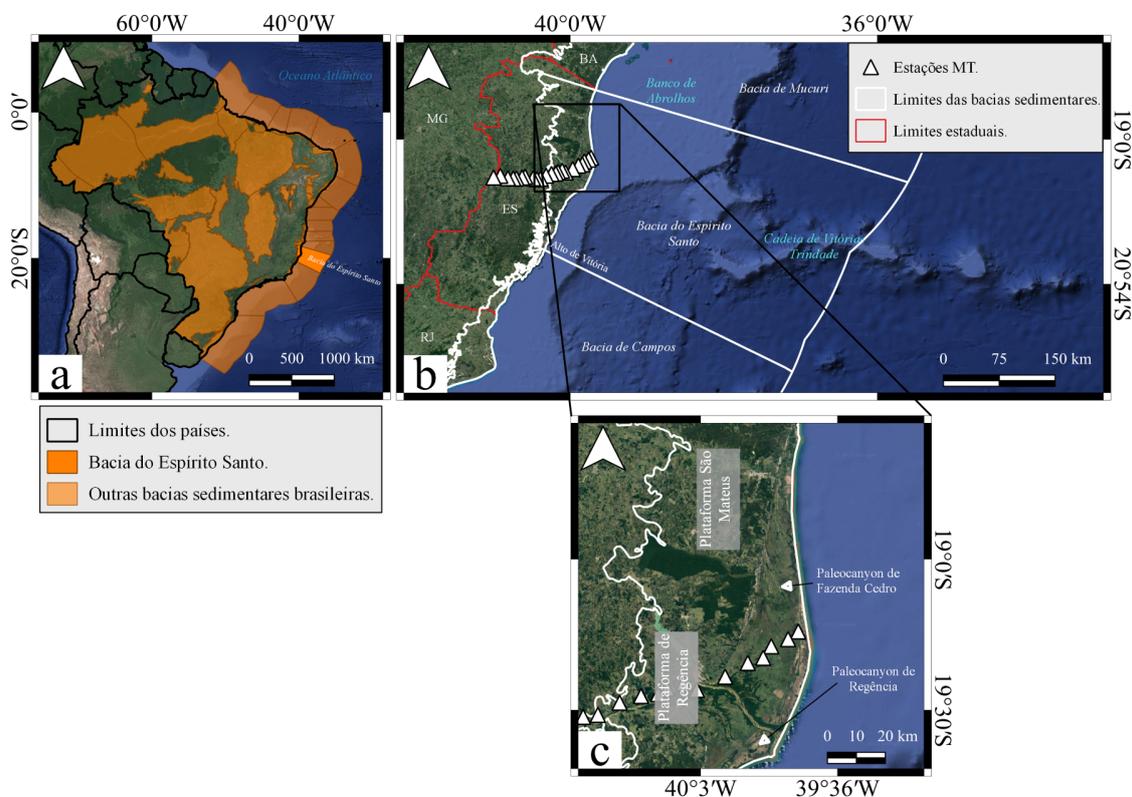


Figura 3.1: a) Mapa das bacias sedimentares brasileiras. b) Visão geral da Bacia do Espírito Santo, seus limites e algumas estruturas características. c) Visão ampliada da zona de interesse deste trabalho. Figura adaptada e baseada no que pode ser visto em COSTA (2005) e ZAMBONI JÚNIOR (2007).

A Figura 3.2 apresenta a região de interesse em relação à sua geologia e estruturas. Pode-se observar que a porção oeste da área de estudo é composta de granitoides pré-, sin-, tardi- e pós-colisionais inseridos no contexto do complexo de Nova Venécia (Figura 3.2 c), já a porção leste é caracterizada por coberturas terciárias e quaternárias associadas à bacia do Espírito Santo. Em relação às estruturas observadas, é possível identificar diversas zonas de cisalhamento, algumas falhas normais, entretanto o que mais se destaca é a presença de fraturas ou falhas relacionadas aos Lineamentos de Colatina (Figura 3.2 d).

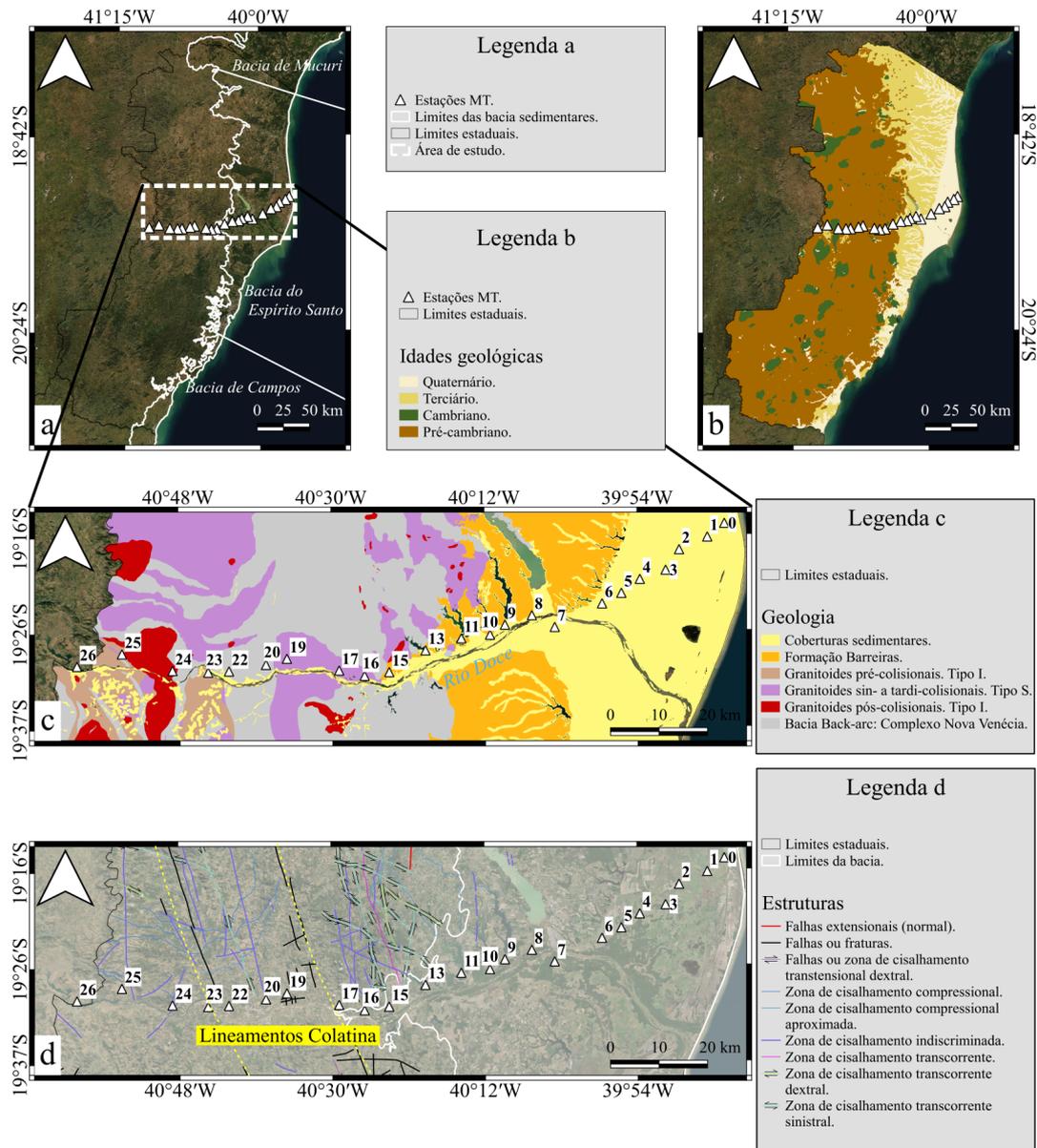


Figura 3.2: Mapas da área de estudo. a) Mapa regional para localização da bacia do Espírito Santo e bacias vizinhas, assim como das estações MT e da área de interesse. b) Mapa simplificado para as idades geológicas máximas das rochas identificadas sobre o estado do ES. Baseado em dados da CPRM. c) Mapa geológico simplificado da área de estudo, baseado em VIEIRA *et al.* (2018). d) Mapa estrutural local, baseado em dados da CPRM.

3.1.2 Evolução e estratigrafia da bacia

É reconhecido que a evolução e o contexto geotectônico da Bacia do Espírito Santo estão intimamente relacionados aos eventos ocorridos durante o Mesozoico que levaram à ruptura do Supercontinente Gondwana (JOKAT *et al.*, 2003). Tal episódio resultou na formação dos continentes sul-americano e africano (Figura 3.3).

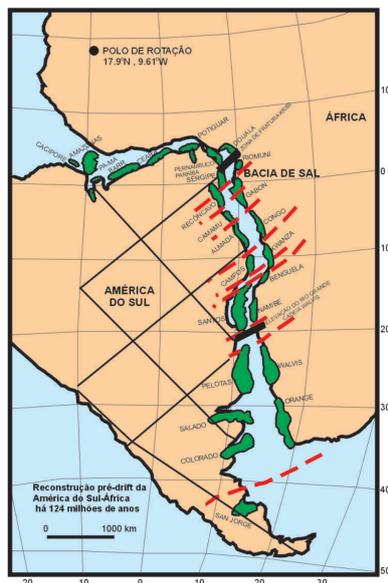


Figura 3.3: Reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-drift continental (BIZZI *et al.*, 2003). Figura extraída de BIZZI *et al.* (2003).

Esse processo pode ser dividido em cinco etapas principais e é, de certa maneira, comum às bacias de margem passiva da costa leste brasileira (e também da costa oeste africana) que contêm sedimentos de natureza evaporítica em sua coluna estratigráfica (BIZZI *et al.*, 2003). Cada etapa deste processo mais geral de evolução está ilustrada na Figura 3.4 e descrita a seguir:

- a) Processos extensionais associados a um soergimento do manto astenosférico e um afinamento litosférico. Falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e pouca espessa;
- b) Estiramento litosférico, desenvolvimento de grandes falhamentos e extrusão de lavas basálticas. Formação de semi-grabens e deposição sedimentar lacustrina. Ao fim desta fase, houve a rotação de blocos do rifte e dos sedimentos depositados até então. Primeiras inserções de crosta oceânica através do vulcanismo sub-aéreo;
- c) Deposição da sequência evaporítica ou transicional. Bacia restrita, estreita e alongada, com pouca circulação de água, clima árido e intensa evaporação das salmouras;

- d) Com a separação total dos continentes, os esforços distensivos passaram a se concentrar na recém formada cadeia Meso-Oceânica. Predominância de condições de mar aberto ao longo da margem continental. Sedimentação predominantemente carbonática;
- e) Ao fim, ocorre um aumento da paleobatimetria, terminando a deposição carbonática e resultando na acumulação de sedimentos marinhos de águas profundas. Ciclos de retrogradações e progradações.

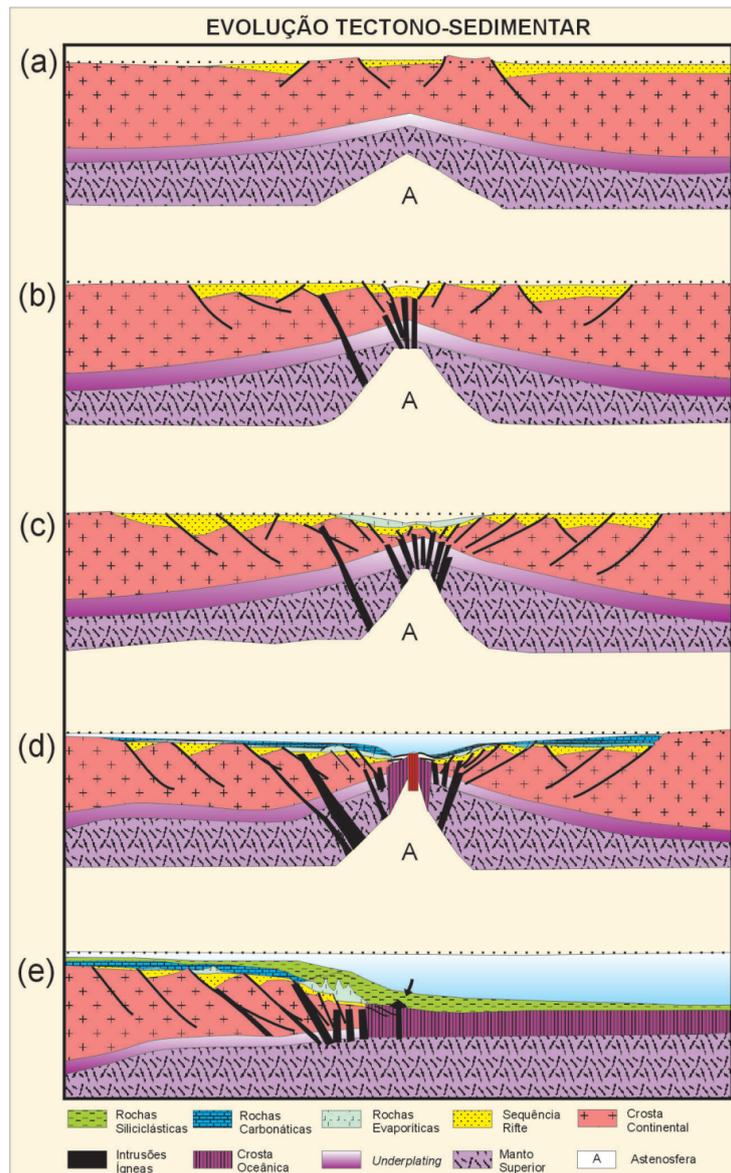


Figura 3.4: Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente (BIZZI *et al.*, 2003). Figura extraída de BIZZI *et al.* (2003).

Esses cinco eventos descrevem em geral como ocorreu a formação das bacias da margem passiva brasileiras. À luz desse processo geral, pode-se descrever, de forma mais específica, a evolução cronoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo em três

fases ou supersequências principais (Rifte, Pós-Rifte e Drifte) que se associam aos eventos anteriormente descritos:

- **Rifte:** período compreendido do Valanginiano ao Aptiano Inferior em que houve uma predominância de ambientes lacustres com contribuições fluviais e aluviais nas bordas dos falhamentos, nos altos estruturais, por sua vez, depositaram-se coquinas e outros carbonatos (FRANÇA *et al.*, 2007). Nessa fase são observados diversos pulsos tectônicos registrados em bordas de falhas e atividades magmáticas (FRANÇA *et al.*, 2007), que também são observadas nas Bacias de Santos e Campos (COSTA, 2005). Essas atividades magmáticas, intrusões e extrusões de natureza básica, formam a primeira época principal para o magmatismo na bacia e que resultou na Formação Cabiúnas. A dinâmica de falhamentos do período Rifte resultou na formação de *horsts* e meio-grabens preenchidos pelos sedimentos da Formação Cricaré (Composta pelos Membros Jaguaré e Sernambi) por vezes intercalados com rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas (FRANÇA *et al.*, 2007; ÁVILA, 2015). Esses sedimentos repousam de forma discordante sobre o embasamento e o limite superior dessa fase é identificado pela discordância pré Neo-Alagoas (ÁVILA, 2015);
- **Pós-Rifte:** período compreendido do Aptiano ao início do Albiano, em que houve a deposição dos sedimentos que compõem a Formação Mariricu, composta pelos Membros Mucuri (sedimentos siliciclásticos) e Itaúnas (sedimentos evaporíticos). Nessa fase ocorreram as primeiras intrusões marinhas (ÁVILA, 2015). Assim, como observam FRANÇA *et al.* (2007), sob as condições de uma bacia restrita e com alta evaporação, ocorreu a deposição de espessos depósitos de anidrita e halita que compõem a camada de sal da bacia, de forma que a movimentação da halita da supersequência favoreceu a ocorrência de trapas para os sistemas petrolíferos da bacia (FRANÇA *et al.*, 2007). O limite superior da supersequência é concordante com o Grupo Barra Nova na porção leste da bacia e discordante com a Formação Urucutuca na porção oeste (ÁVILA, 2015);
- **Drifte:** essa fase, como observa ÁVILA (2015), compreende o pacote sedimentar mais espesso e mais representativo para a porção submersa da bacia, em que o drifte apresenta sistemas petrolíferos e *plays* estabelecidos (ÁVILA, 2015). A supersequência pode ser dividida nos Grupos Barra Nova (Formações São Mateus e Regência) e Espírito Santo (Formações Urucutuca, Caravelas e Rio Doce, assim como a Formação Abrolhos). Uma segunda época principal de atividade magmática na bacia é observada nessa fase entre o Cretáceo Superior

e o Eoceno Médio, com expressivos derrames de lavas basálticas que resultaram na construção do complexo vulcânico sedimentar denominado Banco de Abrolhos (COSTA, 2005; ÁVILA, 2015).

A carta cronoestratigráfica da bacia exemplifica o que foi descrito acima (Figura 3.5). Vale ressaltar, em relação ao magmatismo gerador do Banco de Abrolhos ocorrido na fase drifte, a implicação de um soerguimento regional que condicionou a formação de uma plataforma carbonática rasa e proporcionou um alargamento da plataforma continental na região, de uma média de 40 *km* ao sul da bacia para valores em torno de 240 *km* na sua porção centro-norte (FRANÇA *et al.*, 2007).

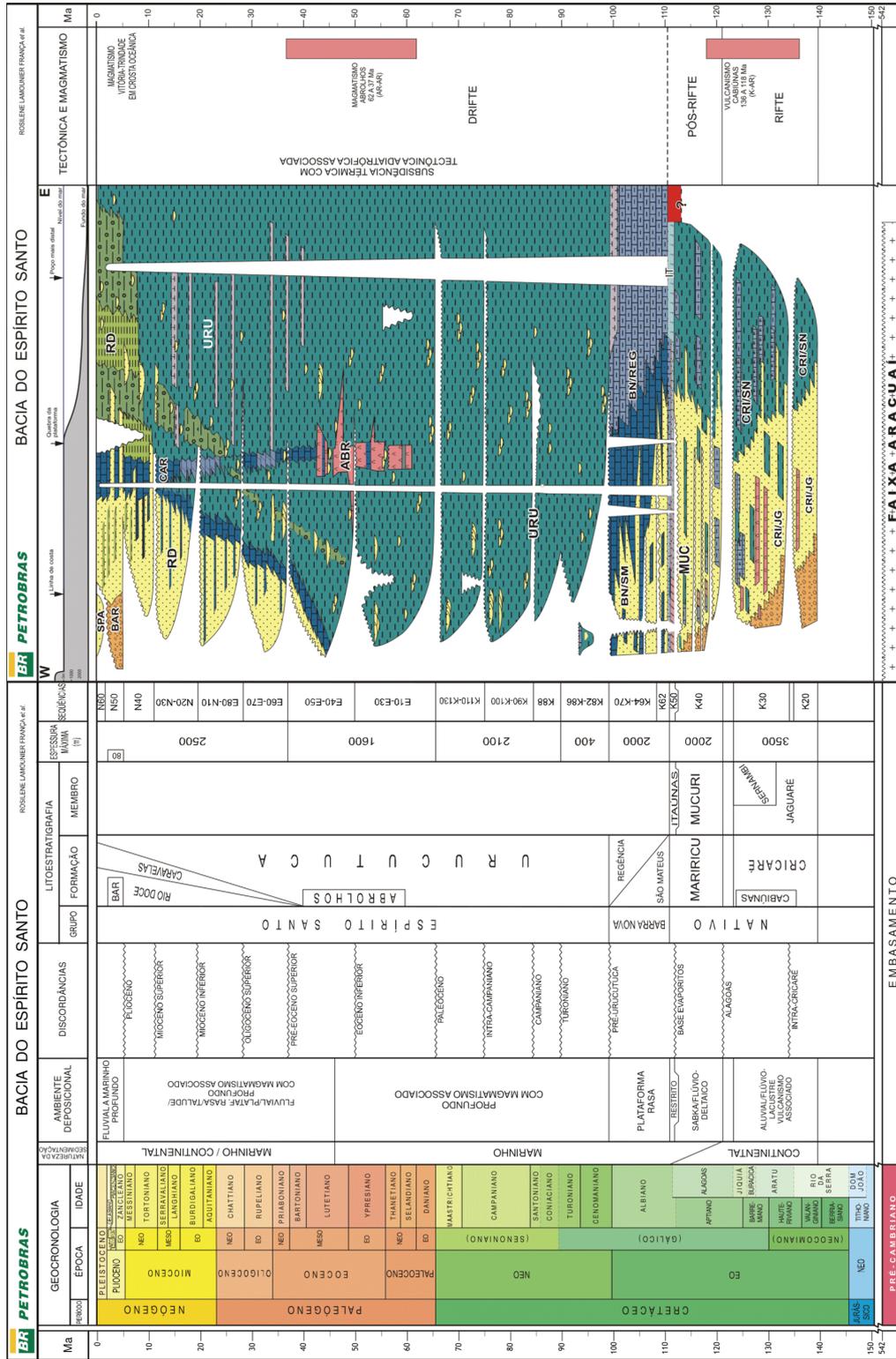


Figura 3-5: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo. Figura extraída de FRANÇA *et al.* (2007).

3.1.3 Arcabouço estrutural e principais feições

O embasamento da bacia, como observado por FRANÇA *et al.* (2007), é constituído por rochas infracrustais, representadas por migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitoides pertencentes ao Cráton do São Francisco, de modo que essas rochas arqueanas foram retrabalhadas parcialmente durante os ciclos Transamazônico e Brasiliano. Tal embasamento localiza-se a sudeste do Cráton do São Francisco e compõe parte da Faixa Araçuaí, integrando o setor norte da Província da Mantiqueira (FRANÇA *et al.*, 2007). Tem-se assim, uma zona que corresponde ao Orógeno Araçuaí ou Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, ao considerar seu correspondente na costa oeste africana (Figura 3.6).

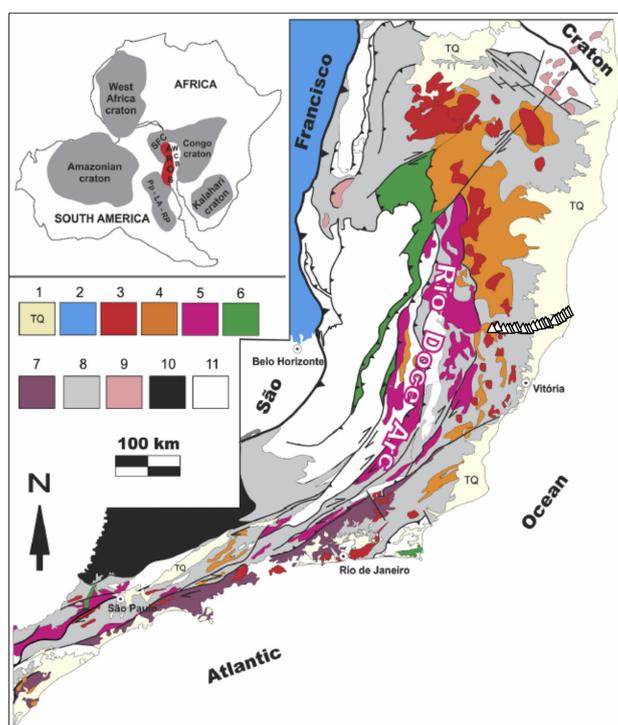


Figura 3.6: Mapa geológico simplificado do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira (*Araçuaí-Ribeira orogenic system - AROS*) com as estações MT localizadas pelos triângulos na Figura. 1) Coberturas Cenozoicas. 2) Coberturas do cráton do São Francisco. 3) Plutonismo pós-colisional. 4) Plutonismo colisional. 5) Arco magmático do Rio Doce e prováveis correlatos. 6) Assembleias de rochas contendo ofiolitos. 7) Domínio do arco do Rio Negro. 8) Sucessões metassedimentares e metavulcânicas neoproterozóicas. 9) Rochas magmáticas tonianas e criogenianas relacionadas a riftes. 10) Porção sul do cinturão Brasília. 11) Unidades pré-Neoproterozóicas. WCB: Cinturão Congo Ocidental. CSF: Cráton São Francisco. Pp-LA-RP: Blocos cratônicos Parapanema-Luiz Alves-Rio de La Plata. TQ: Coberturas Terciárias/Quaternárias. Figura extraída e legenda adaptada de TEDESCHI *et al.* (2015).

Na perspectiva de evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (ALKMIM *et al.*, 2007, 2017; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001; PEDROSA-SOARES e ALKMIM, 2013; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007), pode-se contar com um modelo de cinco estágios principais: 1) bacia precursora Macaúbas; 2) convergência inicial; 3) colisional; 4) escape lateral da porção sul; 5) colapso gravitacional (ALKMIM *et al.*, 2007).

A bacia Macaúbas, precursora do Orógeno, como observa ALKMIM *et al.* (2007), por volta de 660 Ma deveria corresponder a um grande golfo parcialmente assoalhado por crosta oceânica, que formava duas margens passivas conectadas. Além disso, essas margens estariam também conectadas a quatro riftes interiores que desempenharam um papel importante tanto na abertura quanto no fechamento da Bacia Macaúbas (ALKMIM *et al.*, 2007).

Postula-se que a colisão envolvendo a península do São Francisco e a placa Paraná ou Rio de La Plata tenha induzido a convergência das margens opostas da bacia. Segundo ALKMIM *et al.* (2007) o evento lembra o funcionamento de um quebra-nozes, visto que a península São Francisco rotacionaria no sentido anti-horário contra o continente Congo, levando a uma compressão generalizada e ao consumo da litosfera oceânica até então presente. Já se tinha a produção de tonalitos do arco magmático cálcio-alcalino relacionados à subducção por volta de 630 Ma. Em torno de 600 Ma um arco magmático expressivo já estaria presente na margem leste da bacia, o arco magmático do Rio Doce (ALKMIM *et al.*, 2017; TEDESCHI *et al.*, 2015), agora uma margem ativa, sendo o setor Norte composto por uma frente de empurrões e o setor sul a zona de subducção (ALKMIM *et al.*, 2007).

Entre 580 e 560 Ma, a colisão das margens promoveria, de norte a sul, a propagação de frentes de empurrão para as zonas cratônicas e o soerguimento da cadeia montanhosa, nesse estágio foram gerados granitos G2 (tipo S, representam a fusão parcial de protólitos sedimentares aluminosos) (ALKMIM *et al.*, 2007).

No intervalo de 560 a 535 Ma, a porção sul do compartimento central do orógeno é seccionado por quatro grandes zonas transcorrentes dextrais que se formaram após a propagação de frente de ondas citada anteriormente. Tal movimentação implicou no escape de material para o sul, provavelmente devido a máxima aproximação entre o extremo sul da península São Francisco e do continente Congo (ALKMIM *et al.*, 2007).

Por fim, entre 520 e 490 Ma, tem-se o colapso gravitacional do orógeno. Uma vez que a litosfera atinge grandes espessuras o orógeno pode entrar em regime distensional por ação da força peso, o que leva ao fluxo lateral de sua porção basal e abatimento das porções superiores, que se acomodaram a partir de sistemas de zonas de cisalhamentos normais. Nesta etapa seriam geradas as suítes graníticas G4 e G5, resultados da fusão crustal e mantélica por decompressão adiabática (ALKMIM

et al., 2007).

Sendo assim, de acordo com ALKMIM *et al.* (2007), o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental pode ser dividido em dez compartimentos tectônicos que estão ilustrados na Figura 3.7.

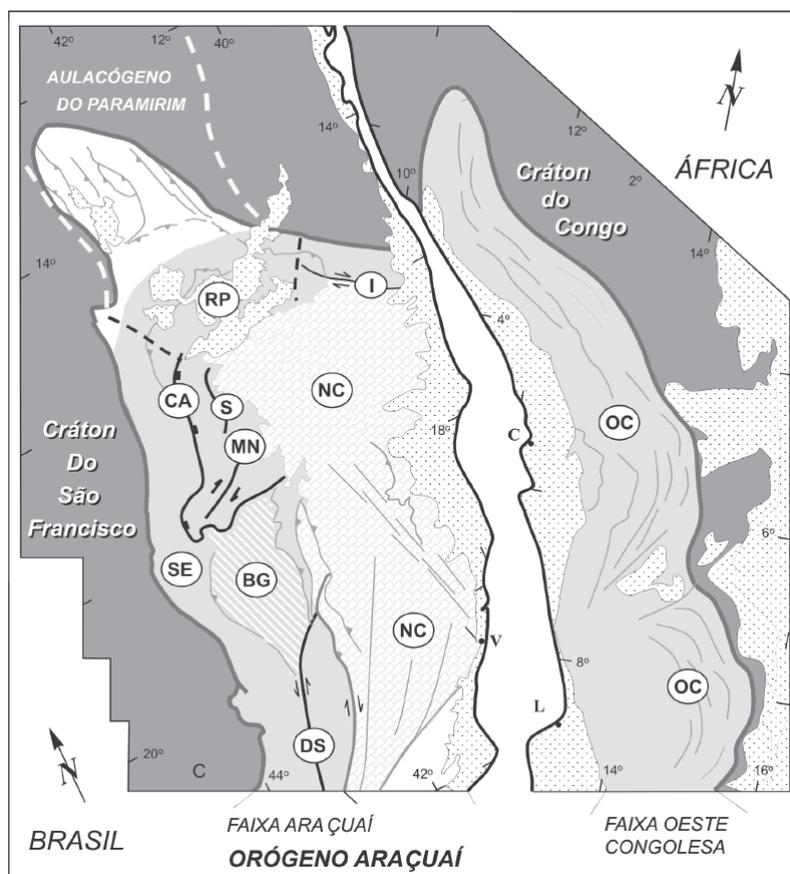


Figura 3.7: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congoleza; V: Vitória; L: Luanda; C: Cabinda. Figura e legenda extraídas de ALKMIM *et al.* (2007).

A zona de interesse deste trabalho, porção *onshore* e adjacente à bacia, corresponde ao núcleo cristalino do Orógeno, mais especificamente de sua porção mais setentrional. Nesse sentido, como COSTA (2005) e ZAMBONI JÚNIOR (2007) abordam em suas pesquisas, são definidas quatro direções estruturais principais nos terrenos pré-cambrianos sem cobertura sedimentar da região em questão:

- N20-30E: alinhamentos que correspondem às estruturas geradas nos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasileiro. Importância sobre as orientações

das falhas normais mais extensas que são as principais formadoras da bacia rift (COSTA, 2005);

- N10-25W: faixas cisalhadas superimpostas as anteriores, geradas ao final do ciclo orogénico Brasileiro. Integram a Faixa Cataclásada de Colatina que está relacionada a falhas de empurrão (COSTA, 2005) (faixa anteriormente citada);
- N60-80E: desenvolvido durante a abertura do Atlântico Sul. Correspondem a falhas ligadas e fraturas de extensão. Provavelmente controladores da estruturação do Canyon Regência (COSTA, 2005);
- N45-60W: desenvolvido durante a abertura do Atlântico Sul. Zonas de cisalhamento reativadas verticalmente. Provavelmente controladores da estruturação do Canyon de Fazenda Cedro (COSTA, 2005).

A Figura 3.8 ilustra o que foi abordado tanto por ALKMIM *et al.* (2007), quanto por COSTA (2005) e ZAMBONI JÚNIOR (2007). É possível observar os principais corpos e estruturas que compõem a região do estado do Espírito Santo dentro do contexto geotectônico apresentado. No caso, pode-se identificar a zona de interesse (perfil MT) no curso do rio Doce nas Figuras 3.2 e 3.8. De oeste a leste no perfil identifica-se: Granitoides pré-colisionais do tipo I; algumas coberturas superficiais; Granitoides pós-colisionais do tipo I; o Complexo Nova Venécia - composto por granitoides e granulitos-migmatitos, corresponde à bacia *back-arc* associada ao arco magmático do Rio Doce (RICHTER *et al.*, 2016); Granitoides sin-colisionais do tipo S (que correspondem à região de Colatina); e coberturas cenozoicas correspondentes à porção *onshore* bacia do Espírito Santo.

Para ALKMIM *et al.* (2007), um elemento de destaque nessa porção é o feixe de lineamentos existente que se estende por mais de 200 *km* na direção NNW a partir de Vitória (ES) e pode ser observado nas Figuras 3.7 e 3.8 (representado pelos grandes segmentos paralelos que cortam o estado). Conhecido como Feixe de Lineamentos Colatina, ele corta o perfil MT em estudo na região de Colatina, área típica do domínio interno do Orógeno (UHLEIN *et al.*, 2014).

Desse modo, como citam ALKMIM *et al.* (2007), o feixe aparenta se tratar de um conjunto de estruturas rúpteis que inclui diques do Cretáceo e Cambriano (ALKMIM *et al.*, 2007; BELÉM, 2014; VIEIRA *et al.*, 2015). Assim, é possível definir duas gerações de diques associadas aos lineamentos, uma gerada durante o colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí-Ribeira há 500 Ma, e outra durante a separação de Gondwana há 140 Ma (SANTIAGO *et al.*, 2019). No trabalho realizado por VIEIRA *et al.* (2015), verifica-se uma provável correlação dos diques existentes na região com a cadeia Vitória-Trindade. Além disso, as estruturas rúpteis

relacionadas ao feixe são de interesse para exploração de hidrocarbonetos na região, visto que possuem influência nas bacias do Espírito Santo e Campos (VIEIRA *et al.*, 2015).

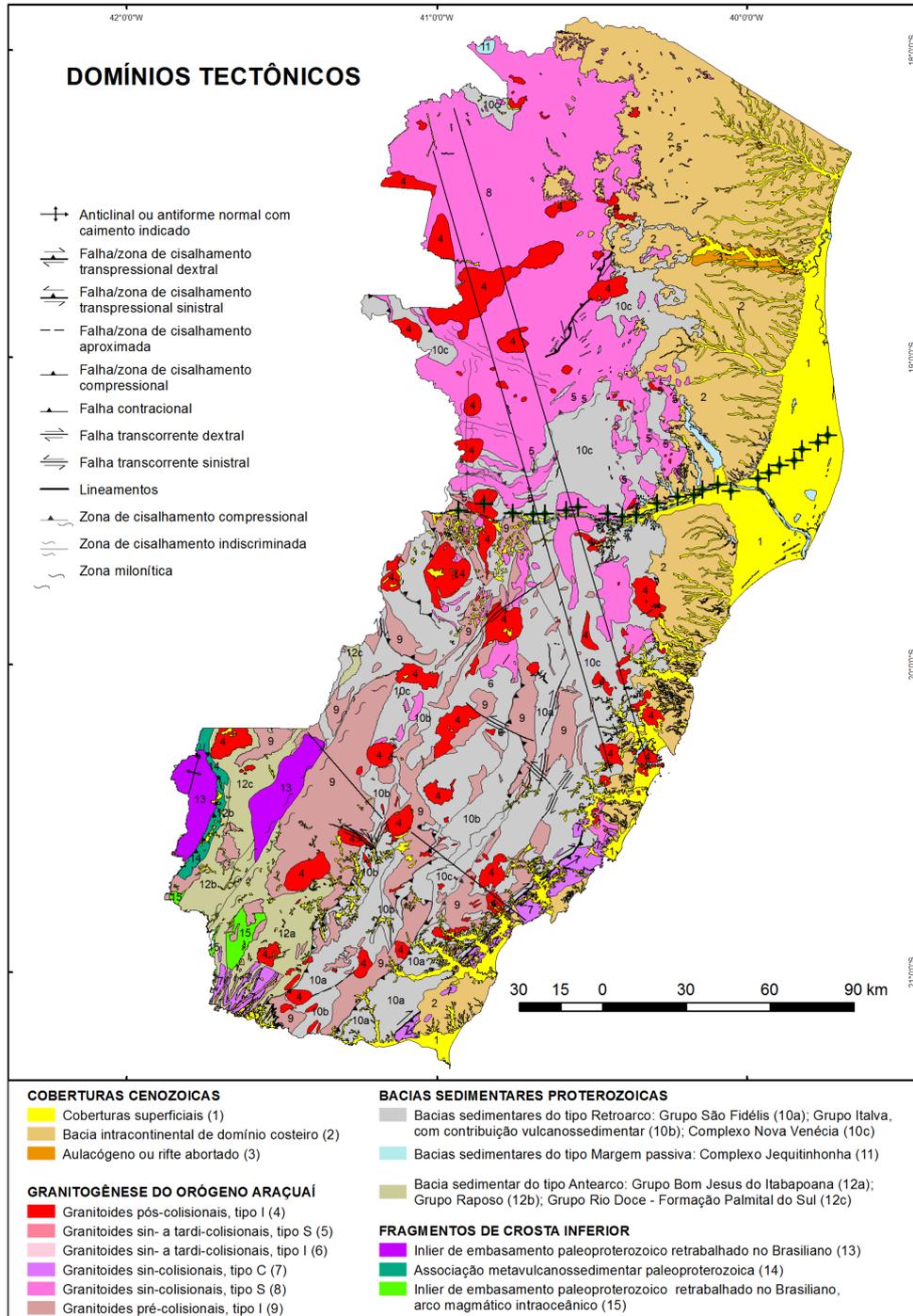


Figura 3.8: Domínios tectônicos no estado do Espírito Santo. Principais feições estruturais e geológicas. As estações MT em estudo estão ilustradas em forma de cruz. Figura extraída e adaptada de VIEIRA *et al.* (2018).

3.1.4 Sistemas petrolíferos

Outro ponto a se destacar são os sistemas petrolíferos da bacia. Pode-se citar três sistemas principais: Cricaré-Mariricu, Regência-Regência e Urucutuca-Urucutuca. É válido ressaltar que os sistemas apresentam diferenças entre as porções emersa e marinha. Como FRANÇA *et al.* (2007) mostram, na porção terrestre o principal sistema petrolífero é composto por geradores lacustres da fase rifte e trapas majoritariamente relacionadas às falhas desta fase, o que poderia corresponder ao sistema Cricaré-Mariricu. Já na porção marinha predomina o sistema petrolífero Urucutuca-Urucutuca, da fase drifte e que é caracterizado por geradores de origem marinha, enquanto que a migração e trapeamento estão fortemente relacionadas à movimentação do sal na bacia, de modo que os reservatórios são representados pelos turbiditos da Formação Urucutuca (FRANÇA *et al.*, 2007).

3.2 Estudo magnetotelúrico anterior

Em sua pesquisa, COSTA (2005) utilizou dados referentes aos métodos magnetotelúrico (MT) e eletromagnético transiente (TEM) de 23 estações espaçadas ao longo de um perfil com cerca de 150 *km* de extensão. A região foi escolhida, segundo COSTA (2005), de maneira estratégica a mapear as estruturas em subsuperfície da Bacia do Espírito Santo ao longo do curso do Rio Doce. Além das 23 estações citadas, foram adquiridos também dados MT longo período para outras 6 estações distribuídas ao longo do perfil.

Oa dados foram processados com o código robusto EMTF. Foi realizada a correção do efeito de *static shift* com o uso dos dados TEM e também foi definida a direção preferencial dos dados através do algoritmo STRIKE. Posteriormente, foi utilizada a técnica de inversão bidimensional (2D) através do uso do código de RODI e MACKIE (2001). Como algumas estações estão situadas próximas da costa, foi considerado o efeito de costa adicionando um camada condutora de $0.3 \Omega m$ na porção leste do perfil para simular o oceano. Além disso, durante a modelagem e inversão 2D dos dados, informações sobre sedimentos na costa brasileira foram utilizadas, acrescentando ao modelo uma camada de sedimentos abaixo do nível do mar. A Figura 3.9 mostra os modelos bidimensionais geoeletricos para os dados nos modos transiente elétrico (TE) e transiente magnético (TM).

Conforme discutido em COSTA (2005), as feições estruturais são melhores definidas no modelo TM, visto que este é perpendicular ao strike regional. A interpretação geológica dos modelos geoeletricos obtidos e proposta por COSTA (2005) está ilustrada na Figura 3.10. O modelo geoeletrico foi coerente com geologia de superfície de forma que as principais feições no modelo geoeletrico estão associadas às unidades

geológicas e as principais falhas que ocorrem na região apresentam seus limites em profundidade.

Quanto ao aspecto tectonoestrutural, COSTA (2005) discute que a área estudada é controlada por estruturas geradas nos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasileiro que exerceram forte controle sobre as orientações das falhas normais mais extensas, principais formadoras da bacia rifte. Desse modo, o modelo geoeletrico apresentou uma assinatura equivalente a faixas cisalhadas geradas ao final do grande ciclo orogenético Brasileiro (Figura 3.10), e integram a “Faixa Cataclasada de Colatina”, relacionada a falhas de empurrão, que se revela uma faixa de resistividade bem inferior ao embasamento cristalino (COSTA, 2005).

Outro ponto em destaque na interpretação dos resultados do modelo é a existência de um condutor crustal no perfil. Como COSTA (2005) observa, o topo deste condutor aparece em uma profundidade de aproximadamente 30 *km* na porção oeste do perfil, já na porção leste do perfil onde se encontram os sedimentos de borda da bacia do Espírito Santo, este condutor soergue atingindo uma profundidade mínima de até 5 *km* (Figura 3.9, Figura 3.10). Segundo COSTA (2005), a presença deste condutor no modelo possivelmente está associada à existência de material quente, semelhante ao que ocorre no Cráton São Francisco (região anormalmente fria sobre uma região anormalmente quente), diferentemente ao que ocorre em crátons de outros lugares do mundo. COSTA (2005) também reporta que outro fator que pode ter corroborado para existência deste bloco condutivo na área são os movimentos tectônicos ocorridos no SE do Brasil durante o período Mesozoico/Cenozoico e que gerou um sistema de falhas.

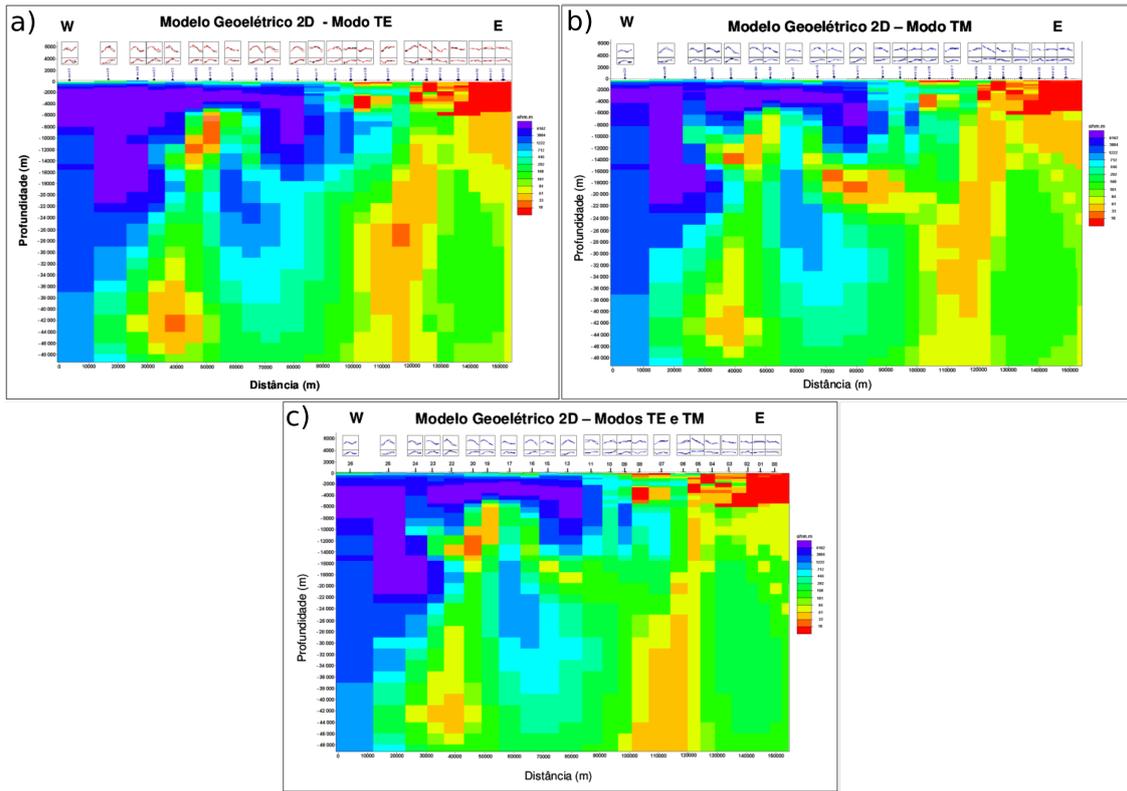


Figura 3.9: Modelos geoeletricos gerados para a área de estudo da Bacia do Espírito Santo investigada por COSTA (2005). a) Modelo para o modo TE. b) Modelo para o modo TM. c) Modelo conjunto dos modos TE e TM. Figura adaptada e extraída de COSTA (2005).

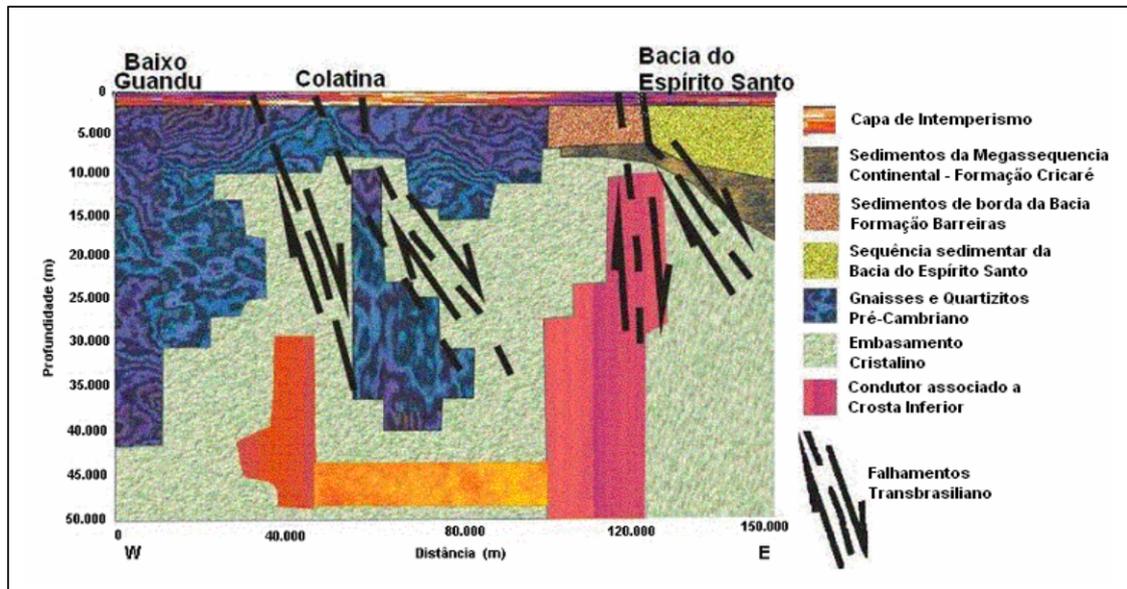


Figura 3.10: Interpretação dos modelos geoeletricos gerados para a área de estudo da Bacia do Espírito Santo investigada por COSTA (2005). Figura extraída de COSTA (2005).

Capítulo 4

Métodos

Este capítulo aborda aspectos relacionados ao método magnetotelúrico (MT) e aos métodos gravimétrico e magnetométrico. Inicialmente, apresenta-se o método central utilizado neste trabalho, o MT. São abordados seus fundamentos teóricos, a aquisição, o processamento e a inversão dos dados. Em seguida, são discutidos os métodos gravimétrico e magnetométrico, seus fundamentos teóricos, aquisição, processamento e filtragens.

4.1 O método magnetotelúrico

Esta seção aborda aspectos relacionados ao método magnetotelúrico (MT), tais como: os fundamentos teóricos, o procedimento de aquisição, os processamentos e, por fim, a inversão tridimensional dos dados.

O método teve origem a partir de contribuições e fundamentações teóricas propostas inicialmente por cientistas japoneses entre as décadas de 1910-1950, principalmente por Terada, Hirayama, Kato, Kikuchi e Rikitake. Durante a década de 1950 as contribuições de Tikhonov, na então URSS, e Cagniard, na França, também fundamentaram de maneira independente o surgimento e desenvolvimento inicial do método magnetotelúrico (CHAVE e JONES, 2012). Nos anos de 1985 à 1995 e 2005 à 2010 ocorreram aperfeiçoamentos no método MT tais como: evolução dos equipamentos de aquisição, identificação de ruídos e efeitos que afetam o sinal eletromagnético - e remoção dos mesmos, e avanços computacionais em conjunto com o desenvolvimento de algoritmos mais eficientes (CHAVE e JONES, 2012).

O método magnetotelúrico é um método geofísico eletromagnético que busca obter a distribuição de condutividade elétrica para estruturas em subsuperfície. É um método passivo, ou seja, as fontes geradoras do sinal são naturais. O método usa as medidas na superfície da Terra das variações dos campos elétricos e magnéticos naturais em direções ortogonais para, a partir disso, determinar a condutividade em subsuperfície (SIMPSON e BAHR, 2005).

4.1.1 Fundamentação teórica

A teoria básica do método magnetotelúrico é descrita pelas equações de Maxwell. Elas descrevem o comportamento do campo eletromagnético em qualquer frequência (SIMPSON e BAHR, 2005). Em suas formas diferenciais, pode-se escrevê-las como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \quad (4.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (4.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q, \quad (4.4)$$

onde:

- \mathbf{E} : campo elétrico (Vm^{-1});
- \mathbf{B} : indução magnética (T);
- \mathbf{H} : Intensidade do campo magnético (Am^{-1});
- \mathbf{D} : deslocamento elétrico (Cm^{-2});
- \mathbf{J} : densidade de corrente elétrica devido a cargas livres (Am^{-2});
- q : densidade de carga elétrica devido a cargas livres (Cm^{-3}).

Algumas considerações podem ser feitas na abordagem atual, que levam às relações constitutivas:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (4.5)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}, \quad (4.6)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}, \quad (4.7)$$

em que as equações 4.5 e 4.6 são obtidas ao considerar um meio linear e isotrópico e a relação 4.7 ao considerar que a carga se conserva e a Terra se comporta como um condutor ôhmico (SIMPSON e BAHR, 2005). Além disso, tem-se que:

- μ : permeabilidade magnética;
- ε : permissividade elétrica;
- σ : condutividade elétrica.

Sendo assim, a partir dessas relações constitutivas e considerando um meio homogêneo e isotrópico pode-se reescrever as equações de Maxwell como:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}, \quad (4.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (4.9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0, \quad (4.10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0. \quad (4.11)$$

Vale destacar ainda que, para o caso da Terra, pode-se considerar que um campo magnético externo induz um campo elétrico, que por sua vez induz um campo magnético interno e secundário. Tais fatores são identificados como consequências das equações 4.8 e 4.9.

Considerando a hipótese da não existência de fontes de correntes dentro da Terra, a equação 4.11 pode ser igualada a zero (SIMPSON e BAHR, 2005). De uma maneira mais simples, nenhuma carga pode se acumular em um meio homogêneo (ZHDANOV, 2009).

Desse modo, é possível obter equações de difusão em termos de \mathbf{E} ou \mathbf{H} variantes no tempo. Isso pode ser feito para as equações 4.8 ou 4.9 a partir da aplicação da seguinte identidade vetorial:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{A} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A}, \quad (4.12)$$

em que \mathbf{A} será o campo elétrico \mathbf{E} ou o campo magnético \mathbf{H} nas equações 4.8 e 4.9. Dessa forma, obtêm-se as equações que descrevem completamente os campos elétricos e magnéticos em um meio homogêneo (ZHDANOV, 2009):

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0, \quad (4.13)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0. \quad (4.14)$$

Quando considera-se $\sigma = 0$, é obtida uma equação da onda que descreve a natureza da propagação de ondas eletromagnéticas em meios não condutivos. Mas em aplicações de prospecção elétrica como o método MT, correntes de deslocamento variantes no tempo são desprezíveis em comparação com as correntes de condução variantes no tempo. Para este caso, pode-se desprezar os termos que envolvem derivadas de segunda ordem no tempo em comparação com as derivadas de primeira ordem (equações 4.13 e 4.14). E assim, chega-se a:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0, \quad (4.15)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = 0, \quad (4.16)$$

que descreve a propagação de campos eletromagnéticos em meios condutivos como uma difusão eletromagnética (ZHDANOV, 2009).

Outro ponto a se destacar é que para estudos MT variações das permissividades elétricas (ε) e permeabilidades magnéticas (μ) das rochas são desprezíveis em comparação com variações de condutividades no volume rochoso, de modo que são assumidos valores dessas grandezas para o espaço livre ($\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} Fm^{-1}$ e $\mu_0 = 1.2566 \times 10^{-6} Hm^{-1}$) (SIMPSON e BAHR, 2005). Para a permissividade, vê-se que no regime obtido nas equações 4.15 e 4.16 o campo eletromagnético independe dessa propriedade do meio (ZHDANOV, 2009).

Com as equações 4.15 e 4.16, assumindo que se tem ondas planas (o que pode ser uma aproximação razoável para o método MT - isso será abordado mais adiante) com amplitude E_0 e H_0 , além de uma dependência harmônica com o tempo na forma $e^{-i\omega t}$ (SIMPSON e BAHR, 2005), pode-se aplicar a transformada de Fourier nas equações e obter as formas:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = i\omega\mu_0\sigma \mathbf{E}, \quad (4.17)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = i\omega\mu_0\sigma \mathbf{H}, \quad (4.18)$$

que nada mais são que as equações 4.15 e 4.16 no domínio da frequência.

Assim, SIMPSON e BAHR (2005) observam que as medições do método MT dependem de uma fonte de energia que se difunde através do interior da Terra e se dissipa exponencialmente, além de que as medidas MT levam a sondagens de volume, i.e., as respostas são médias volumétricas do meio de amostra. O que é similar ao levantamento gravimétrico, que também amostra de forma volumétrica. Mas no caso gravimétrico se tem um potencial escalar e no caso MT se tem campos vetoriais (SIMPSON e BAHR, 2005).

Skin depth

Com o resultado das equações 4.17 e 4.18, uma importante relação para a aplicação geofísica do método MT é obtida. Ao considerar k o número de onda, de forma que:

$$k^2 = i\omega\mu_0\sigma, \quad (4.19)$$

pode-se obter a seguinte relação:

$$k = (e^{(\pi/4)/i})^{\frac{1}{2}} (\omega\mu_0\sigma)^{\frac{1}{2}} = (1+i) \left(\frac{\omega\mu_0\sigma}{2} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (4.20)$$

Se $\alpha = (\omega\mu_0\sigma)/2$ (que equivale a $\text{Re}(k) = \alpha$), o *skin depth*, ou profundidade ao qual a amplitude do sinal eletromagnético decai a um fator $1/e$, é dado por $\delta = 1/\alpha$, de modo que:

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu_0\sigma} \right)^{\frac{1}{2}} = 0.503 \left(\frac{\rho}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ (km)}, \quad (4.21)$$

em que a parte mais à direita é obtida a partir da substituição do valor conhecido para μ_0 e das relações onde $\rho = 1/\sigma$ e $\omega = 2\pi f$. Ou seja, o *skin depth* fornece uma maneira de se estimar a profundidade de investigação de uma determinada frequência de interesse, assim como mostra que essa profundidade de investigação a qual a amplitude cai por um fator de $1/e$ depende somente da frequência do sinal e da resistividade do meio.

Impedância, resistividade aparente, fase e *Tipper*

Os campos elétricos e magnéticos podem ser escritos como uma relação linear (no domínio da frequência) entre os vetores horizontais dos campos elétrico e magnético, em que a representação matemática é dada por:

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}, \quad (4.22)$$

em que $\mathbf{Z}(\omega)$ é o tensor de impedância e é dado por:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (4.23)$$

A partir dessa relação é possível obter a resistividade aparente (ρ_a) do meio:

$$\rho_a^{ij} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij}|^2, \quad (4.24)$$

assim como a fase (ϕ_{ij}):

$$\phi_{ij} = \arctan \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right), \quad (4.25)$$

onde i e j variam em $[x, y]$.

Vale destacar que o tensor de impedância carrega informações sobre a dimensionalidade da Terra. A maneira que a Terra é descrita na formulação do problema se relaciona com os termos do tensor. Há condições inerentes ao tensor para casos em uma, duas ou três dimensões.

No caso 1D:

$$Z_{xx}(\omega) = Z_{yy}(\omega) = 0 \quad (4.26)$$

$$Z_{xy}(\omega) = -Z_{yx}(\omega) \quad (4.27)$$

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ -Z_{xy}(\omega) & 0 \end{bmatrix}. \quad (4.28)$$

No caso 2D:

$$Z_{xx}(\omega) = Z_{yy}(\omega) = 0 \quad (4.29)$$

$$Z_{xy}(\omega) \neq -Z_{yx}(\omega) \quad (4.30)$$

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix}. \quad (4.31)$$

No caso 3D:

$$Z_{xx}(\omega) \neq Z_{yy}(\omega) \quad (4.32)$$

$$Z_{xy}(\omega) \neq -Z_{yx}(\omega) \quad (4.33)$$

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}. \quad (4.34)$$

Outra importante relação no método MT é a função de transferência geomagnética, o *Tipper*. Ela relaciona as componentes verticais e horizontais do campo magnético medido. Matematicamente, pode-se expressar a função como:

$$H_z = \begin{bmatrix} T_x & T_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}. \quad (4.35)$$

Sendo assim, o *Tipper* pode ser decomposto em uma parte real e outra imaginária:

$$\text{Re}(T) = \begin{bmatrix} \text{Re}(T_x) & \text{Re}(T_y) \end{bmatrix}, \quad (4.36)$$

$$\text{Im}(T) = \begin{bmatrix} \text{Im}(T_x) & \text{Im}(T_y) \end{bmatrix}, \quad (4.37)$$

e sua amplitude é dada por:

$$T = \sqrt{|T_x|^2 + |T_y|^2}. \quad (4.38)$$

Nesse sentido, como os campos magnéticos verticais são gerados por gradientes de condutividade laterais, os vetores de indução podem ser usados para inferir se há

ou não variações laterais de condutividade. Vale destacar que os vetores apontam na direção de concentrações anômalas de corrente, por convenção.

Fontes de sinal, intervalos de frequência e ondas planas no método MT

Como visto anteriormente, a fonte do sinal no método MT é natural. Assim, verifica-se, por exemplo, em VOZOFF (1991) que sinais eletromagnéticos naturais são oriundos de uma enorme variedade de processos e fontes, originárias desde o núcleo da Terra até outras galáxias. Na geofísica de exploração, mais especificamente no método MT, a frequência de interesse está inserida em um intervalo entre 10^{-3} a 10^4 Hz , e nesse intervalo somente duas fontes são as mais importantes.

Uma delas, resultado de tempestades elétricas na baixa atmosfera, é o fator dominante nas frequências entre 1 Hz e 10 kHz . A outra, originária na magnetosfera como resultado da interação desta com os ventos solares, é o fator dominante para frequências menores que 1 Hz (VOZOFF, 1991). Essa separação pode ser visualizada na Figura 4.1, em termos do período.

Em relação a essas frequências de interesse do método MT é válido destacar que o intervalo de frequência ou períodos de aquisição do sinal MT é definido pelo objetivo de estudo. Nesse sentido, o método é dividido em três eixos principais de estudo: o audiomagnetotelúrico (AMT), o banda larga (BBMT) e o longo período (LMT), em que a diferença principal entre eles é a profundidade de investigação que varia desde sondagens mais rasas (AMT) até as mais profundas (longo período), o MT banda larga é o intermédio entre os anteriores e é a faixa utilizada neste trabalho (entre 10^2 e 10^{-4} Hz). Isso remete ao que foi visto em relação ao *skin depth*.

Outro fator importante relacionado ao sinal EM no método MT é o que se conhece como banda morta (Figura 4.1), em que as amplitudes dos sinais se mostram relativamente mais fracas em determinada frequência. Segundo SIMPSON e BAHR (2005), esse fenômeno está associado a mecanismos de fontes indutivas, em que uma é efetiva acima de 1 Hz e a outra abaixo de 1 Hz , de forma que isso se manifesta nas curvas de sondagens MT numa redução da qualidade do dado.

Por outro lado, a questão da aproximação de ondas planas no método MT se mostra importante nas análises e procedimentos. A aproximação de ondas planas é feita considerando que as fontes do método estão suficientemente distantes da estação de medida. Mas na prática, essa aproximação pode não se mostrar muito efetiva em certas situações mesmo considerando fontes como as do método MT.

CHAVE e JONES (2012) mostram, baseados em modelos teóricos, que o efeito da fonte magnetotelúrica pode causar desvios em relação ao resultado para ondas planas, em períodos de apenas alguns segundos. Mesmo assim certos fatores podem contornar tal situação, quanto maior a distância da fonte mais a resposta magnetotelúrica se aproxima dos valores de ondas planas. E além disso, CHAVE e JONES

(2012) ainda ressaltam que mesmo assim, registros mais longos parecem fornecer uma maneira prática de compensar esses efeitos da fonte. Ou seja, mesmo que a aproximação não se mostre sempre precisa, é possível contornar tais efeitos inerentes da fonte a partir de medições mais longas.

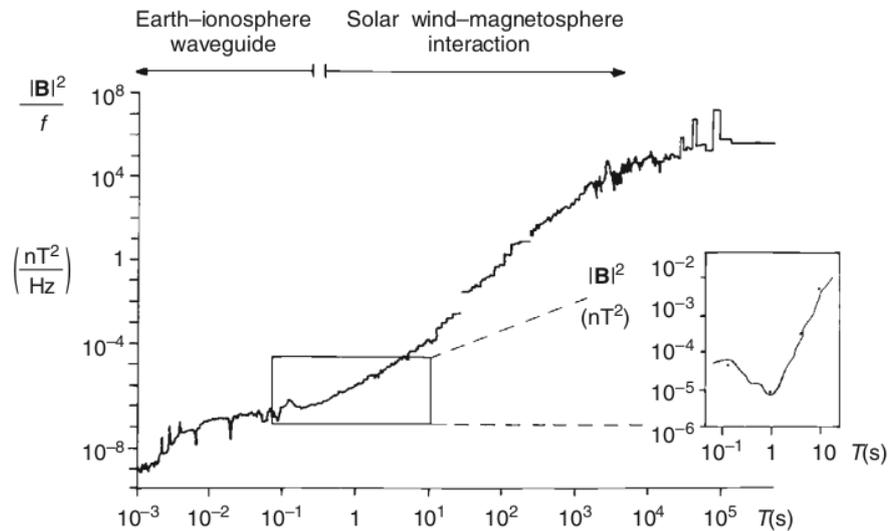


Figura 4.1: Banda morta no espectro de energia em diversos períodos dentro da faixa de interesse do MT. Figura retirada de SIMPSON e BAHR (2005).

4.1.2 Aquisição

Os dados utilizados neste estudo consistem em um total de 23 sondagens MT adquiridas pelo Observatório Nacional. A aquisição foi feita nos anos de 2001 e 2002 com o uso de equipamentos EMI (ElectroMagnetic Instrument).

Os equipamentos EMI são compostos por quatro componentes: sensores elétricos, sensores magnéticos, unidade de aquisição e processamento (APU) e um computador portátil (exemplo de instalação dos componentes do equipamento em campo (Figura 4.2):

- Bobinas de indução eletromagnética, que pela escala de frequência podem ser classificadas da seguinte maneira: BF4 que mede o campo horizontal em baixa frequência, o BF6 que mede o campo horizontal em alta frequência e o BF7 para os campos verticais;
- Os sensores elétricos são unidades pré-amplificadora de corrente elétrica, que entram em contato direto com o solo. Tipicamente consistem em três ou quatro eletrodos não polarizáveis;
- A unidade de Aquisição e Processamento (APU) cuja função é amplificação

dos sinais elétricos e magnéticos medidos pelos sensores e a conversão dos sinais analógicos para digitais.

- E o computador portátil que recebe os sinais já digitalizados pela APU.

Maiores detalhes podem ser encontrados em BELTRAN (2019), FIGUEIREDO (1997) e COSTA (2005).

As séries temporais armazenadas são definidas por bandas de frequência durante a aquisição: TS1, TS2, TS3 e TS4, correspondendo às frequências de amostragem de 2 Hz, 5 Hz, 32 Hz e 512 ou 1000 Hz, respectivamente. Para os dados trabalhados, foram adquiridas as bandas TS1, TS3 e TS4. Os eletrodos foram dispostos em "L", como consta na Figura 4.2.

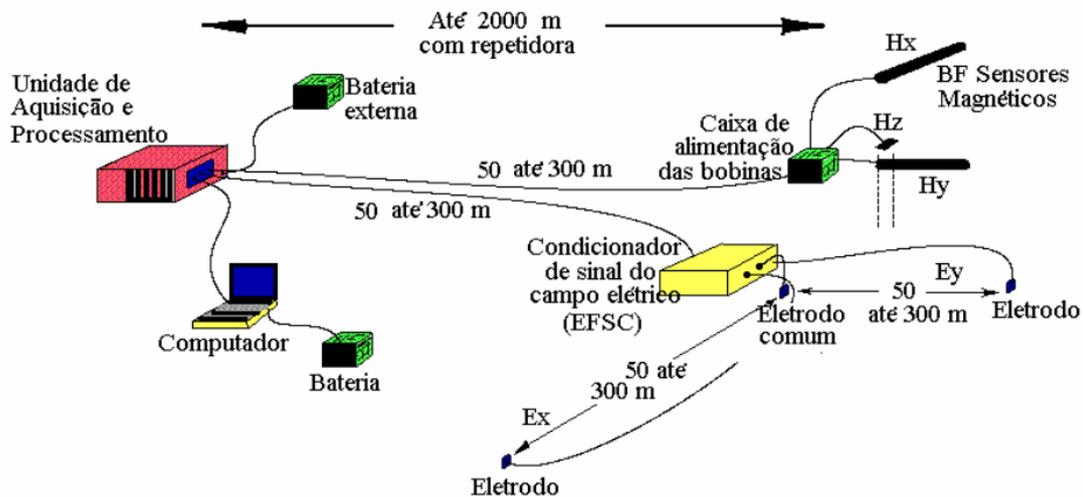


Figura 4.2: Exemplo de arranjo para aquisição de dados MT com o equipamento EMI. Figura retirada de FIGUEIREDO (1997).

4.1.3 Processamento

O objetivo central no processamento dos dados MT é a obtenção das funções de transferência, ou seja, do tensor de impedância e do *Tipper*. Essas funções carregam informações de interesse à interpretação da distribuição de condutividade em subsuperfície. Desse modo, o processamento (e aqui também pode-se incluir as análises posteriores ao processamento dos dados obtidos - como a análise de dimensionalidade) é um passo essencial para preparação dos dados que serão utilizados nos procedimentos de inversão que visam obter os modelos de condutividade em subsuperfície. Isso revela a importância de se realizar um tratamento adequado em conjunto com uma análise cuidadosa dos dados trabalhados, uma vez que isso terá influência na geração dos modelos. Sendo assim, os procedimentos necessários num processamento clássico de dados MT são:

- Leitura das séries temporais;
- Mudança do domínio dos dados (tempo para frequência);
- Estimativa das funções de transferência: impedância e *Tipper*.

Com as funções de transferência é possível obter os parâmetros utilizados no método magnetotelúrico: as curvas de resistividade, a fase e os vetores de indução.

A estimativa das funções de transferência no código EMTF (EGBERT e BOOKER, 1986), utilizado neste trabalho e em diversos outros códigos de processamento MT disponíveis na comunidade científica, é baseado na técnica *M-estimator*. Nos casos em que ocorreram problemas com algumas bandas das séries temporais, o processamento foi feito no programa WinGLink. Desse modo, mostra-se válido abordar brevemente os fundamentos do principal programa utilizado para o processamento (EMTF) e também sobre os procedimentos de análise de dimensionalidade utilizados neste trabalho.

Estimativa robusta das funções de transferência

Diversos métodos foram empregados para estimativa do tensor de impedância e do *Tipper*, entre eles o método dos mínimos quadrados (LS - *least squares*) e o método dos mínimos quadrados ponderados (WLS - *Weighted least squares*). Nesse sentido, EGBERT e BOOKER (1986) propuseram uma alternativa robusta aos mínimos quadrados nesse problema. Uma vez que o estimador LS pode levar a resultados errôneos devido a um número muito pequeno de dados ruins, a estimativa robusta, por outro lado, mostra-se menos sensível à presença moderada de dados espúrios ou inadequações na distribuição gaussiana.

Como EGBERT e BOOKER (1986) apresentam, a regressão *M-estimate* é análoga ao estimador LS, de modo que minimiza a diferença entre predição e observação, mas a avaliação do desajuste é definida de modo que não permita que valores espúrios do dado dominem a estimativa. É observado que tal metodologia é algo familiar aos geofísicos devido a abordagem similar à minimização L_1 , que é um caso especial da metodologia abordada (EGBERT e BOOKER, 1986).

Será apresentado um modelo para o problema da regressão linear no caso do tensor de impedância (SUTARNO e VOZOFF, 1989), mas o mesmo pode ser feito para o *Tipper* (este pode ser observado em EGBERT e BOOKER (1986)), na forma:

$$\mathbf{x} = \mathbf{U}\beta + \mathbf{r}. \quad (4.39)$$

Em que o vetor \mathbf{x} consiste de n observações de um dos campos elétricos horizontais, \mathbf{U} é a matriz $n \times p$ dos n valores das duas componentes (p) do campo magnético, e

β são os elementos do tensor de impedância a se estimar (ao tratar da componente x do campo elétrico tem-se Z_{xx} e Z_{xy} , ao tratar da componente y tem-se Z_{yx} e Z_{yy}). Os elementos de \mathbf{r} são erros desconhecidos.

A estimativa é feita a partir do dado no domínio da frequência (com a aplicação da transformada de Fourier), de forma que deve-se encontrar os valores para a função de transferência em questão. Para o tensor de impedância, considerando somente o caso real, tem-se que é necessário encontrar o valor para β que minimize a expressão:

$$\sum_{i=1}^n \rho(r_i) = \sum_{i=1}^n \rho \left(x_i - \sum_{j=1}^p U_{ij} \beta_j \right). \quad (4.40)$$

Como SUTARNO e VOZOFF (1989) abordam, para se alcançar uma invariância escalar na estimativa, determina-se um escalar s que é aplicado à expressão 4.40:

$$\sum_{i=1}^n \rho \left(\frac{r_i}{s} \right). \quad (4.41)$$

De modo que o mínimo da expressão 4.41 pode ser encontrado ao resolver o sistema de equações:

$$\sum_{i=1}^n \psi \left(\frac{r_i}{s} \right) U_{ij} = 0 \quad j = 1, \dots, p \quad (4.42)$$

onde $\psi(t) = \rho'(t)$, tal que $t = r_i/s$, é chamada de uma função de influência (SUTARNO e VOZOFF, 1989). Assim, definindo uma função peso:

$$W(t) = \frac{\psi(t)}{t}, \quad (4.43)$$

substituindo $\psi(t)$ obtido na equação 4.43 em 4.42, e realizando os devidos ajustes nos índices, pode-se obter a forma matricial:

$$\mathbf{U}^T \mathbf{W} \mathbf{U} \beta = \mathbf{U}^T \mathbf{W} \mathbf{x}, \quad (4.44)$$

em que \mathbf{W} é uma matriz diagonal. SUTARNO e VOZOFF (1989) ainda abordam que apesar da equação 4.44 apresentar a forma de uma regressão de mínimos quadrados ponderada (WLS), os pesos \mathbf{W}_i dependem do resíduo normalizado (r_i/s).

Nesse sentido, de modo que $\rho(t)$ é uma função de perda, como EGBERT e BOOKER (1986) abordam, no LS tem-se $\rho(t) = t^2/2$ e na minimização L_1 tem-se $\rho(t) = |t|$. Na estimativa robusta discutida em SUTARNO e VOZOFF (1989), por sua vez, usa-se um híbrido na forma (EGBERT e BOOKER, 1986; SUTARNO e VOZOFF, 1989):

$$\rho(t) = \begin{cases} t^2/2 & |t| < t_0 \\ t_0 |t| - t_0^2/2 & |t| \geq t_0 \end{cases} \quad (4.45)$$

em que $t_0 = 1.5$. Essa forma híbrida baseada numa função de densidade com um centro gaussiano e caudas Laplacianas (*Laplacian tails*), resulta na robustez do *M-estimator* (SUTARNO e VOZOFF, 1989). Na prática a solução é obtida de maneira iterativa aplicando menores pesos à *outliers*. E a função peso de Huber correspondente a 4.45 é dada por:

$$W(t) = \begin{cases} 1 & |t| \leq t_0 \\ t_0 |t| & |t| \geq t_0 \end{cases} \quad (4.46)$$

Vale ressaltar que a abordagem anterior considerou somente o caso real. Na abordagem completa, tem-se um dado complexo, de forma que a equação 4.44 toma a forma hermitiana (complexa conjugada). (EGBERT e BOOKER, 1986; SUTARNO e VOZOFF, 1989):

$$\mathbf{U}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{U} \beta = \mathbf{U}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{x}. \quad (4.47)$$

EMTF

Os códigos para processamento desenvolvidos por EGBERT e BOOKER (1986) são disponibilizados de forma livre e gratuita. O pacote de *scripts* utilizado neste estudo para facilitar a instalação do programa de processamento criado por EGBERT e BOOKER (1986) foi desenvolvido pelo professor Marcelo Banik de Pádua do INPE. Esse procedimento para o processamento dos dados será semelhante ao aplicado por BELTRAN (2019), uma vez que em ambos os dados foram adquiridos com o uso de equipamentos EMI.

A primeira etapa no processamento EMI é a conversão do formato .TS dos dados, que são os arquivos das séries temporais dos dados, para um formato binário (.bin) com o uso do programa de conversão ts2egb. Isso tem como objetivo a geração de arquivos de saída para cada faixa de frequência (TS1, TS2, TS3 e TS4) em um formato de entrada que o programa de processamento reconheça para, assim, poder obter as funções de transferência.

Com os arquivos convertidos, deve-se então realizar o processamento robusto desses dados. O *script* utilizado para tal é denominado processamentoZbin e é aplicado a cada arquivo .bin gerado. Nessa fase define-se o tamanho da janela que se deseja trabalhar para a análise espectral e como resultado do processamento, obtêm-se arquivos de saída no formato .zss, que contêm as funções de transferência.

Após o processamento dos dados, deve-se realizar a combinação das curvas obtidas para cada banda com diferentes janelamentos em cada estação. Com o obje-

tivo de gerar curvas suaves ao selecionar pontos em cada banda de frequência. Essa seleção foi feita através do programa WinGLink. Ao final dessa etapa, as frequências selecionadas em cada banda são armazenadas em um único arquivo .zss. Por fim, deve-se realizar uma conversão desse arquivos .zss para o formato padrão utilizado na comunidade científica em relação a dados MT, o formato EDI (*Electrical Data Interchange*).

4.1.4 Análise de dimensionalidade

A análise de dimensionalidade dos dados possibilita determinar a natureza das estruturas geológicas em subsuperfície. É uma importante ferramenta para auxiliar na interpretação e definição de que abordagem deverá ser utilizada na modelagem e inversão dos dados. Nesse sentido, dois fatores que auxiliam em tal análise são o tensor de fase e os invariantes de WAL.

O tensor de fase indica o grau de defasagem entre as componentes ortogonais xy e yx no tensor de impedância. Esse tensor complexo é dado por:

$$\Phi = \text{Re}(\mathbf{Z})^{-1} \text{Im}(\mathbf{Z}) = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} \quad (4.48)$$

O tensor de fase pode ser representado como uma elipse (Figura 4.3) que apresenta alguns aspectos inerentes ao tensor:

- Φ_{max} : valor máximo do tensor de fase, representa o eixo maior na elipse;
- Φ_{min} : valor mínimo do tensor de fase, representa o eixo menor na elipse;
- β : *skew* ou ângulo de enviesamento;
- α : ângulo complementar.

Os aspectos citados podem fornecer informações relativas às estruturas em subsuperfície, conforme descrito em CALDWELL *et al.* (2004). O *skew* é uma medida de assimetria devido a existência de estruturas tridimensionais em subsuperfície, ele mede em graus quanto um tensor de fase se afasta de respostas em uma ou duas dimensões. Desse modo, a análise de dimensionalidade é feita considerando esses aspectos da elipse. Em um caso 1D, tem-se uma forma próxima de um círculo, os eixos são aproximadamente iguais. No caso 2D, os eixos serão diferentes, com o eixo maior alinhado com o eixo de referência, de forma que $\beta = 0$. E em um meio 3D, o eixo maior está desalinhado com o eixo de referência, de forma que $\beta \neq 0$, o que revela um caráter tridimensional das estruturas em subsuperfície. A rotação do eixo maior da elipse nesse caso, para estruturas resistivas e condutivas, será, respectivamente, paralela e perpendicular à estrutura.

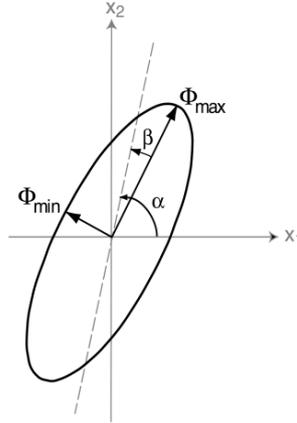


Figura 4.3: Representação gráfica do tensor de fase. A linha pontilhada indica o eixo de referência. Figura retirada de CALDWELL *et al.* (2004).

Em relação aos invariantes de WAL - uma avaliação dos invariantes rotacionais em que se observa quais combinações entre os elementos do tensor de impedância são invariantes com a rotação, tem-se 7 variáveis independentes entre si (I_1 a I_7) e uma variável dependente (Q) dos valores de todas as outras. As equações para os termos podem ser visitadas com mais detalhes em CHAVE e JONES (2012). CHAVE e JONES (2012) também apresentam uma abordagem para a relação que cada invariante possui com a dimensionalidade do meio:

- Os dois primeiros invariantes I_1 e I_2 não contêm nenhuma informação intrínseca sobre a dimensionalidade;
- I_3 e I_4 contêm informações sobre a força da anisotropia 2D, variando de 0 para um caso 1D para 1 num caso de anisotropia infinita;
- Os invariantes I_5 , I_6 e I_7 , estão relacionados à distorção galvânica, que é um fenômeno que ocorre devido ao acúmulo de cargas superficiais na interface de dois meios com diferentes resistividades. O *static shift* é um efeito disso, em que as curvas de resistividade são deslocadas por um fator constante, mas não conhecido, devido a estruturas rasas e heterogêneas em subsuperfície;
- Para dados livres de ruídos, ideais, em uma Terra 1D, I_3 e I_6 são 0 e I_7 é indefinido. Para dados de uma Terra 2D, I_5 e I_6 são 0 e I_7 é 0 ou indefinido;
- Os invariantes mais úteis para discernir a dimensionalidade são I_7 e Q . I_7 é diferente de 0 para o caso 3D e 0 para todos os outros. E Q é 0 para o caso 1D e diferente de 0 para todos os outros.

Neste estudo a análise de dimensionalidade dos dados será realizada com o uso do programa WALDIM (MARTÍ *et al.*, 2009), para análise com os invariantes de

WAL, e do pacote MTPy (KIRKBY *et al.*, 2019; KRIEGER e PEACOCK, 2014), para análise com o tensor de fase.

4.1.5 Inversão

A etapa final dos procedimentos que devem ser feitos nos dados adquiridos é a inversão. Uma vez que os dados estão processados e as devidas análises foram feitas, busca-se realizar a inversão tridimensional desses dados com o objetivo de se obter, no caso MT, um modelo de resistividades em subsuperfície. A inversão 3D é a mais desejável pois considera a Terra de forma mais representativa. O problema inverso magnetotelúrico genérico pode ser expresso na seguinte forma:

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \epsilon, \quad (4.49)$$

em que \mathbf{d} é o vetor dos dados, \mathbf{m} o vetor de parâmetros do modelo de condutividade da Terra, F é a função de parâmetros que descreve o problema direto, no caso magnetotelúrico tem-se um algoritmo que resolve as equações de Maxwell e ϵ é um vetor dos erros.

Um modelo de subsuperfície para o problema inverso magnetotelúrico pode ser encontrado inicialmente ao minimizar a seguinte função objetivo:

$$\Phi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})), \quad (4.50)$$

para o qual \mathbf{C}_d é a covariância dos erros dados. Tem-se na equação 4.50 uma representação para uma função objetivo em que são atribuídos pesos a partir da matriz de covariância. Entretanto, tal *data misfit function* ou função objetivo não se mostra interessante para se utilizar em um sistema subdeterminado, como é o caso do problema inverso magnetotelúrico, uma vez que se tem mais parâmetros desconhecidos do que observações. Sendo assim, deve-se introduzir um funcional estabilizador, que é dado por:

$$(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (4.51)$$

em que \mathbf{m}_0 é um modelo inicial e \mathbf{C}_m define a covariância do modelo. Assim, o termo 4.51 é somado à equação 4.50 com um fator multiplicador de Lagrange ou parâmetro de suavização λ :

$$\Phi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (4.52)$$

Desse modo, o ModEM, algoritmo proposto em EGBERT e KELBERT (2012) e

KELBERT *et al.* (2014) que foi utilizado neste estudo, realiza o processo iterativo de minimização da função objetivo 4.52 utilizando o método dos gradientes conjugados não lineares (*Nonlinear Conjugate Gradient* - NLCG) até a obtenção do modelo de resistividade tridimensional que melhor se ajusta aos dados. Tais procedimentos de inversão foram realizados no *cluster* do Observatório Nacional, visto o elevado custo computacional necessário para geração dos modelos.

4.2 O método gravimétrico

O método gravimétrico compõe o que se conhece como métodos potenciais na geofísica. Ele consiste na medida de variações do campo gravitacional da Terra como uma forma de se estimar as variações de densidade em subsuperfície. Mesmo assim, os métodos potenciais possuem limitações que resultam em ambiguidades. Nesse sentido, mostra-se interessante utilizar o método gravimétrico em conjunto com outros métodos geofísicos para interpretações mais robustas.

Sendo assim, esta seção busca abordar pontos relacionados ao método gravimétrico, tais como aspectos teóricos, as principais reduções aplicadas, a aquisição e o processamento desses dados.

4.2.1 Fundamentação teórica

Ao tratar do caso gravimétrico, tem-se o potencial newtoniano. Desse modo, pela Lei da Gravitação proposta por Newton, sabe-se que a força da gravidade \mathbf{F} entre duas partículas de massas m_1 e m_2 é expressa por

$$\mathbf{F} = \gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{\mathbf{r}}, \quad (4.53)$$

em que γ é a constante universal da gravidade (no SI $6.672 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$), $\hat{\mathbf{r}}$ o vetor unitário direcionado de m_2 para m_1 e r é a distância entre as partículas.

Nesse sentido, a aceleração de m_2 devido a presença de m_1 é encontrada ao considerar m_2 uma partícula teste, obtendo assim a atração gravitacional \mathbf{g} produzida por m_1 num ponto de observação P:

$$\mathbf{g}(P) = -\gamma \frac{m_1}{r^2} \hat{\mathbf{r}}. \quad (4.54)$$

O sinal negativo é uma convenção (BLAKELY, 1995). Como a atração gravitacional é um campo conservativo pode-se representá-lo como o gradiente de um potencial escalar:

$$\mathbf{g}(P) = \nabla U(P), \quad (4.55)$$

em que U é o potencial gravitacional ou Newtoniano:

$$U(P) = \gamma \frac{m_1}{r}. \quad (4.56)$$

No âmbito do potencial gravitacional, pode-se interpretar a equação de Laplace ($\nabla^2\phi = 0$), importante relação para teoria do potencial e nas ciências físicas, como a descrição do potencial em uma região livre de massa, fontes. Entretanto, isso se mostra um caso especial de uma relação mais geral que é a equação de Poisson:

$$\nabla^2 U(P) = -4\pi\gamma\rho(P), \quad (4.57)$$

onde ρ é a distribuição de densidade num ponto P (BLAKELY, 1995). Ela descreve o potencial para regiões livres de fontes e para regiões dentro de fontes ou distribuições de massa. Como pode ser visto em TELFORD *et al.* (1990), essa relação implica que várias distribuições de massa podem produzir o mesmo campo potencial sobre uma superfície, o que leva a ambiguidade inerente a interpretação gravimétrica. Isso remete à terceira identidade de Green (que compõe as três identidades de Green e revelam importantes consequências do potencial) (BLAKELY, 1995) que desvela justamente a não unicidade inerente ao potencial.

4.2.2 Aquisição

Dados gravimétricos podem ser adquiridos de forma terrestre, aérea ou marítima. Também é possível se obter medições satelitais de dados potenciais. Mas o foco deste trabalho está na aquisição terrestre de dados gravimétricos, uma vez que é o tipo de dado que foi utilizado neste trabalho.

Um entendimento do princípio da aquisição gravimétrica pode ser obtido a partir do que é mostrado em BLAKELY (1995), com a Lei de Gauss para campos gravitacionais. É reportado que a massa total de uma região é proporcional a componente normal da atração gravitacional integrando sobre um limite fechado da região. O exemplo proposto em BLAKELY (1995) pode ser visto na Figura 4.4.

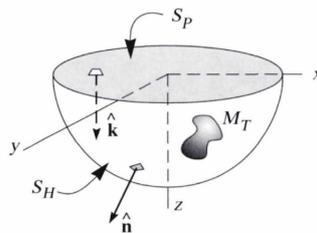


Figura 4.4: Lei de Gauss para campos gravitacionais. Exemplo e imagem extraídos de BLAKELY (1995).

No caso, tem-se um exemplo em que em que é estimado o excesso de massa total sob uma superfície (S_p) em que o componente normal da gravidade, no caso g_z , é conhecido. Sendo assim, é possível obter a seguinte relação:

$$\int_{S_p} g_z dS = 2\pi\gamma M_T. \quad (4.58)$$

A equação 4.58 mostra de certa maneira o princípio por trás da aquisição gravimétrica, uma vez que ela fornece uma forma de obter o excesso de massa que causa uma anomalia, a partir do conhecimento da componente normal à superfície de aquisição. Isso é o que muitos gravímetros fazem, obtêm uma medida relativa ou absoluta da componente vertical da gravidade em subsuperfície. Entretanto, essa estimativa só será desejável se for possível separar o campo da massa anômala de todas as outras fontes gravitacionais, o que abre espaço para algumas questões limitantes relevantes sobre a relação descrita.

Primeiro, tem-se a limitação da descrição analítica em que considera a integração sobre uma superfície infinita. No caso real isso será impossível, assim como a obtenção de medidas contínuas de gravidade. Para contornar isso mostra-se válido realizar levantamentos que abrangem áreas além da região de interesse e com o uso de espaçamentos adequados para o que se deseja investigar. Outro ponto, é justamente a questão da separação do que é a anomalia de interesse e do que é o efeito de corpos regionais, uma vez que não há fontes isoladas na natureza. Logo, deve-se considerar cautelosamente a separação do que é regional e residual.

Normalmente são utilizados gravímetros que registram a componente vertical do campo gravimétrico e que fornecem medidas relativas. Sendo assim, mostra-se necessário associar a medida relativa a bases em que o valor da gravidade já é conhecido, para assim obter a gravidade de fato das estações adquiridas durante o levantamento. A medição na base deve ser feita sempre antes e após o levantamento. Isso também é importante na consideração do efeito de deriva instrumental dos gravímetros, que devem ser corrigidos.

Outro importante fator na aquisição gravimétrica está na medição altimétrica. É de extrema importância obter valores com uma boa precisão de altitude uma vez que eles são essenciais nas reduções aplicadas aos dados obtidos. É comum utilizar algum tipo de GPS diferencial para isso, visto a alta precisão que podem alcançar. Vale ressaltar, também, que as medições geométricas obtidas pelo GPS devem ser convertidas para altitudes ortométricas, estas definidas em relação a um modelo geoidal. O geoide é a superfície equipotencial ao nível do mar e é a referência para as altitudes trabalhadas no método gravimétrico, uma vez que apresenta uma forma irregular que considera as variações gravitacionais em determinados pontos da Terra.

Os dados aqui trabalhados foram cedidos pelo BNDG - Banco Nacional de Dados

Gravimétricos. Tem-se um total de 3155 estações gravimétricas. É possível observar sua localização e distribuição na região de estudo na Figura 4.5.

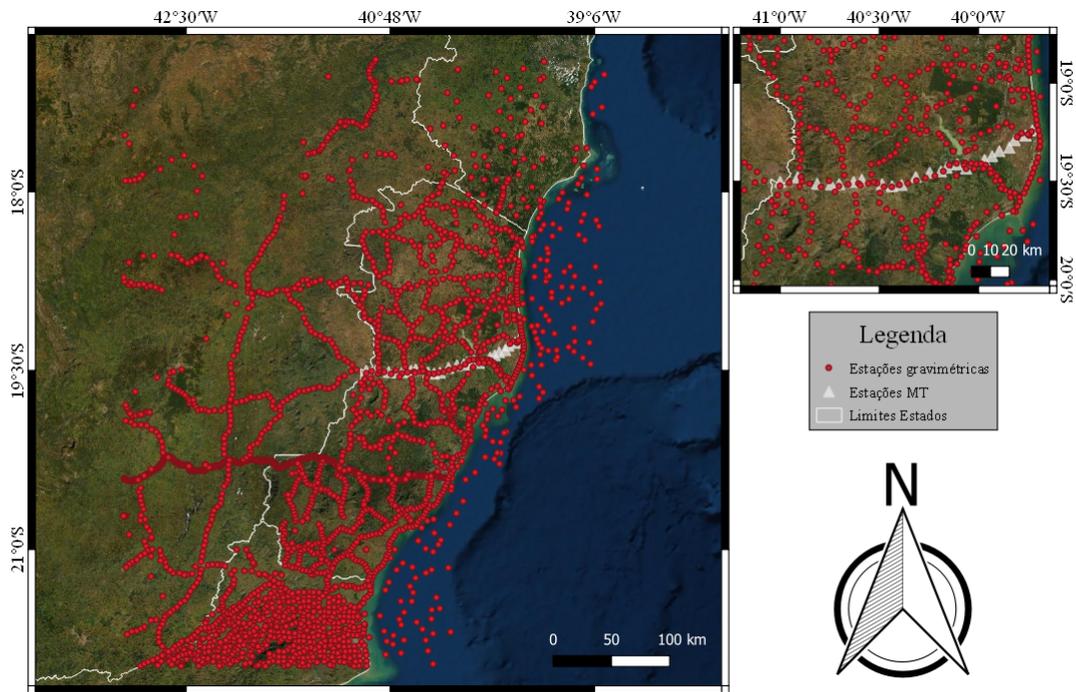


Figura 4.5: Dados gravimétricos terrestres fornecidos pelo BNDG.

4.2.3 Reduções

Um passo essencial no método gravimétrico é separação ou remoção de diversos efeitos que influenciam e contribuem na medida. Por uma perspectiva, pode-se dizer que as contribuições em subsuperfície que não são dos corpos ou zona de interesse são ruídos coerentes que precisam ser removidos. Sendo assim, descreve-se aqui as principais reduções gravimétricas.

Gravidade Teórica ou Normal

Um primeiro efeito a ser considerado é o do elipsoide de referência, que consiste em uma superfície equipotencial de uma Terra uniforme e é obtido a partir de modelos matemáticos. Uma vez calculada a contribuição do elipsoide de referência se subtrai esse valor da medida gravimétrica. A gravidade teórica referente ao elipsoide WGS 84 é obtida através da equação de *Somigliana*:

$$g_0 = g_e \left(\frac{1 + k \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \lambda}} \right). \quad (4.59)$$

De modo que g_0 é a gravidade teórica, g_e a gravidade teórica no equador, $k = \frac{bg_p}{ag_e} - 1$, que é uma razão entre a gravidade teórica nos polos (g_p) vezes o semi-eixo maior do elipsoide e a gravidade teórica no equador (g_e) vezes o semi-eixo menor do elipsoide, e é a primeira excentricidade elipsoidal, λ corresponde à latitude geodésica (NIMA, 2000).

Ar Livre

Também conhecida como *free-air*, esta redução considera as variações de distância entre a elevação das medidas e a superfície de referência (*datum*) utilizada, como o geoide. Vale ressaltar que esta correção só considera a distância e não a massa existente entre as estações e o *datum*. É dada por:

$$g_{fa} = -0.3086 H \quad (mGal), \quad (4.60)$$

de modo que g_{fa} é a correção de ar livre e H é a altura acima do nível do mar, ou altitude ortométrica, em relação ao geoide.

Bouguer

Como destacado, a redução de ar livre não considera as massas entre a estação e a superfície de referência, o geoide. A redução que considera esse efeito é a Bouguer, dada por:

$$g_b = 2\pi\gamma\rho H = 0.1119 H \quad (mGal), \quad (4.61)$$

em que o fator numérico da equação é obtido a partir da densidade média crustal, $2670 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (BLAKELY, 1995).

Correção de terreno

Apesar da redução Bouguer considerar o efeito das massas entre a estação e o *datum*, a mesma não considera os efeitos das massas adjacentes às estações, devido à topografia. Para isso, tem-se a correção de terreno que tem como finalidade remover o efeito de corpos vizinhos nas medidas.

Existem diversas forma de calcular e reduzir esse efeito dos dados. Historicamente isso foi feito por meio de seções cilíndricas e projeções horizontais. Hoje, o processo é feito por meio de algoritmos computacionais, em que a partir de modelos digitais de terreno (*Digital Elevation Model-DEM*) é possível reduzir esse efeito do dado.

Quando considerada a correção de terreno após as correções anteriormente citadas, tem-se o que também é chamado de correção Bouguer completa. A correção

Bouguer sem a remoção do efeito de terreno é conhecida como correção Bouguer simples.

Correção de maré

Não só o efeito da atração gravitacional da Terra é registrado pelo gravímetro. Os efeitos, principalmente, da Lua e do Sol contribuem na medida adquirida em campo. Esse fenômeno, periódico, com maior magnitude em latitudes mais baixas, é conhecido como efeito de maré. Sendo assim, é interessante considerar tais contribuições na redução gravimétrica a fim de se obter resultados mais precisos.

4.3 O método magnetométrico

O método magnético junto com o gravimétrico compõem o que se conhece como métodos potenciais. Sendo assim, apresentam semelhanças. Mas o método magnético se mostra mais complexo em sua formulação ao lidar com a natureza dipolar do campo magnético, uma vez que no caso do gravimétrico se lida com uma natureza de campo monopolar. Assim como o método gravimétrico, tem-se a limitação inerente relacionada a não-unicidade da interpretação.

Nesta seção são abordados aspectos relacionados ao método magnetométrico, tais como sua fundamentação teórica e principais reduções aplicadas.

4.3.1 Fundamentação teórica

No sentido do que foi visto para o método gravimétrico, tem-se agora a atração magnética mútua para dois pequenos *loops* de corrente, I_a e I_b . De modo que a força atuante em um pequeno elemento $d\mathbf{l}_a$ do *loop a* causada pela corrente elétrica do elemento $d\mathbf{l}_b$ do segundo *loop* é dada pela força de Lorentz (BLAKELY, 1995):

$$d\mathbf{f}_a = C_m I_a I_b \frac{d\mathbf{l}_a \times (d\mathbf{l}_b \times \hat{\mathbf{r}})}{r^2}. \quad (4.62)$$

No caso, C_m corresponde a constante de proporcionalidade, análoga a constante gravitacional de Newton. No SI $C_m = \frac{\mu_0}{4\pi} = 10^{-7} \text{henry} \cdot \text{m}^{-1}$, em que μ_0 é a permeabilidade magnética do espaço livre. Considerando, assim como no caso gravimétrico com a massa teste, faz-se um *loop* teste e defini-se o vetor \mathbf{B} :

$$d\mathbf{B}_b = C_m I_b \frac{d\mathbf{l}_b \times \hat{\mathbf{r}}}{r^2}, \quad (4.63)$$

tal que

$$d\mathbf{f}_a = I_a d\mathbf{l}_a \times d\mathbf{B}_b. \quad (4.64)$$

Isso descreve uma forma derivativa da equação de Lorentz em que a força atuante sobre uma carga Q se move com velocidade \mathbf{v} através do campo magnético, $\mathbf{F} = Q(\mathbf{V} \times \mathbf{B})$. A integração de 4.63 sobre a linha do *loop* leva a lei de Biot-Savart:

$$\mathbf{B} = C_m I_b \oint \frac{d\mathbf{l}_b \times \hat{\mathbf{r}}}{r^2}. \quad (4.65)$$

O vetor \mathbf{B} se chama indução magnética, fluxo de densidade magnética ou campo magnético de um *loop* de corrente, neste caso (BLAKELY, 1995). Na geofísica utiliza-se a unidade *nanotesla* (nT) para expressar \mathbf{B} .

Novamente em paralelo com o método gravimétrico, pode-se expressar \mathbf{B} como o gradiente de um potencial escalar V se \mathbf{B} é um campo potencial na ausência de correntes:

$$\mathbf{B} = -\nabla V. \quad (4.66)$$

Dessa forma, tem-se o potencial escalar devido a um momento de dipolo \mathbf{m} . Esse potencial pode ser derivado de duas formas, como pode ser visto em BLAKELY (1995): a partir de dois *loops* de corrente e a partir da aproximação simplificadora de dois monopolos magnéticos. Desse modo, chega-se ao resultado:

$$V(P) = -C_m \mathbf{m} \cdot \nabla_P \frac{1}{r}, \quad (4.67)$$

em que \mathbf{m} é o momento de dipolo e r a distância ao ponto de observação P . Sendo assim, pode-se representar a equação 4.66 como a indução magnética de um dipolo em pontos diferentes do próprio dipolo:

$$\mathbf{B} = C_m \frac{m}{r^3} [3(\hat{\mathbf{m}} \cdot \hat{\mathbf{r}})\hat{\mathbf{r}} - \hat{\mathbf{m}}] \quad r \neq 0. \quad (4.68)$$

Entretanto, ao considerar a indução magnética em um volume de material, define-se o conceito de magnetização \mathbf{M} , que nada mais é do que a soma vetorial de todos momentos de dipolo individuais \mathbf{m}_i dividido pelo volume V do material

$$\mathbf{M} = \frac{1}{V} \sum_i \mathbf{m}_i. \quad (4.69)$$

Essa relação generaliza a equação 4.67 e conseqüentemente a 4.66, já que agora se tem a magnetização no lugar do momento de dipolo e uma integral de volume para o efeito total num ponto P devido a região delimitada pelo material. De modo que Q é a posição do elemento infinitesimal dv . Assim,

$$\mathbf{B}(P) = -\nabla_P V(P) = -C_m \nabla_P \int_R \mathbf{M} \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv. \quad (4.70)$$

Vale citar o conceito de intensidade do campo magnético \mathbf{H} , que se relaciona com a indução magnética na forma:

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{B}}{\mu_0} - \mathbf{M}. \quad (4.71)$$

De acordo com BLAKELY (1995), há pouco ganho na distinção entre \mathbf{B} e \mathbf{H} na maioria das medições geofísicas do campo magnético terrestre, uma vez que são feitas em ambientes praticamente livres de materiais magnéticos. Mas mostra-se interessante citar tal característica e distinção teórica.

Outros conceitos importantes estão na permeabilidade magnética e susceptibilidade. Para campos magnéticos de baixa amplitude, como é o caso do campo magnético terrestre, a magnetização induzida é proporcional em magnitude e paralela (ou anti-paralela) em direção ao campo externo, tal que

$$\mathbf{M} = \chi\mathbf{H}. \quad (4.72)$$

A constante de proporcionalidade χ é a susceptibilidade magnética que diz o quanto um material é suscetível a adquirir um componente de magnetização na presença de um campo externo. A susceptibilidade magnética é propriedade física fundamental do método magnético. Já a permeabilidade magnética μ é dada pela relação observada na equação 4.5. Assim, unindo os dois conceitos se obtém

$$\mu = \mu_0(1 + \chi). \quad (4.73)$$

Tipos de magnetização

Um tópico essencial ao método magnético está relacionado ao tipo de magnetização dos materiais ou rochas. A magnetização adquirida devido a aplicação de um campo externo pode ser dividida em diamagnética, paramagnética, ferromagnética, antiferromagnética e ferrimagnética (BLAKELY, 1995; TELFORD *et al.*, 1990). Sendo a magnetização ferromagnética de grande importância em estudos geomagnéticos, visto a intensidade da magnetização espontânea.

Entretanto, há também a chamada magnetização remanente. Ela consiste na magnetização retida na rocha mesmo na ausência de um campo magnético externo. Essa magnetização pode ser adquirida de diversas formas, vide BLAKELY (1995); TELFORD *et al.* (1990). Sendo assim, em estudos geofísicos, costuma-se considerar a magnetização total uma soma entre as magnetizações induzida (\mathbf{M}_i) e remanente (\mathbf{M}_r):

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r. \quad (4.74)$$

Natureza do campo geomagnético

Alguns aspectos relacionados ao campo geomagnético terrestre de relevância à geofísica de exploração são válidos de destaque, visto sua importância nas reduções nos dados magnéticos. Assim, pode-se separá-lo em três partes:

- O campo principal: com variação lenta e de origem interna;
- O campo externo: de rápida variação e origem externa à Terra;
- As anomalias magnéticas locais: variações espaciais do campo principal que são normalmente menores que ele e aproximadamente constantes em tempo e lugar. São causadas por anomalias magnéticas locais superficiais da crosta terrestre. Essas são o objeto de interesse na prospecção magnética.

4.3.2 Aquisição

A aquisição magnética pode ser feita de maneira terrestre, aérea ou marítima. Usa-se magnetômetros de precessão de prótons que medem o campo total ou magnetômetros do tipo *fluxgate* que medem a componente vertical do campo (TELFORD *et al.*, 1990). No caso dos aerolevantamentos, a forma de aquisição dos dados deste trabalho, eles são realizados com magnetômetros mais sensíveis e sofisticados para medições do campo total. As medidas são feitas a partir de dois tipos de linhas de voo: linhas de produção e de controle. A primeira, consiste em linhas espaçadas paralelamente que cobrem a região de estudo, a segunda consiste em linhas perpendiculares às de produção com a finalidade de amarrar os dados adquiridos, de modo que se pode realizar correções de nivelamento dos dados. Os dados foram adquiridos pela CPRM e estão disponíveis de maneira pública. A aquisição foi realizada seguindo os devidos procedimentos para aerolevantamentos.

4.3.3 Reduções

Uma vez adquiridos os dados magnéticos, revela-se necessário realizar alguns tratamentos de maneira análoga ao método gravimétrico. Mesmo assim, o dado magnético mostra-se mais simples de ser tratado do que o dado gravimétrico. Basicamente, deve-se aplicar duas reduções, associadas às influências magnéticas que não são de interesse no dado: a variação diurna e o IGRF. As outras correções, como o erro de paralaxe e o nivelamento, surgem devido ao procedimento de aquisição aéreo do dado, como é o caso aqui.

Variação diurna

Como visto na discussão do método MT, tem-se o fenômeno resultante da interação entre a magnetosfera e os ventos solares que funciona como uma das fontes do sinal magnetotelúrico. Por outro lado, no caso do método magnético, tem-se esse efeito como uma fonte de ruído para o dado magnético, uma vez que essas variações no campo são indesejáveis durante a aquisição.

Para contornar tal efeito, usa-se filtros de passa baixa e magnetômetros base para registrar as variações na medida de modo que, assim, possa-se remover tais variações dos magnetômetros móveis.

IGRF

Os magnetômetros em levantamentos aeromagnetométricos comumente são do tipo que registram o campo total. Ou seja, registram a magnitude do campo magnético total sem considerar a direção vetorial. Sendo assim, o que se deseja obter inicialmente para análises geofísicas é a anomalia do campo total, obtida através das medidas de campo total subtraídas da magnitude de um campo regional conveniente, normalmente o modelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) apropriado para a data do levantamento. Isso pode ser representado na forma:

$$\Delta T = |\mathbf{T}| - |\mathbf{F}|, \quad (4.75)$$

onde ΔT é a anomalia do campo total, \mathbf{T} é o campo total em qualquer ponto e \mathbf{F} é o campo regional no mesmo ponto (BLAKELY, 1995).

Erro de paralaxe

Utilizada para levantamentos aéreos, o erro de paralaxe consiste na diferença entre os tempos de medição do magnetômetro e altímetro com o sistema de posicionamento. O erro é determinado ao se comparar duas linhas de voo em diferentes sentidos que passam sobre uma mesma anomalia magnética conhecida. A correção é dada por:

$$F_e = F_r - I_p, \quad (4.76)$$

em que F_e é a fiducial corrigida de paralaxe, F_r a fiducial para leitura registrada e I_p a paralaxe instrumental.

Nivelamento

Consiste em obter a discrepância entre as leituras nos pontos em que as linhas de produção e controle se cruzam. E assim, reduz-se os erros entre as medições das

linhas. Caso os erros persistam, técnicas de filtragem e mais rigorosas de nivelamento são aplicadas. Também vale citar o micronivelamento, que busca remover qualquer erro residual aparente nos dados mesmo após os procedimentos de correção, como o próprio nivelamento.

4.4 Processamento de dados potenciais

O processamento dos dados potenciais, tanto gravimétricos quanto magnéticos, busca visualizar, ressaltar, realçar e analisar as anomalias de interesse na região de estudo. Para isso são aplicadas diversas técnicas. O primeiro passo, pode-se dizer, é realizar uma interpolação apropriada ao dado. Feito isso, passa-se para o importante problema da separação regional-residual. E assim, busca-se em seguida aplicar filtragens e transformações que forneçam resultados relevantes para análise do objeto de estudo. Sendo assim, aborda-se aqui, brevemente, alguns aspectos relacionados ao processamento de dados potenciais.

4.4.1 Interpolação

Uma vez realizadas as reduções dos dados, busca-se visualizá-los em um *grid*, uma malha regular. Para isso, deve-se interpolar o dado adquirido. Existem diversas técnicas e algoritmos para realizar a interpolação dos dados, como a linear, mínima curvatura, krigagem e *nearest-neighbor*. Após a definição do método a ser aplicado, e a execução do mesmo, parte-se para a etapa de separação regional-residual.

4.4.2 Separação regional-residual

Essa relevante etapa do processamento, remete ao que foi visto em relação a Lei de Gauss para campos gravimétricos. Como observado, surge um problema inerente à aquisição gravimétrica que é a dificuldade (ou até mesmo impossibilidade) de se obter uma anomalia que corresponda a um corpo isolado, uma vez que não há fontes isoladas na natureza. Por isso, mostra-se necessário realizar esta etapa que busca obter uma melhor aproximação do que seria o efeito isolado do corpo de interesse.

Pode-se citar duas formas comumente utilizadas para realizar tal procedimento. A primeira, a partir de ajustes polinomiais com o uso de diferentes algoritmos. A segunda, a partir da suavização da anomalia para obtenção de um regional com o uso da ferramenta de continuação para cima. Uma vez obtidos os campo regionais com um ajuste de uma superfície ou com uma suavização, este campo é subtraído do campo total para, assim, se obter o campo residual.

No fim, o problema da separação regional-residual se mostra algo subjetivo, visto que a definição do regional se mostra mais um problema de escala (BLAKELY, 1995;

TELFORD *et al.*, 1990). Assim, cabe ao interprete escolher qual resultado se mostra mais satisfatório para a região e o objetivo em questão.

4.4.3 Filtros e transformações

As transformações e filtragens servem para realçar aspectos do dado de interesse para a interpretação. Aqui são apresentados os fundamentos de alguns desses procedimentos e que foram aplicados nos dados deste trabalho.

Continuação para cima

O conceito desta transformação, conhecida como continuação para cima, vem das consequências decorrentes da terceira identidade de Green. Uma vez que é possível representar um campo potencial em qualquer ponto de uma região a partir do comportamento do campo em uma superfície delimitando essa região, de modo que não é necessário possuir conhecimento sobre as fontes do campo exceto que nenhuma deve estar localizada nessa região (BLAKELY, 1995). Nesse sentido a continuação para cima transforma o campo potencial medido em uma superfície para o campo que seria medido em outra superfície mais distante das fontes (BLAKELY, 1995). Esse procedimento tende a suavizar o dado, de maneira que os efeitos de fontes rasas são minimizados e os de fontes profundas realçados.

O campo continuado para cima, com o uso da transformada de Fourier, $\mathcal{F}[U_u]$ é dado por:

$$\mathcal{F}[U_u] = \mathcal{F}[U]\mathcal{F}[\psi_u], \quad (4.77)$$

onde $\mathcal{F}[U]$ é a transformada de Fourier para o campo original e $\mathcal{F}[\psi_u] = e^{-\Delta z|k|}$ tal que $\Delta z > 0$ (k é o número de onda e Δz é a distância da continuação para cima).

Derivadas direcionais

No domínio de Fourier, as derivadas direcionais são dadas por:

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial x^n} \right] = (ik_x)^n \mathcal{F}[\phi], \quad (4.78)$$

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial y^n} \right] = (ik_y)^n \mathcal{F}[\phi], \quad (4.79)$$

$$\mathcal{F} \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial z^n} \right] = |k|^n \mathcal{F}[\phi], \quad (4.80)$$

em que ϕ é o campo e n é a ordem da derivação. As derivadas permitem realçar anomalias em direções específicas x ou y ou realçar suas bordas com o uso da derivada vertical. A partir das derivadas direcionais é possível obter diversas outras relações

para análise dos dados potenciais.

Gradiente total

Também conhecido como amplitude do sinal analítico 3D, permite uma forma de delimitação de bordas, particularmente quando as fontes de interesse são rasas ou muito regionais, a latitude magnética é baixa e a magnetização remanente é significativa, mas seus parâmetros são desconhecidos, sendo assim, é um método que pode complementar outras técnicas como o gradiente horizontal e a redução ao polo (RTP - *reduction to the pole*) (LI, 2006).

O sinal analítico para o caso tridimensional é dado por (BLAKELY, 1995):

$$\mathbf{A}(x, y, z) = \frac{\partial \Delta T}{\partial x} \hat{\mathbf{i}} + \frac{\partial \Delta T}{\partial y} \hat{\mathbf{j}} + i \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \hat{\mathbf{k}} \quad (4.81)$$

assim, a amplitude do sinal analítico é dada por:

$$|\mathbf{A}(x, y, z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2}. \quad (4.82)$$

Capítulo 5

Processamentos e análise de dimensionalidade dos dados MT

Os dados MT das 23 estações foram processados em sua completude com o uso dos códigos de processamento do EGBERT e BOOKER (1986). Dessa forma, este capítulo apresenta e discute o resultado do processamento dos dados MT, os resultados obtidos com a análise de dimensionalidade das estações processadas pelo EMTF e o resultado do processamento dos dados gravimétricos e magnetométricos.

5.1 Processamento MT

O primeiro passo para o processamento das 23 estações com o uso do programa EMTF, foi a conversão dos arquivos das séries temporais adquiridas pelos equipamentos EMI para um formato reconhecível pelo programa. Para isso, utilizou-se o comando: `emi2egb`.

Vale destacar que a maior parte das séries temporais foi convertida com êxito. Entretanto, as séries TS1 das estações 11, 13, 15, 16, 17, 22, 23 e 24 apresentaram problemas e não puderam ser convertidas por esse método. Como alternativa, as TS1 não convertidas foram processadas com o WinGLink e, posteriormente, combinadas com as curvas obtidas para as outras bandas processadas pelo EMTF de suas estações correspondentes.

Após a conversão das séries temporais os dados foram processados através do comando `processamentoZbin`, que a partir do fornecimento de um arquivo `txt` de parâmetros para o janelamento das séries realiza o procedimento principal do processamento para obtenção dos tensores de impedância, do *Tipper*, da resistividade e da fase.

Feito o processamento, os dados foram analisados estação por estação para escolha dos arquivos que apresentaram as curvas mais coerentes entre si. Com os

dados trabalhados, o processamento gerou resultados para os janelamentos de 64, 128 e 1024, em que os melhores resultados mostraram-se em 128. Após a escolha dos arquivos, fez-se a seleção dos melhores pontos de cada arquivo com o uso do comando `tojones` para combiná-los em uma única curva que abrange o maior intervalo de período possível com o dado.

Os mesmos procedimentos de escolha dos pontos foram feitos para os dados em que a banda TS1 foi processada pelo WinGLink. O procedimento de processamento pelo WinGLink, chamado *Cascade Decimation* é direto. Basta selecionar o tipo de dado, a(s) banda(s) que se deseja processar e alguns parâmetros do processamento, como o tipo de peso utilizado, o *threshold* para o processamento robusto, a porcentagem máxima de dado para descarte e o tipo de maximização robusta. Para cada um desses parâmetros se utilizou, respectivamente, *Rho Variance*, 0.85, 0.35, *MCOH local E - local H*. Os resultados do processamento para cada estação podem ser observados no **Apêndice A**.

Em relação às estimativas obtidas, verifica-se que algumas estações apresentaram curvas de resistividade não muito suaves, como é o caso, principalmente, das estações ES02, ES05, ES06, ES08. Entretanto, também se obteve curvas de resistividades mais suaves, sendo a maior representante a ES15. É desejável a obtenção de curvas suaves uma vez que isso é previsto na definição do método MT SIMPSON e BAHR (2005).

É possível verificar que há uma tendência de menores resistividades nos dados das estações ES00 a ES10. Isso, pode ser atribuído ao efeito de costa no dado e também por se tratar de uma zona sedimentar. Como pode-se observar na figura 3.2, essas estações se encontram numa zona interior à bacia do Espírito Santo e, conseqüentemente, mais próxima à costa. Assim, com o efeito de costa que gera flutuações nas medições realizadas devido ao forte condutor que é o oceano e por se tratar de uma zona mais sedimentar, a resistividade aparente mostra-se menor do que se observa nas zonas cristalinas exteriores ou adjacentes à bacia, onde a resistividade tende a ser maior. O que pode ser observado nas estações mais afastadas da costa.

Os resultados obtidos também revelaram distorções causadas por heterogeneidades (ex: ES11 e ES23). O que também foi observado por COSTA (2005), o *Static Shift* é um efeito de distorção galvânica causado pelo acúmulo de cargas em interfaces irregulares de superfícies locais (COSTA, 2005) que causa um deslocamento vertical constante entre as curvas de resistividade aparente XY e YX. COSTA (2005) removeu esse efeito do dado para assim realizar a inversão bidimensional do mesmo, o que é um passo importante para a metodologia então empregada. Entretanto, como no presente trabalho foi realizada a inversão tridimensional, para contornar este efeito se definiu na modelagem dos dados uma malha com camadas superficiais

mais refinadas. Desse modo, com o procedimento iterativo da inversão as respostas do modelo são ajustadas para que se associem aos efeitos do *Static Shift* observado nos dados reais.

Outro fator a se destacar, é o *Tipper*. Apesar de estações como a ES15 apresentarem uma tendência para ele, muitos dados apresentaram resultados dispersos nas curvas. Desse modo, decidiu-se não utilizá-lo para análises e no procedimento de inversão dos dados.

Assim, como algumas estações apresentaram curvas dispersas e pouco suaves, mostrou-se necessário realizar um tratamento e suavização posterior dos dados obtidos. Isso foi feito com o uso do *Rhoplus* e *WinGLink*.

Suavização das curvas: *Rhoplus* e *WinGLink*

Como discutido anteriormente, ficou evidente a necessidade de aplicar um tratamento para as curvas obtidas pelo processamento dos dados MT então utilizados. Para tal, utilizou-se de dois métodos para suavização: os programas *Rho+* e *WinGLink*.

O *Rho+* permite a partir das curvas de fase obter a recomposição das curvas de resistividade aparente, com a possibilidade de retirar pontos destoantes de uma provável tendência das curvas. O algoritmo foi desenvolvido para tratar casos unidimensionais, mas pode ser usado em casos bidimensionais. Já o *WinGLink* permite, neste caso, realizar algumas formas de suavização das curvas, além de também possibilitar a retirada e edição de pontos indesejáveis. Sendo assim, a combinação desses procedimentos foi realizada nos dados obtidos. Pontos das curvas de resistividade e fase das componentes XY e YX foram tratados com o uso do *Rho+* e após isto, fez-se uma suavização geral das curvas (componentes do tensor de impedância e fase) com o uso do *WinGLink* do tipo numérica e com fator 5. O comparativo entre antes e após a suavização pode ser visto no **Apêndice B**.

5.2 Análise de dimensionalidade

Como foi visto e discutido anteriormente, a análise de dimensionalidade permite observar como é o comportamento das estruturas em subsuperfície. Ou seja, se os dados obtidos apresentam-se predominantemente num contexto 1D, 2D, 3D ou combinações entre os anteriores. As análises foram realizadas nos dados inicialmente obtidos pelo processamento EMTF, sem tratamentos posteriores.

5.2.1 WALDIM

A primeira análise de dimensionalidade feita foi a aplicação do código WALDIM, que faz uso dos invariantes de WAL para obter a dimensionalidade do meio (Figura 5.1). A análise identificou um total de 849 períodos a partir de 23 arquivos EDI, de forma que 321 são casos indeterminados, 5 casos 1D, 24 casos 2D, 35 casos 3D/2Dtwist, 58 casos 3D/2D, 369 casos 3D, 0 casos 3D/2Ddiag e 37 casos 3D/1D2D.

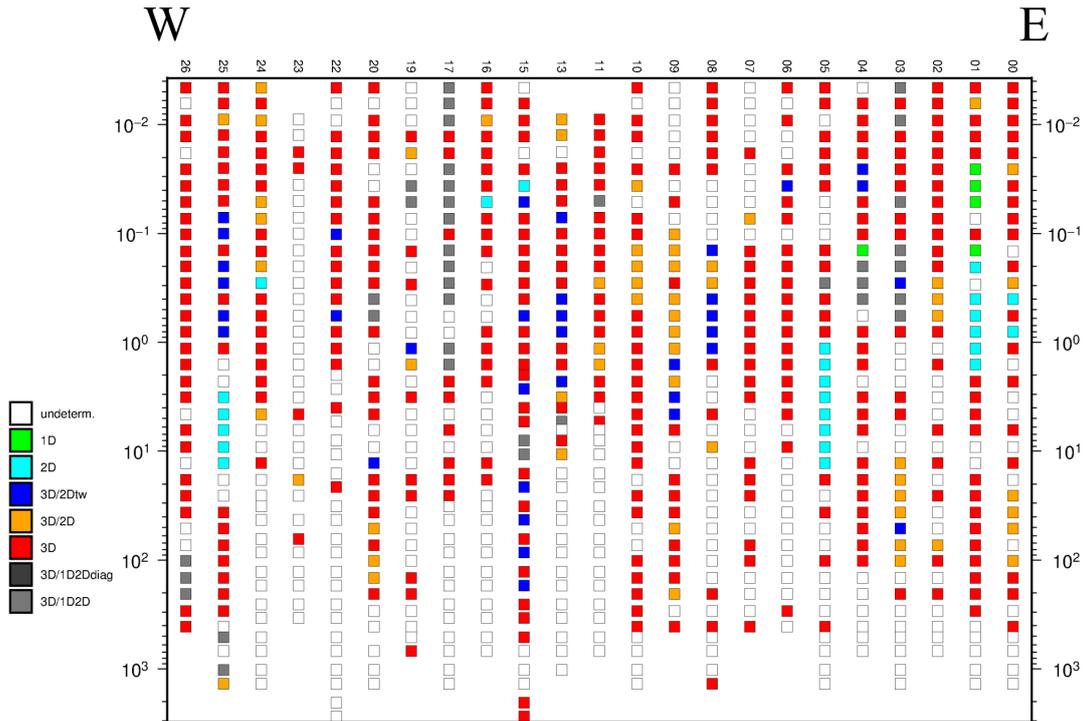


Figura 5.1: Pseudoseção da dimensionalidade do meio com o uso do código WALDIM, que faz uso dos invariantes de WAL.

Desso modo, observa-se uma forte tendência tridimensional nos dados. Desconsiderando os períodos indeterminados, cerca de 95% dos períodos apresentam algum comportamento 3D. Isso fortalece o objetivo deste trabalho, que é a geração de modelos de resistividade tridimensionais. Uma vez que tal abordagem mostra-se coerente com o que é observado nesta análise.

5.2.2 Tensor de fase

A análise de dimensionalidade pelo tensor de fase foi feita com o uso do pacote Python, MTpy (KIRKBY *et al.*, 2019; KRIEGER e PEACOCK, 2014) nos dados obtidos pelo processamento MT, sem tratamentos posteriores. O resultado está ilustrado na Figura 5.2.

A Figura 5.2 apresenta duas pseudoseções. Uma para o β -skew (a) e outra para o ϕ_{min} (b). O skew fornece informações acerca da dimensionalidade, de modo que

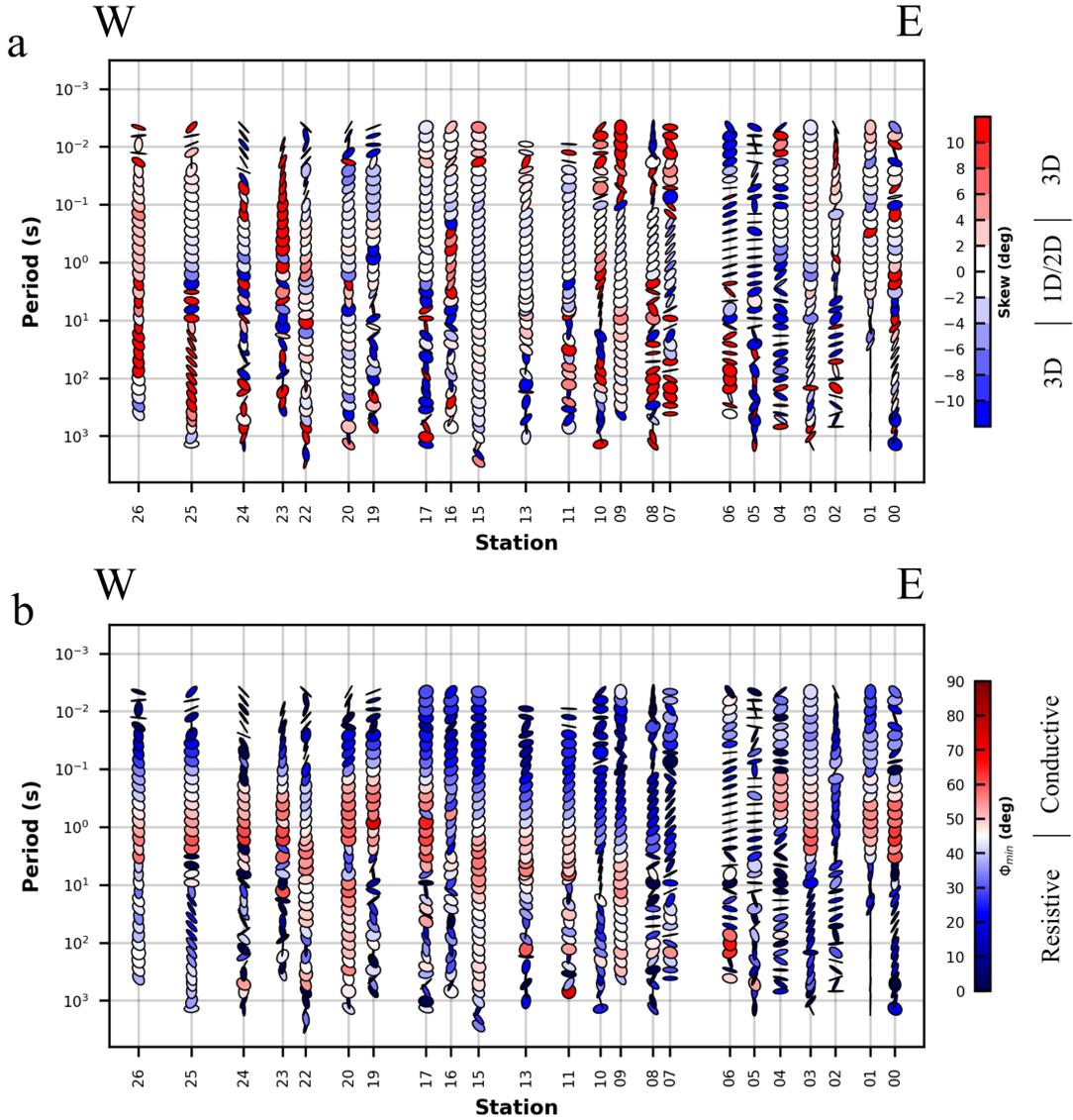


Figura 5.2: Pseudoseções com o uso do pacote MTpy, que faz uso de elementos do tensor de fase para análise. a) Skew. b) ϕ_{min} .

ângulos distantes de 0° tendem a caracterizar estruturas tridimensionais. Já ângulos próximos a 0° podem indicar estruturas bidimensionais. Foi definido um *threshold* de $\pm 4^\circ$ para estruturas 1D/2D. Desse modo, na figura 5.2 a) é possível observar ângulos $> 4^\circ$ e $< -4^\circ$ nos menores períodos (próximos a $10^{-2}s$) e nos maiores períodos do dado, o que pode ser em grande parte considerado como resultados de estruturas 3D. Também é possível observar ângulos entre -4° e 4° no intervalo de período entre 10^{-2} e $1 s$, o que pode ser caracterizado como estruturas predominantemente 2D.

Por outro lado, o ϕ_{min} (Figura 5.2 b)), pode indicar a influência de condutores em subsuperfície. De modo que ângulos $< 45^\circ$ e $> 45^\circ$ podem indicar regiões resistivas e condutivas, respectivamente. Nesse sentido, vê-se que os períodos mais curtos se apresentam predominantemente como zonas mais resistivas, enquanto que os períodos mais longos se mostram como zonas mais condutivas.

Esse resultado para zonas mais condutivas é coerente com o que se esperaria de uma região orogênica rica em granitoides e rochas metassedimentares tal como é o orógeno Araçuaí. Além disso, os períodos mais longos com zonas aparentemente mais condutivas revelam alguma coerência com os períodos mais longos que apresentam prováveis estruturas 3D (Figura 5.2 a), o que de certa forma indica a presença de relevantes condutores profundos na crosta nesta região. Isso também foi observado no modelo obtido neste trabalho através da inversão dos dados.

Nesse sentido, a predominância de estruturas 3D na região de estudo fortalece o objetivo central deste trabalho que é revisitar os dados e resultados obtidos em COSTA (2005) com uma metodologia de inversão MT 3D, de modo que foi possível realizar um imageamento com uma consideração mais real da subsuperfície local. O que pode proporcionar um melhor imageamento dos condutores crustais (aparentemente estruturas 3D) indicados nas análises aqui realizadas e que também podem ser observados nos modelos obtidos por COSTA (2005).

5.3 Processamento dos dados potenciais

5.3.1 Dados gravimétricos

Os dados fornecidos pelo BNDG já reduzidos para anomalia Bouguer simples foram interpolados com o uso do método de krigagem. Isso foi feito considerando a distribuição irregular das estações gravimétricas terrestres (Figura 4.5). Assim, buscou-se realizar a separação entre o campo regional e residual, o que foi realizado com o a remoção de uma tendência de primeiro grau. As figuras para a anomalia Bouguer total, regional e residual podem ser observadas na Figura 5.3.

Como pode-se observar na figura, a anomalia Bouguer residual obtida se mostra coerente com o contexto geológico regional. De modo que a região à oeste, onde se tem a presença do arco do Rio Doce (TEDESCHI *et al.*, 2015), observa-se altos valores de gravidade que contrastam com os valores mais baixos presentes na porção central do mapa, onde se localiza a região correspondente à bacia de *back-arc* (complexo de Nova Venécia). Esse fato também foi observado por GRADIM *et al.* (2014). Além disso, pode ser observado um contraste dentro dos limites do estado do Espírito Santo entre a porção mais a norte e mais a sul dessa zona que corresponde ao complexo Nova Venécia (Figura 3.8).

Por outro lado, a presença dos altos valores para a anomalia Bouguer mais a leste, ao longo da costa, provavelmente está relacionada às rochas resultantes das atividades magmáticas que ocorreram durante a evolução da bacia do Espírito Santo, principalmente devido ao magmatismo de Abrolhos (FRANÇA *et al.*, 2007).

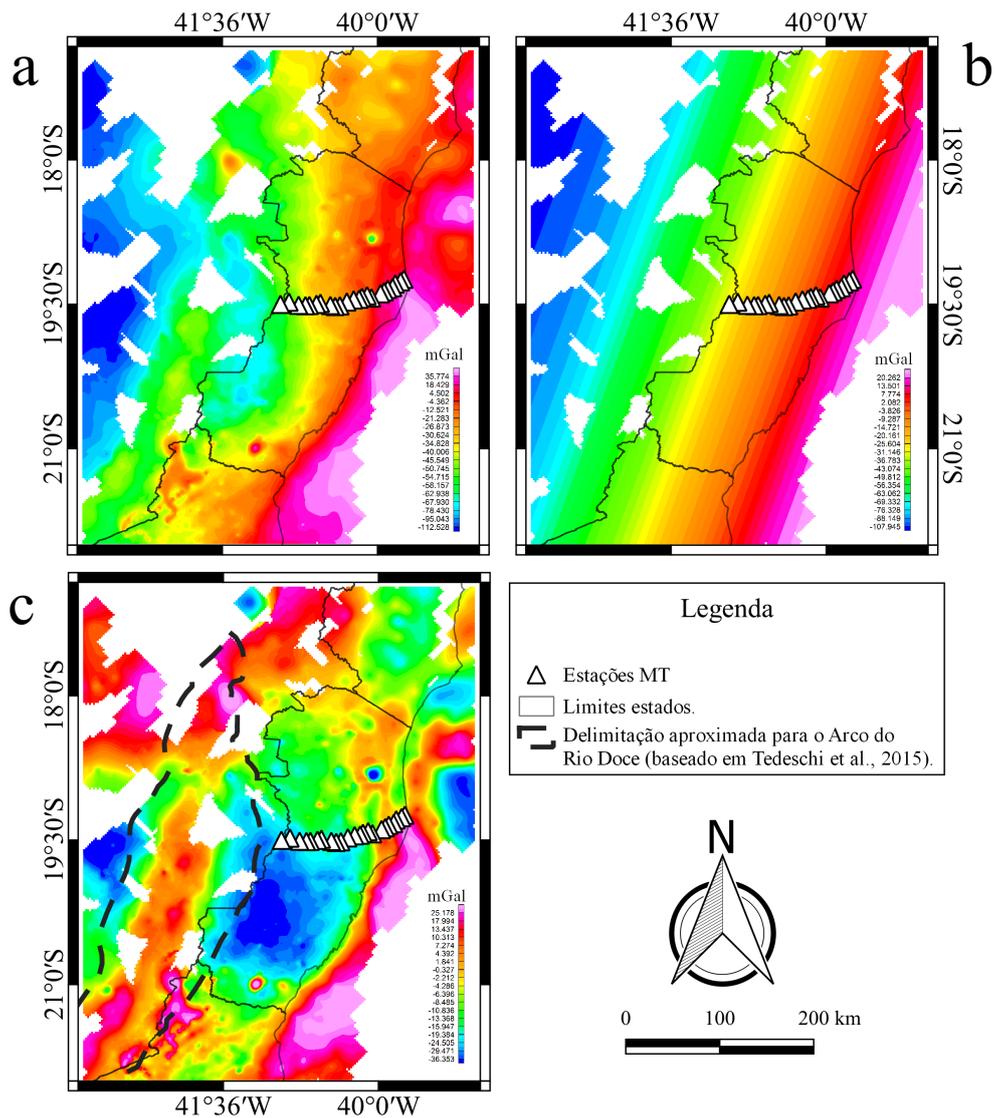


Figura 5.3: Mapas gravimétricos para: a) anomalia Bouguer total; b) anomalia Bouguer regional ou tendência removida do dado; c) anomalia Bouguer residual.

5.3.2 Dados magnetométricos

De maneira análoga aos dados gravimétricos, os dados magnetométricos disponibilizados pela CPRM, já reduzidos, foram interpolados com o uso de dois métodos: mínima curvatura e bi-direcional. Ambas formas apresentaram resultados semelhantes para o interesse deste trabalho, de modo que optou-se por utilizar o resultado com o primeiro método. Assim, fez-se a remoção de uma tendência de primeiro grau do dado.

Feito isso, filtros e transformações foram aplicados ao *grid* de modo a realçar aspectos de interesse. A alta resolução dos dados magnetométricos permite melhores interpretações a partir dos filtros e transformações. Um procedimento análogo ao

que foi feito e apresentado em BIZZI *et al.* (2003) e SORDI (2021) é o que também foi realizado neste trabalho, com a aplicação do Gradiente Total (*Total Gradiente* - TG, também conhecido como Amplitude do Sinal Analítico 3D) e da primeira deriva vertical (*First Vertical Derivative* - 1DV). Os resultados obtidos para os mapas magnetométricos obtidos podem ser visualizados na Figura 5.4.

Os domínios magnéticos definidos por SORDI (2021) estão ilustrados nos mapas e facilitam a interpretação da região. Vale ressaltar que o dado magnetométrico apresentou muita coerência com geologia local, visto a alta resolução da aquisição. Pode-se destacar três pontos interessantes desses dados em relação ao perfil de estudo deste trabalho. Primeiramente, os dados magnetométricos permitem uma excelente visualização do Feixe de Lineamentos Colatina. Em segundo lugar, principalmente nos mapas para o gradiente total e a derivada vertical, pode-se obter uma boa noção de duas regiões com anomalias bem delimitadas ao longo do perfil, os domínios II e V. E terceiro, a assinatura da região correspondente à bacia do Espírito Santo, com valores mais baixos no mapa de gradiente total, pode ser reconhecida no domínio IV.

Mesmo que se tenha uma análise mais qualitativa e superficial dos dados magnetométricos (e também dos gravimétricos) a partir dos procedimentos realizados, torna-se enriquecedor uma associação dos dados de diferentes naturezas para a interpretação geofísica.

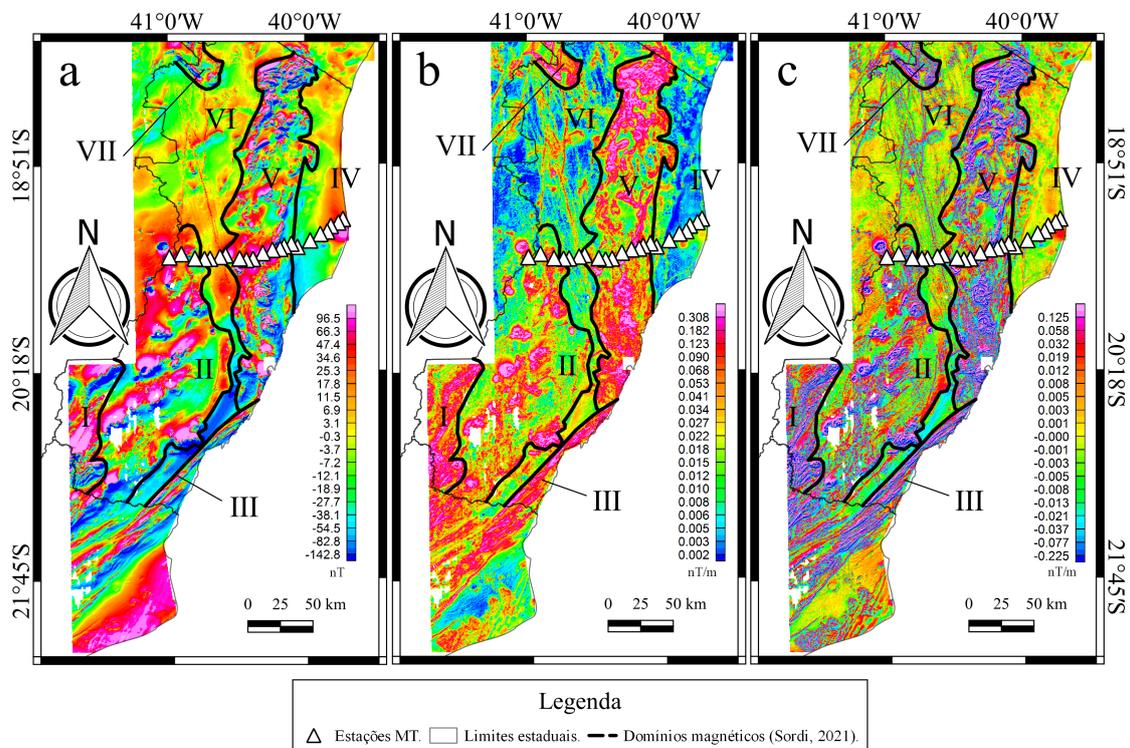


Figura 5.4: Mapas magnetométricos para: a) Anomalia do campo magnético total ; b) Gradiente total; c) Primeira Derivada vertical.

Capítulo 6

Resultados

Com os dados processados e as análises feitas, parte-se para a inversão magnetotelúrica dos dados e obtenção dos modelos de resistividade da área de estudo. Neste capítulo, são abordados os aspectos relacionados à inversão tridimensional dos dados. Inicialmente, faz-se uma descrição da malha utilizada para inversão e em seguida se apresenta os melhores resultados obtidos.

6.1 Malha utilizada para a inversão

Algumas malhas foram testadas no processo de desenvolvimento do trabalho. Desse modo, busca-se descrever aqui a malha dos modelos preferidos, assim como justificar tal escolha. Sendo assim, a malha para inversão dos modelos, que foi gerada com o uso do *software* 3D Grid, é definida da seguinte forma:

- Os modelos foram parametrizados de modo a apresentar resistividades iniciais com valores de: 1, 50, 100, 250, 500 e 1000 Ωm ;
- As células na direção X e Y da malha mais refinada somam, respectivamente, 30 e 45, com dimensões de 3723 m em ambas direções;
- Utilizou-se um total de 14 *padding cells* para cada direção. São células extras adjacentes à porção mais refinada do modelo para que se busque contornar os efeitos de borda durante a inversão. O fator de aumento dessas células foi de 1.3;
- Definiu-se um total de 90 camadas na direção Z, de tal modo que este valor foi escolhido como forma de se utilizar uma profundidade para o modelo que permitisse um ajuste melhor para os períodos mais longos. O modelo apresenta uma profundidade de 965.80 km até o topo da última camada;

- A espessura da primeira camada na direção Z é de 20 m. Esse valor foi escolhido com o objetivo de garantir um maior refinamento nas porções mais superficiais do modelo para proporcionar melhores definições nessa zona, devido aos efeitos de distorção observados (*static shift*). O fator de acréscimo para essas espessuras é definido em 1.1;
- Como os dados são situados numa região próxima a costa, houve a necessidade de considerar o oceano no modelo. Isso foi feito para contornar os efeitos de costa que distorcem os dados MT e, conseqüentemente, os resultados obtidos pela inversão. O 3D Grid permite a inserção do oceano no modelo a partir de dados de batimetria fornecidos pelo NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Foi considerado o valor de $0.3 \Omega m$ para a resistividade do mar.

As figuras 6.1 e 6.2 ilustram o que foi apresentado para o modelo com resistividade de fundo de $100 \Omega m$. Em resumo, o modelo é definido a partir de uma região de interesse que será mais refinada nas três direções e de células adjacentes que evitam a obtenção de resultados distorcidos na região de interesse devido a efeitos de borda do *grid*.

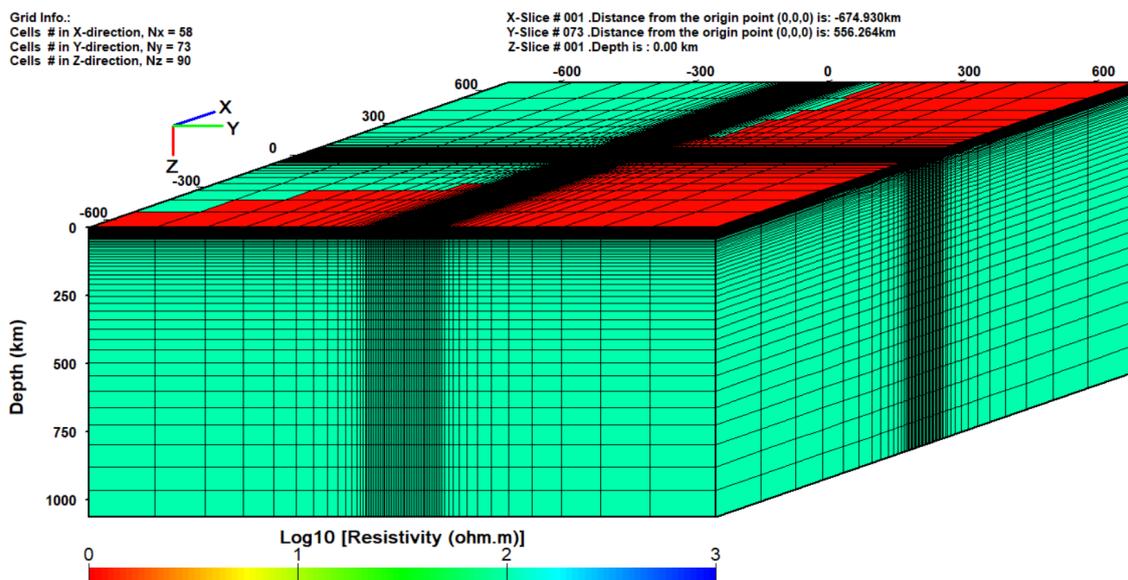


Figura 6.1: Malha utilizada na inversão. As células verdes apresentam a resistividade inicial determinada, já as vermelhas representam o oceano.

Nesse sentido, vale ressaltar a natureza volumétrica da aquisição magnetotélúrica, em que os efeitos associados com os corpos locais e adjacentes influenciam na medida (SIMPSON e BAHR, 2005). Sendo assim, mesmo ao se tratar de um perfil de dados, as aquisições sofrem influência, também, das estruturas circundantes.

Desse modo, tal definição de modelo mostra-se muito positiva para geração dos modelos de resistividade. Por mais que o foco do modelo de resistividades a se obter

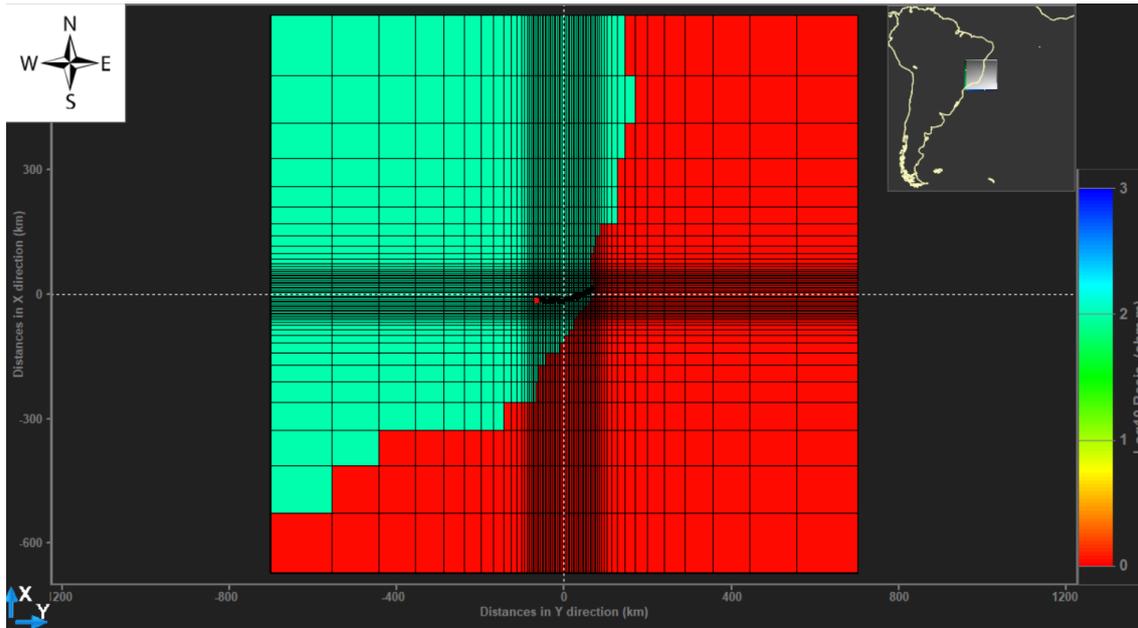


Figura 6.2: Malha utilizada na inversão. Visualização 2D da malha. Localização geográfica do *grid* no canto superior direito. As células verdes apresentam a resistividade inicial determinada, já as vermelhas representam o oceano.

seja um *slice* que passa próximo às estações, o resultado obtido será mais representativo por causa dessa abordagem tridimensional, menos simplificadora (nesse aspecto) do problema geofísico em questão. Dado o contexto regional do dado, a inserção do oceano também torna o procedimento mais consistente para obtenção de resultados representativos. E o mesmo pode ser dito do maior detalhamento superficial das camadas, ao visar representar as heterogeneidades superficiais que causam o efeito do *static shift*.

Por outro lado, como se observa, o modelo apresenta um grande número de células em que se deseja obter as resistividades. Consequentemente, isso tem um custo computacional elevado. Desse modo, o procedimento de inversão foi executado com o uso do *cluster* do Observatório Nacional.

6.2 Resultados da inversão

Para geração dos modelos de resistividades, definiu-se alguns parâmetros iniciais com o uso do 3D Grid que são necessários a inversão realizada. O primeiro fator foi definir que se deseja inverter o tensor de impedância completo, (*Full impedance*), ou seja, todas as componentes do tensor são usadas no processo de inversão. Mas também foi testado o uso do *Tipper* e uma combinação entre o tensor de impedância completo e o *Tipper* para inversão. O segundo fator foi a definição das configurações do erro. Nos modelos testados foram realizadas duas etapas de inversão, a primeira

utilizou valores maiores para as porcentagens do erro, e a segunda valores menores. As configurações foram definidas de acordo com as tabelas 6.1 e 6.2 para o tensor de impedância completo:

Tabela 6.1: Valores e definição dos tipos de erro para cada componente. Primeira inversão.

	Valor do erro	Tipo
Z_{xx}	20%	$ Z_{xx} \times Z_{xy} ^{\frac{1}{2}}$
Z_{xy}	10%	$ Z_{xy} $
Z_{yx}	10%	$ Z_{yx} $
Z_{yy}	20%	$ Z_{yx} \times Z_{yy} ^{\frac{1}{2}}$

Tabela 6.2: Valores e definição dos tipos de erro para cada componente. Segunda inversão.

	Valor do erro	Tipo
Z_{xx}	10%	$ Z_{xx} \times Z_{xy} ^{\frac{1}{2}}$
Z_{xy}	5%	$ Z_{xy} $
Z_{yx}	5%	$ Z_{yx} $
Z_{yy}	10%	$ Z_{yx} \times Z_{yy} ^{\frac{1}{2}}$

Tal procedimento de usar porcentagens maiores inicialmente (6.1) e depois diminuí-las para valores em torno de 5% para Z_{xy} e Z_{yx} , e de 10% para Z_{xx} e Z_{yy} (6.2), tem sido adotado na inversão dos dados MT pelos pesquisadores(as) do ON, após diversos testes. Para os procedimentos realizados com uso do *Tipper*, foi utilizado um erro de 5%.

Esses valores de erro (ou *error floor*), que se associam aos dados, controlam o quão uniforme ou não será o ajuste dos dados. Isso quer dizer que ao se utilizar de erros grandes para as componentes do tensor de impedância o modelo se ajusta mais facilmente e de maneira uniforme aos dados. No caso contrário, ao se utilizar erros menores o modelo irá se ajustar com maior dificuldade e de maneira não uniforme aos dados. Por uma outra perspectiva, pode-se dizer que ao utilizar erros maiores o universo de modelos que o processo iterativo de inversão pode obter como ajuste aos dados será mais amplo, já com erros menores esse universo será mais restrito. Sendo assim, a tendência será de se obter valores de nRMS menores para erros maiores e nRMS maiores para erros menores. Entretanto, tal questão reforça um ponto essencial nos processos inversos: a busca por um modelo representativo ou mais próximo da realidade da região de estudo. Um ajuste muito bom pode não refletir a realidade do local, considerando os erros utilizados para se obter os resultados.

Nesse sentido, deve-se buscar o melhor ajuste considerando os erros utilizados para obtê-los.

Assim, terminada a definição dos parâmetros iniciais com o 3D Grid, partiu-se para o uso do *cluster* do ON para a determinação de outros parâmetros de inversão e execução do procedimento. Para o procedimento de inversão com o uso do ModEM, deve-se fornecer cinco arquivos. Os três primeiros arquivos são o modelo, os dados e a covariância, que são definidos e obtidos a partir do 3D Grid. Os outros dois são arquivos de controle, que definem parâmetros do processo iterativo da inversão, mais especificamente da modelagem direta necessária para inversão e da inversão em si. Como por exemplo, fator inicial de ponderação λ e a taxa a ser aplicada na atualização, valores de saída de número máximo de iterações. Os parâmetros utilizados nos arquivos são apresentados nas tabelas 6.3 e 6.4.

Tabela 6.3: Valores para o arquivo responsável pelos parâmetros dos modelos diretos - *control.fwd* .

<i>Number of QMR iters per divergence correction</i>	40
<i>Maximum number of divergence correction calls</i>	20
<i>Maximum number of divergence correction iters</i>	100
<i>Misfit tolerance for EM forward solver</i>	$1.0e - 7$
<i>Misfit tolerance for EM adjoint solver</i>	$1.0e - 7$
<i>Misfit tolerance for divergence correction</i>	$1.0e - 5$

Tabela 6.4: Valores para o arquivo responsável pelos parâmetros da inversão - *control_ved.inv* .

<i>Model and data output file name</i>	es
<i>Initial damping factor lambda</i>	1.
<i>To update lambda divide by</i>	10.
<i>Initial search step in model units</i>	1.
<i>Restart when rms diff is less than</i>	$2.0e - 3$
<i>Exit search when rms is less than</i>	1.05
<i>Exit when lambda is less than</i>	$1.0e - 4$
<i>Maximum number of iterations</i>	400

Com os arquivos organizados os procedimentos para as inversões dos dados foram executados no *cluster* com o uso de cinco a oito *workers*, ou unidades trabalhadoras paralelizadas para otimização do processo iterativo de inversão. As inversões dos modelos duraram em torno de dois dias. A tabela 6.5 apresenta os valores de nRMS obtidos para cada processo iterativo de inversão realizado, assim como os parâmetros e condições utilizadas. As seções obtidas de cada modelo gerado podem ser visualizados no **Apêndice D**.

A tabela 6.5 apresenta as inversões realizadas considerando a resistividade inicial, a aplicação ou não do *Rhoplus*, a inserção ou não do mar, a presença ou não da

estação ES05, o tipo de da inversão realizada e a parametrização dos erros. Os melhores resultados se apresentaram na aplicação do *Rhoplus*, na inserção do mar e na remoção da estação ES05.

Tabela 6.5: Principais procedimentos de inversão realizados. TIC: Tensor de impedância completo.

Inv.	Res. ini. (Ωm)	<i>Rho+</i>	Mar	ES05	Tipo	Erros	nRMS
1	100	Não	Não	Sim	TIC	Tab. 6.1	3.43
2	100	Não	Não	Não	TIC	Tab. 6.1	2.84
3	100	Não	Não	Não	TIC	Tab. 6.2	5.04
4	100	Sim	Sim	Sim	TIC	Tab. 6.1	2.98
5	100	Sim	Sim	Sim	TIC	Tab. 6.2	5.62
6	100	Sim	Sim	Não	TIC	Tab. 6.1	1.65
7	100	Sim	Sim	Não	TIC	Tab. 6.2	1.68
8	1	Sim	Sim	Não	TIC	Tab. 6.1	2.18
9	50	Sim	Sim	Não	TIC	Tab. 6.1	1.64
10	250	Sim	Sim	Não	TIC	Tab. 6.1	1.63
11	500	Sim	Sim	Não	TIC	Tab. 6.1	1.79
12	1000	Sim	Sim	Não	TIC	Tab. 6.1	1.79
13	100	-	Sim	Não	<i>Tipper</i>	5%	6.97
14	100	Sim	Sim	Não	TIC/ <i>Tipper</i>	Tab. 6.1/5%	4.64
15	100	Sim	Sim	Não	TIC/ <i>Tipper</i>	Tab. 6.2/5%	5.25

Em relação a ES05, observou-se uma discrepância muito grande entre os resultados obtidos por meio da inserção e remoção dessa estação, e.g. nas inversões 4 e 6 observa-se uma redução do nRMS de 2.98 para 1.65. Isso se deve ao alto nRMS total, de 11.68, que a estação apresentou em testes iniciais, mesmo possuindo valores de nRMS de 0.89 para XY e 1.00 para YX, o que destoou bastante das outras estações.

A inserção do oceano nos modelos favoreceu uma redução nos nRMS, assim como propiciou um maior realce dos condutores crustais, principalmente nas porções mais próximas à costa, em comparação aos modelos sem a inserção do oceano que apresentaram condutores menos destacados (tabela 6.5 e Apêndice D - inversões 1, 2 e 3). De maneira análoga, a suavização das curvas com o *Rhoplus* permitiu uma maior consistência nas estimativas do modelo, o que contribuiu para melhores definições das anomalias (tabela 6.5 e Apêndice D - e.g. inversões 4 a 7).

As inversões que utilizaram o *Tipper* (13 a 15) não se mostraram interessantes em comparação às outras. Este resultado era esperado, visto que os resultados estimados no processamento, como pode-se verificar no **Apêndice A**, estão bastante dispersos e com pouca coerência na maioria das estações.

A consideração de diferentes resistividades iniciais para obtenção dos modelos apresentou uma certa consistência na maioria dos resultados. Observa-se nos procedimentos 6, 9, 10, 11 e 12 (tabela 6.5 e Apêndice D) uma coerência entre os modelos,

principalmente ao considerar a assinatura geral dos modelos e os nRMS próximos. Somente o procedimento 8 apresentou um resultado mais inconsistente (ao considerar uma resistividade inicial de $1 \Omega m$), assim como um nRMS maior em relação aos outros testes.

Sendo assim, de todos os resultados obtidos o mais desejável e escolhido para as análises posteriores foi o de número 7. A resistividade inicial de $100 \Omega m$ proporcionou uma melhor definição para as anomalias, principalmente na porção da bacia, e garantiu ajustes aceitáveis. Como pode-se observar, a variação do nRMS e da assinatura geral dos modelos gerados com diferentes resistividades iniciais não é excessivo (inversões 6, 9, 10, 11, 12). Vale ressaltar também que o procedimento 7 considerou os erros da tabela 6.2, ou seja, é uma estimativa mais desejável e como pode-se observar, só apresentou uma pequena discrepância do nRMS com o resultado 6 (que utilizou os erros da tabela 6.1). Esta análise permitiu revelar um resultado relativamente robusto, uma vez que o modelo converge para resultados semelhantes com alterações na definição dos erros. É possível observar as curvas ajustadas em relação aos dados com seus respectivos nRMS no **Apêndice C**.

A Figura 6.3 ilustra os nRMS para cada estação, assim como os nRMS de cada componente do tensor de impedância para o processo iterativo que resultou no modelo selecionado (inversão 7). Além disso, a Figura 6.4 fornece uma visualização da convergência dos 2 processos iterativos anteriormente citados (i.e. inversões 6 e 7).

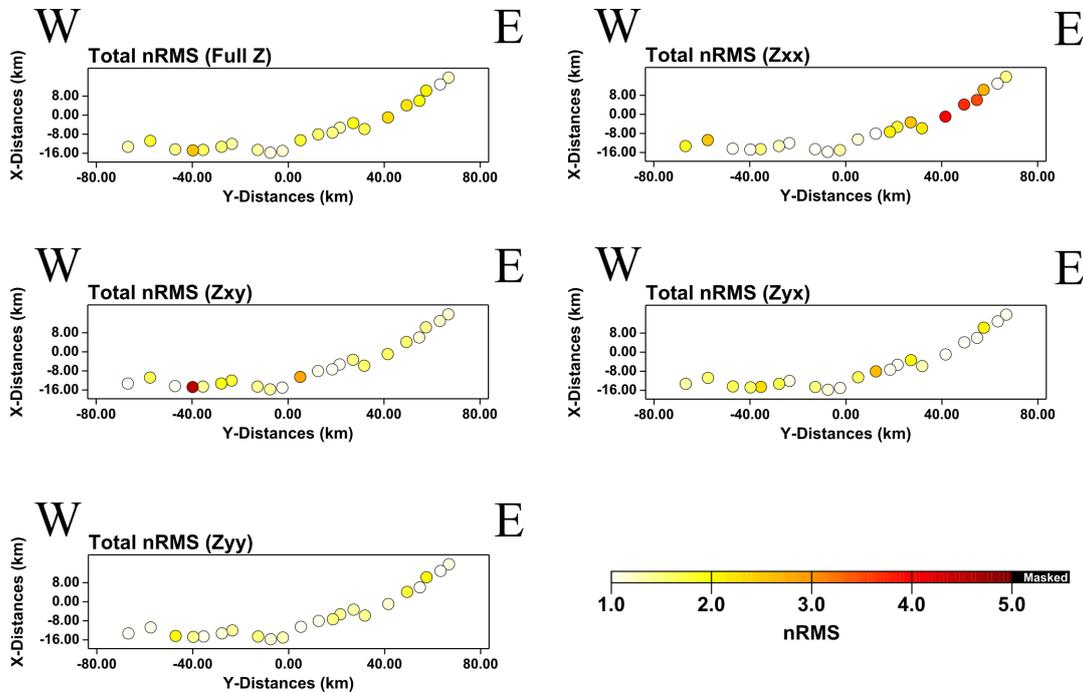


Figura 6.3: Valores de nRMS para cada estação MT do modelo selecionado (inversão 7 da tabela 6.5). São apresentados os nRMS total e para cada componente do tensor de impedância.

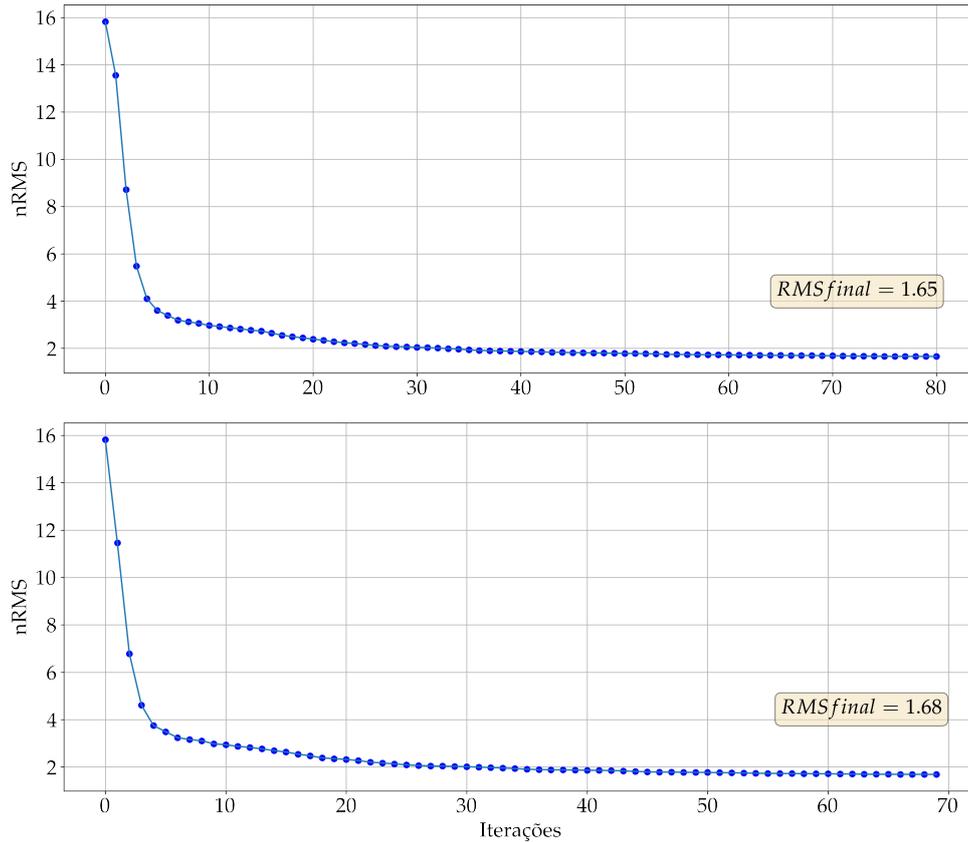


Figura 6.4: Valores de nRMS das inversões 6 e 7 (tabela 6.5), respectivamente, a cada iteração das duas inversões que compõem o principal modelo gerado. O valor zero do eixo x nos gráficos representa o passo inicial dos procedimentos de inversão antes da primeira iteração. De modo que o valor resultante para o nRMS ao fim da primeira iteração corresponde ao número 1 no eixo x. O mesmo se aplica aos valores seguintes, até o fim do procedimento.

Para zona de interesse deste estudo, fez-se a seleção de uma seção bidimensional no *grid* do modelo obtido, para geração e visualização do perfil principal a ser analisado. Os segmentos da seção estão ilustrados na Figura 6.5 c. Desse modo, o perfil foi gerado a partir dos multissegmentos selecionados. A Figura 6.5 a ilustra a seção extraída do *grid* 3D gerada a partir dos segmentos para profundidade de 50 *km*, com os contornos de resistividade. Já a Figura 6.5 d, apresenta cortes horizontais do modelo tridimensional obtido para profundidades até 30 *km*.

Ao comparar o modelo obtido com o modelo gerado por COSTA (2005) (na Figura 3.10) há diferenças notáveis. A profundidade da zona central resistiva que pode ser observada na Figura 6.5 mostra-se em torno de 20 *km*, enquanto que no modelo obtido por COSTA (2005), mostra-se em torno de 14 *km*. As anomalias condutivas obtidas à esquerda do perfil, no resultado 3D obtido, também mostraram-se diferentes das observadas em COSTA (2005).

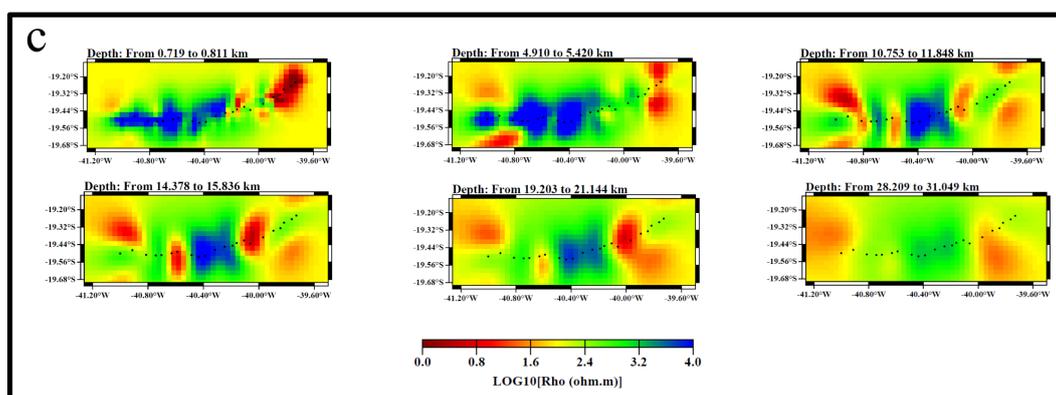
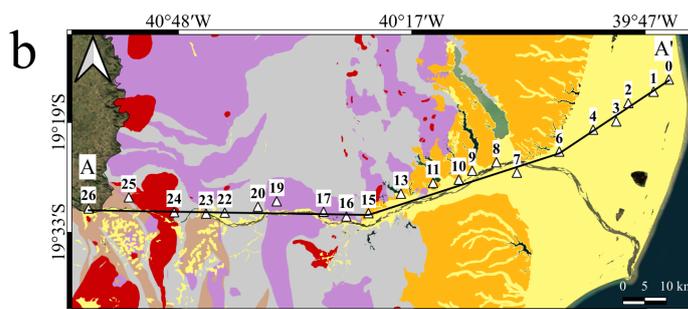
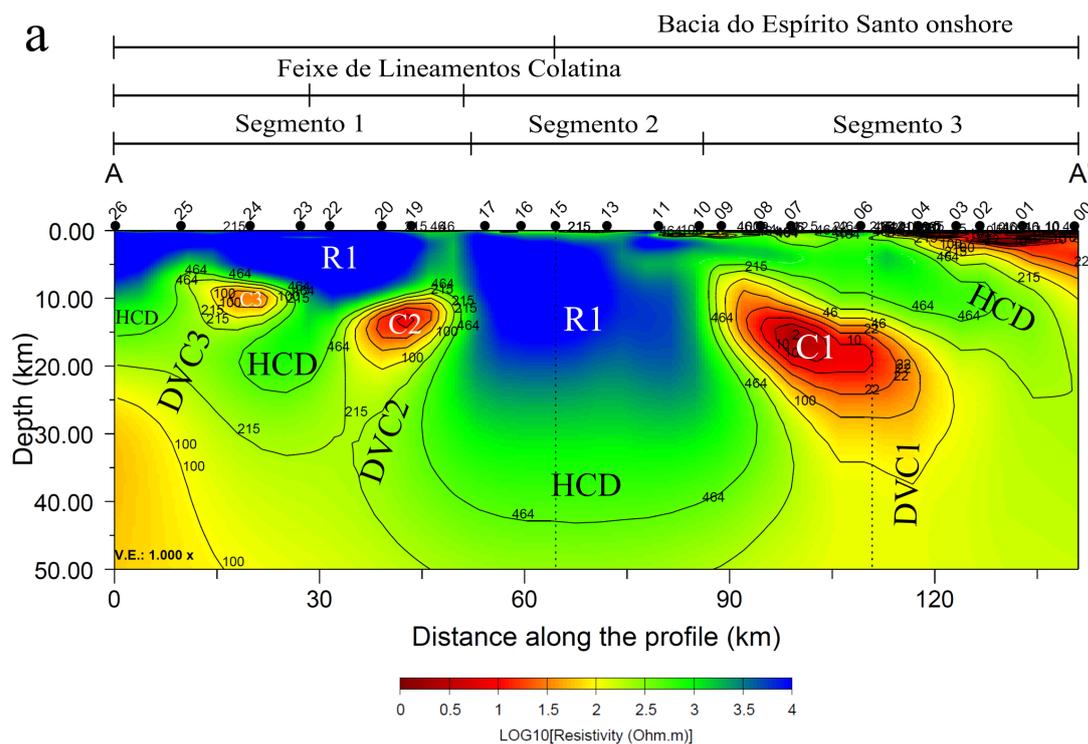


Figura 6.5: Modelo final escolhido (inversão 7 na tabela 6.5). a) Perfil do modelo até uma profundidade de 50 km, exagero vertical de 1×. b) Localização do perfil de múltiplos segmentos utilizado sobre o mapa geológico local (Figura 3.2 c). c) Cortes em profundidade até 30 km do modelo 3D escolhido.

Apesar dessas diferenças citadas, analisando de uma forma geral o resultado obtido, o mesmo ainda apresenta-se coerente com o resultado 2D anterior e com o que se esperaria para a região. O modelo apresenta uma divisão notável para a zona cristalina mais resistiva (zona central e esquerda), e a zona sedimentar mais condutiva (direita), assim como apresenta condutores localizados em porções semelhantes do perfil, mais à esquerda e mais à direita. As diferenças relativas aos condutores modelados provavelmente são relativas às metodologias de inversão 2D e 3D utilizadas para geração de cada modelo. Como foi possível observar na análise de dimensionalidade dos dados, os períodos médios da pseudo-seção, mais condutivos, apresentam uma forte característica tridimensional, o que favorece o resultado aqui obtido.

É válido destacar também que mesmo sem a remoção dos efeitos de distorção dos dados o modelo obtido conseguiu se ajustar de maneira desejável, o que não poderia ser feito com a inversão 2D. Como pode ser visto no **Apêndice C**, houve um bom ajuste para a maioria das curvas que apresentaram *static shift*, de modo que o modelo conseguiu gerar respostas para os deslocamentos verticais das curvas. Somente as estações ES11 e ES23 apresentaram ajustes com maiores nRMS em uma das componentes (ES11 em YX e ES23 em XY) com relação ao efeito em questão. Isso pode ser observado também na Figura 6.3 e nas curvas ajustadas no **Apêndice C**.

Capítulo 7

Discussão

Com os resultados obtidos, são apresentadas nesta seção as relações entre o modelo gerado e contexto geológico em questão.

7.1 Perfil MT

O perfil MT (Figura 6.5) foi definido a partir do modelo 3D gerado, de forma que as cores quentes indicam condutores e as cores frias resistores. O modelo revela um padrão de resistividades (JONES, 1992) esperado para a área de estudo na porção mais superficial da crosta, uma vez que há uma forte tendência resistiva na zona cristalina e condutiva na zona sedimentar. O resultado também é coerente com o que foi observado na análise do tensor de fase.

De maneira geral para profundidades equivalentes à crosta superior (até 10 km) pode-se observar uma alta resistividade (R1) entre as estações 26 e 8 na ordem de $10^4 \Omega m$, que está associada aos complexos graníticos, gnáissicos migmatizados e granulitizados do núcleo cristalino do orógeno Araçuaí. Na crosta superior a leste no perfil (entre as estações 15 e 0), em suas zonas mais superficiais, pode-se observar uma assinatura condutiva com valores $< 215 \Omega m$, associada aos sedimentos da porção *onshore* da bacia do Espírito Santo. Por outro lado, em maiores profundidades (entre 10 e 30 km), pode-se identificar três condutores (C1, C2, C3) com valores de resistividade $< 100 \Omega m$ inseridos no embasamento cristalino pré-cambriano resistivo.

Os segmentos definidos na Figura 6.5 fornecem uma delimitação mais detalhada para o perfil. No Segmento 1, sobre a maior parte da porção cristalina do perfil, tem-se a presença dos condutores C2 e C3, com profundidades em torno de 10 km e formas achatadas. Nessa porção, R1 apresenta profundidade máxima de 10 km. No limite do Segmento 1 com o Segmento 2, é possível observar uma ligação entre o condutor C2 e as zonas mais superficiais do perfil. No Segmento 2, onde ocorre o limite entre Bacia do Espírito Santo e a porção cristalina, há a presença da porção resistiva (R1) mais expressiva do perfil com profundidade máxima de 20 km.

Completamente sobre a porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo, no Segmento 3 é notada a presença do condutor C1 com profundidades em torno de 15 km e muito mais extenso em comparação à C2 e C3. É possível notar uma ligação entre o condutor C1 e porções mais superficiais do perfil sob o Segmento 2 entre as estações 13 e 9. Nesse segmento é possível observar um expressivo espessamento da anomalia condutiva correspondente à bacia entre as estações 6 e 0.

Uma redução na resistividade de R1 no Segmento 2 é observada a partir de 20 km, de modo que em torno de 40 km de profundidade é notável valores na ordem de $400 \Omega m$. Tal transição também pode ser observada em diferentes profundidades nos Segmentos 1 e 3, em torno de 15 e 10 km, respectivamente. Essa transição foi denominada Domínio Altamente Condutivo (*High Conductive Domain - HCD*), similar ao que pode ser encontrado em PANETTO *et al.* (2018).

A diferença de profundidades para os HCD nos diferentes segmentos da Figura 6.5 poderia ser um resultado do efeito conjunto entre condutores e seus respectivos Condutores Verticais Profundos (*Deep Vertical Conductors - DVC*), que perturbam a zona cristalina pré-cambriana e afetam os valores de resistividade em subsuperfície. Nesse sentido, como também foi notado por PANETTO *et al.* (2018), a presença de uma redução de resistividade na crosta inferior é esperada (i.e HCD), considerando a transição entre crosta e manto, mas a presença de expressivos condutores crustais (i.e C1, C2 e C3) em porções superiores da crosta não é típica em terrenos pré-cambrianos.

7.2 Comparação com o modelo de COSTA(2005)

Uma análise comparativa referente ao modelo tridimensional obtido neste estudo com o modelo gerado na pesquisa de COSTA (2005) foi realizada. A Figura 7.1 ilustra os dois perfis geoeletricos imageados para a região. Com os resultados obtidos pela análise de dimensionalidade, foi possível observar uma forte tendência tridimensional em vários períodos dos dados MT. Esse fato pode se mostrar um complicante na realização de interpretações para estruturas essencialmente 3D a partir de algoritmos de inversão 2D, de modo que as anomalias de condutividade em modelos 2D, para situações desse tipo, podem ser meros artefatos criados pelo algoritmo para corresponder aos efeitos 3D (GARCIA *et al.*, 1999). Mesmo assim, o procedimento de inversão 2D mostrou-se válido para interpretar a região, visto que também são observadas tendências bidimensionais do dado MT, principalmente em regiões correspondentes ao orógeno Araçuaí e à bacia.

É notável nos perfis uma coerência entre os resultados de cada estudo na medida em que ambos revelam uma clara divisão nas porções mais superficiais da crosta para uma zona cristalina mais resistiva, correspondente ao orógeno, e para uma zona

sedimentar mais condutiva, correspondente à bacia. Outro ponto de concordância é a presença de condutores crustais no perfil. Ambos modelos obtêm essa resposta.

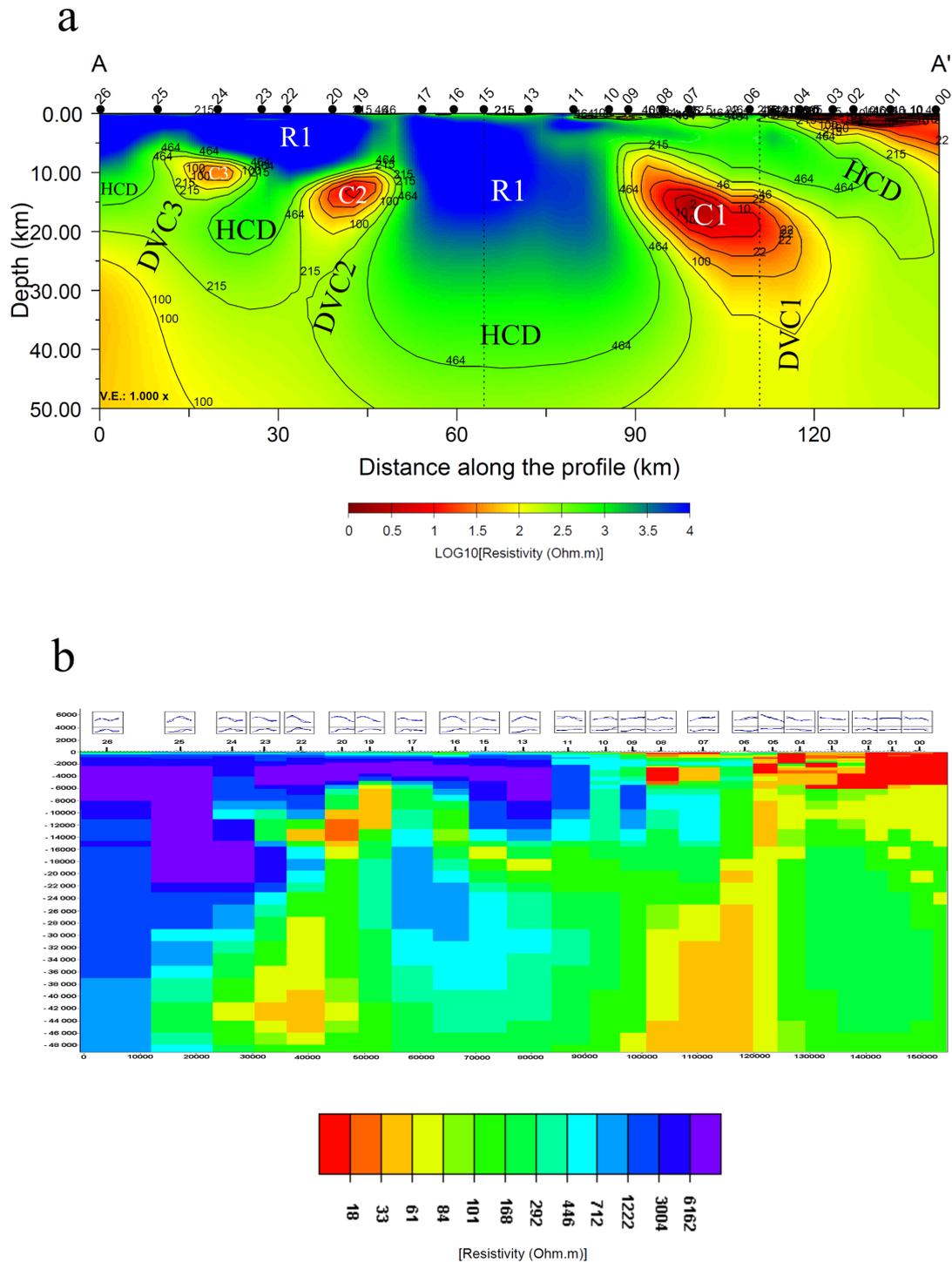


Figura 7.1: Comparação entre os resultados para os procedimentos de inversão 3D, gerado neste estudo, e 2D, obtido por COSTA (2005). Ambos perfis possuem uma profundidade máxima de 50 km. a) Perfil de multi-segmentos retirado do modelo 3D gerado. b) Modelo geoeletrico 2D para os modos TE e TM (COSTA, 2005).

Entretanto, diferenças são observadas nos modelos. As profundidades obtidas para a zona mais resistiva, a oeste, são discordantes com o modelo 3D. Assim como

a delimitação e estruturação da bacia também mostram-se menos definidas do que no modelo 3D. Esta pode ser atribuída às diferentes discretizações das malhas utilizadas para geração dos modelos em cada procedimento e à suavização da visualização do perfil extraído do modelo 3D.

Já em relação aos condutores crustais, verifica-se certa correspondência para a localização deles ao longo do perfil. Todavia, suas dimensões e delimitações são discrepantes. Como foi visto na análise do tensor de fase, há indícios de que essas anomalias condutivas estão relacionadas às estruturas 3D. Sendo assim, era esperado que os resultados seriam mais distintos ao resolver o dado nessas porções com as diferentes abordagens. Desse modo, o procedimento 3D permitiu resolver com mais precisão esses condutores, em comparação ao procedimento 2D.

7.3 Dados potenciais

Numa perspectiva mais próxima às estações MT, os mapas magnéticos forneceram uma boa correlação entre suas assinaturas e o contexto geológico/estrutural da área. Dentro da abrangência dos mapas (Figura 7.2), os domínios definidos e discutidos por SORDI (2021) que estão presentes no limite definido são, de oeste a leste: II, VI, V e IV.

Pode-se observar que o domínio II mostra boa coerência com os complexos granitoides pré- e pós-colisionais do tipo I nos mapas para TG e 1VD. No domínio VI, nota-se valores predominantemente menores para as anomalias no mapa do TG, mas é possível identificar valores mais elevados associados a lineamentos magnéticos, que estão relacionados ao Feixe de Lineamentos Colatina. O mapa para 1DV delimita melhor tais estruturas.

O domínio V apresenta uma expressiva assinatura para anomalias magnéticas. Ele é caracterizado por um largo cinturão que se estende por mais de 250 km, e revela correlação com alguns granitoides e o complexo de Nova Venécia (SORDI, 2021), nos mapas para TG e 1DV. Esse domínio está parcialmente ou amplamente coberto em sua extensão por coberturas Cenozoicas relacionadas à porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo, o que faz com que ele não esteja bem definido nos mapas geológicos.

No domínio IV nota-se uma atenuação no sinal magnético (TG), principalmente devido à presença de mais material sedimentar (SORDI, 2021). Nos limites entre os domínios V e IV, também é possível notar alguns lineamentos magnéticos (NNE-SSW). Esses lineamentos podem ser observados no mapa para 1DV.

O mapa residual Bouguer não apresentou uma boa correlação com o mapa geológico da área. Possivelmente resultado de sua baixa resolução. Mesmo assim, nota-se uma expressiva anomalia positiva na porção leste do mapa, o que poderia

estar relacionado a presença de rochas magmáticas resultantes, principalmente, dos eventos magmáticos de Abrolhos. Além disso, verifica-se uma tendência geral de diminuição dos valores de gravidade para sul.

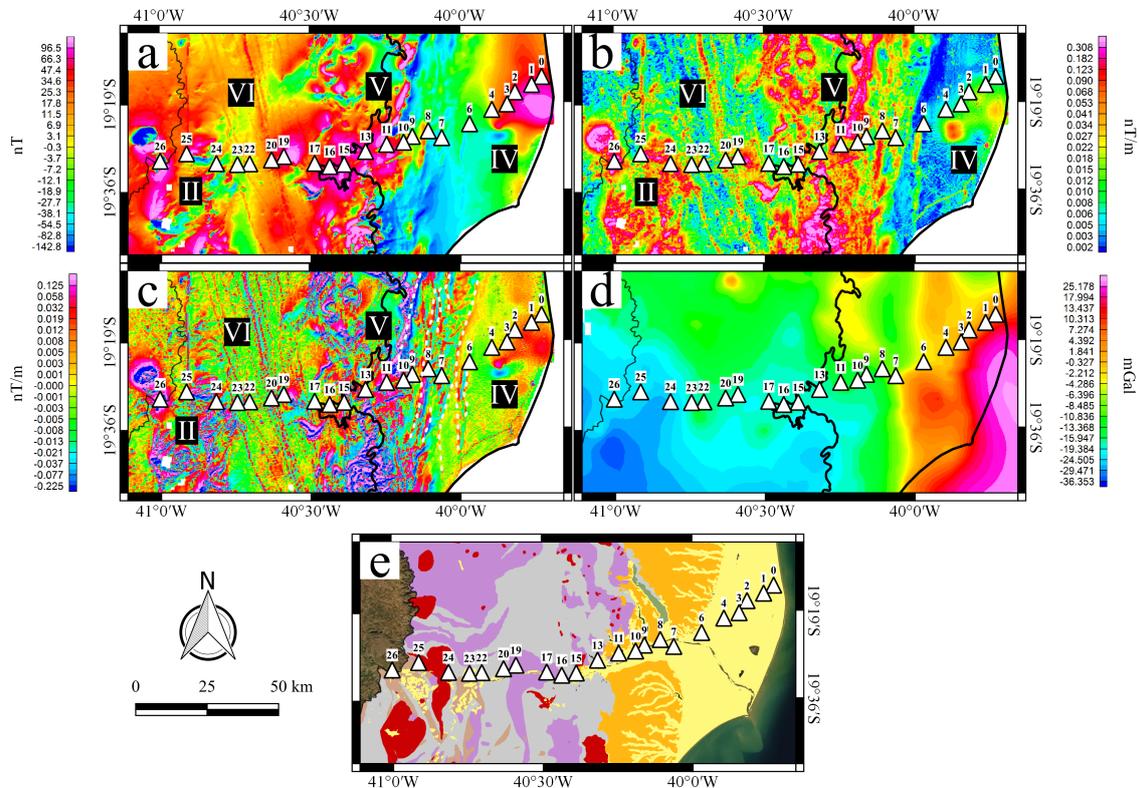


Figura 7.2: Mapas magnetométricos e gravimétricos gerados. As linhas pretas centrais indicam os limites *onshore* da bacia do Espírito Santo. Os domínios magnéticos definidos por SORDI (2021), dentro dos limites da área de estudo, estão indicados nos mapas magnetométricos. a) Campo magnético total. b) Gradiente total. c) Primeira derivada vertical. d) Anomalia Bouguer residual. e) Mapa geológico simplificado (legendas na Figura 3.2c).

Uma comparação entre o perfil MT (Figura 6.5) e os mapas potenciais e geológico (Figura 7.2) pode ser observada na Figura 7.3. Um primeiro ponto a se destacar nessa comparação é a assinatura resistiva no perfil MT dos complexos granitoides aflorantes na porção oeste dos mapas e que estão bem delimitados pelos mapas magnéticos (Domínio II - Figura 7.2 e parcialmente visível na Figura 7.3). Apesar da presença de dois fortes condutores (C2 e C3) sob essa região, não é possível avaliar alguma relação imediata entre eles e os dados potenciais.

Um segundo ponto de destaque seria a possível relação entre C2, mais nitidamente, e C3 com Feixe de Lineamentos Colatina (domínio magnético VI), que está bem definido nos mapas para TG e 1DV (Figuras 7.2b e 7.2c). Como pode-se observar (Figuras 7.3c e 7.3d), há um conduto sobre C2 que o liga até zonas mais superficiais do perfil de resistividade, próximo aos limites do Feixe. Como abordado

anteriormente, há em geral, duas gerações de diques que preenchem o Feixe de Lineamentos Colatina. Nesse sentido, tal resultado poderia indicar uma possível fonte para a geração desses diques na região estudada.

Um terceiro ponto está na associação entre o domínio magnético V (Figura 6.5) e o bloco resistivo central de R1 (Figuras 7.3c e 7.3d). Apesar dos mapas magnéticos para TG e 1DV apresentarem um conteúdo para frequências maiores, ou seja, fontes mais rasas, a delimitação da porção central de R1 (aproximadamente entre as estações 9 e 17) no perfil de resistividade mesmo superficialmente mostra-se coerente com a delimitação desse domínio.

Um quarto ponto de destaque está na porção mais a leste do perfil de resistividades. O condutor superficial mais expressivo nessa região, referente à porção *onshore* em que há um gradual espessamento do conteúdo sedimentar da bacia do Espírito Santo, mostra-se bem delimitado ao indicar uma redução do sinal magnético no mapa para o TG (Figuras 7.3c e 7.2b). Entretanto, é possível identificar alguns dipolos (Figuras 7.3b, 7.2a) e possíveis delimitações e localizações de fontes magnéticas (Figuras 7.3c e 7.2b; 7.3d e 7.2c) nesta região sedimentar, o que poderia estar relacionado a presença de rochas magmáticas locais.

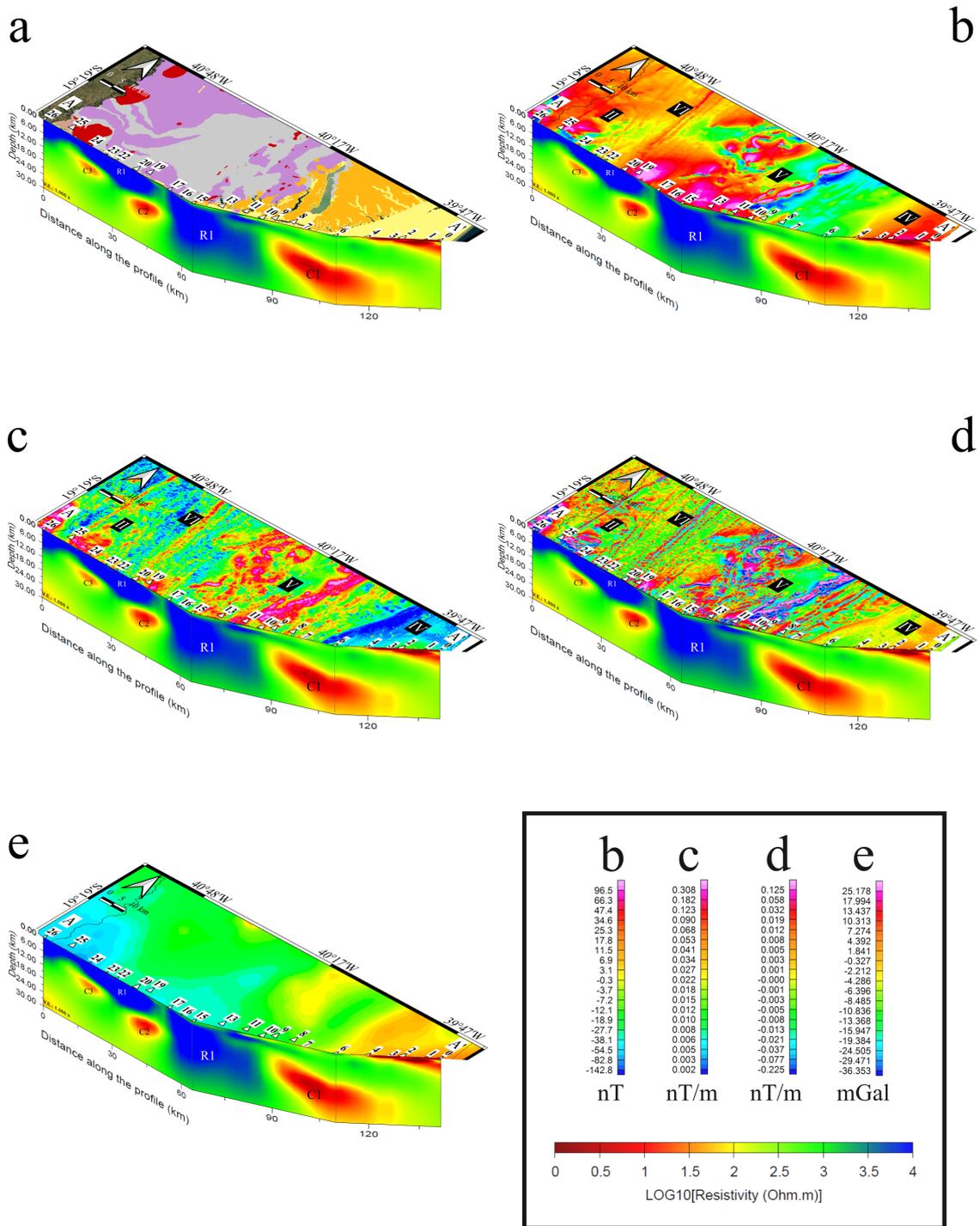


Figura 7.3: Comparação entre o perfil do modelo de resistividades gerado e os mapas para a região de estudo. Posições verdadeiras do perfil em relação ao mapa. Exagero vertical do modelo igual a $1 \times$. a) Geologia (Figura 3.2c). b) Campo magnético total. c) Gradiente total. d) Primeira derivada vertical. e) Anomalia Bouguer residual.

7.4 A porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo

Os resultados obtidos a partir dos métodos MT e potenciais permitem uma análise minuciosa acerca da porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo. Ao focar a visualização dos resultados MT entre as estações 0 e 15 e até 10 km de profundidade (Figura 7.4) é possível observar a estruturação profunda da porção *onshore* da bacia.

A bacia ao longo da Plataforma de Regência (BEGGIATO, 2013; BIASSUSI *et al.*, 1990; TAGLIARI *et al.*, 2013), porção *onshore* da bacia em que estão localizadas as estações MT (Figura 3.1), mostra-se bem definida na seção (Figura 7.4). É visível a oeste, em torno do limite da cobertura sedimentar da bacia na estação 15 até meados das estações 6 e 7, porções mais elevadas da bacia. A leste, aproximadamente a partir das estações 6 e 7, estabelecido como limite exploratório da bacia (BIASSUSI *et al.*, 1990), tem-se o início do espessamento da bacia, caracterizando as porções mais rebaixadas dela.

Observa-se, ao longo da plataforma de Regência (Figura 3.1), lâminas condutivas superficiais características de sedimentos, acima de uma porção mais resistiva característica do embasamento. Ao longo da seção MT a resistividade do embasamento aumenta para oeste, da estação 15 até a estação 10, e diminui gradativamente para leste. A variação de resistividade pode resultar da circulação de fluidos salinos do condutor C1 no embasamento fraturado neste trecho do perfil.

O espessamento da bacia é confirmado pela presença de condutores expressivos a partir da estação 6 até a 0 (Figura 7.4d). Nota-se uma transição de condutividade entre a pilha sedimentar e o embasamento e as profundidades obtidas e definidas no modelo (Figura 7.4a) que são coerentes com dados de poço para a região (Figuras 7.4c e 7.4d, Tabela 7.1). No poço W4, que atingiu o embasamento e está posicionado sobre a linha do perfil MT, verifica-se que o topo do embasamento está situado na passagem das lâminas condutivas ($< 10 \text{ ohm.m}$) para valores entre 10-100 Ωm referentes a um embasamento com uma transição de baixa resistividade em suas porções mais elevadas e gradualmente mais resistivo em profundidade.

É possível interpretar, a partir do perfil MT, sistemas de falhas normais que atuam na bacia, dentro do limite exploratório (Figura 7.4a). As falhas sintéticas e escalonadas com mergulho em direção ao depocentro da bacia devem ter sido geradas ainda na fase rifte. A partir da estação 2 para leste, é possível notar uma correspondência com a Zona da Falha Cedro-Rio Doce, como pode ser observado em TAGLIARI *et al.* (2013). As falhas dessa zona configuram uma zona de charneira que afeta desde o embasamento, em maior intensidade, até estratos terciários, menos deformados (TAGLIARI *et al.*, 2013).

Evidências adicionais de estruturas da fase rifte da Bacia do Espírito Santo podem ser obtidas a partir dos dados magnetométricos, em especial no mapa da

primeira derivada vertical (Figura 7.2c), com alinhamentos magnéticos de direção NNE no domínio IV, entre as estações 13 e 6. Essas feições provavelmente estão relacionadas à enxames de diques identificados pelo suave contraste entre tais elementos e anomalias menores no domínio IV (Figuras 5.4 e 7.2). Estes diques estariam alojados em fraturas e falhas originadas pelo regime extensional da fase rifte da bacia do Espírito Santo. ZAMBONI JÚNIOR (2007) notou lineamentos nesta direção a partir de dados gravimétricos, tanto *onshore* (em regiões mais próximas à costa) quanto *offshore*, e correlacionou com o controle de grabens e horsts durante o processo de rifteamento no Cretáceo inferior.

É interessante notar mais a oeste uma ligação entre C1 e as porções mais superficiais do perfil entre as estações 13 e 9. Nesse sentido, a possibilidade dos registros obtidos com os mapas magnetométricos para lineamentos de direção NNE nesta porção estarem relacionados a algum evento magmático relacionado a esse conduto é plausível.

Tabela 7.1: Referências para os dados dos poços utilizados, com os códigos de poço e profundidades identificadas para o embasamento. As perfurações que não alcançaram o embasamento apresentam os valores máximos atingidos no poço em conjunto com o sinal de >, indicando que o embasamento se encontra a profundidades maiores que o valor indicado.

Referência	Código do poço	Topo do embasamento (m)
W1	1-BRSA-466-ES	929
W2	4-BRSA-722-ES	747
W3	1-BRSA-1264-ES	1128
W4	1-BRSA-488-ES	1750
W5	1-BRSA-428-ES	> 1548
W6	1-BRSA-439-ES	1744
W7	1-FM-1-ES	> 1915
W8	1-BRSA-418-ES	2386
W9	3-FSR-6-ES	> 2472
W10	1-SRL-1-ES	> 2517
W11	1-ELD-1-ES	> 2602
W12	1-RIP-1A-ES	> 2644
W13	1-FLA-1-ES	> 2850
W14	1-PI-1-ES	> 2892
W15	6-BRSA-1051A-ES	> 2788

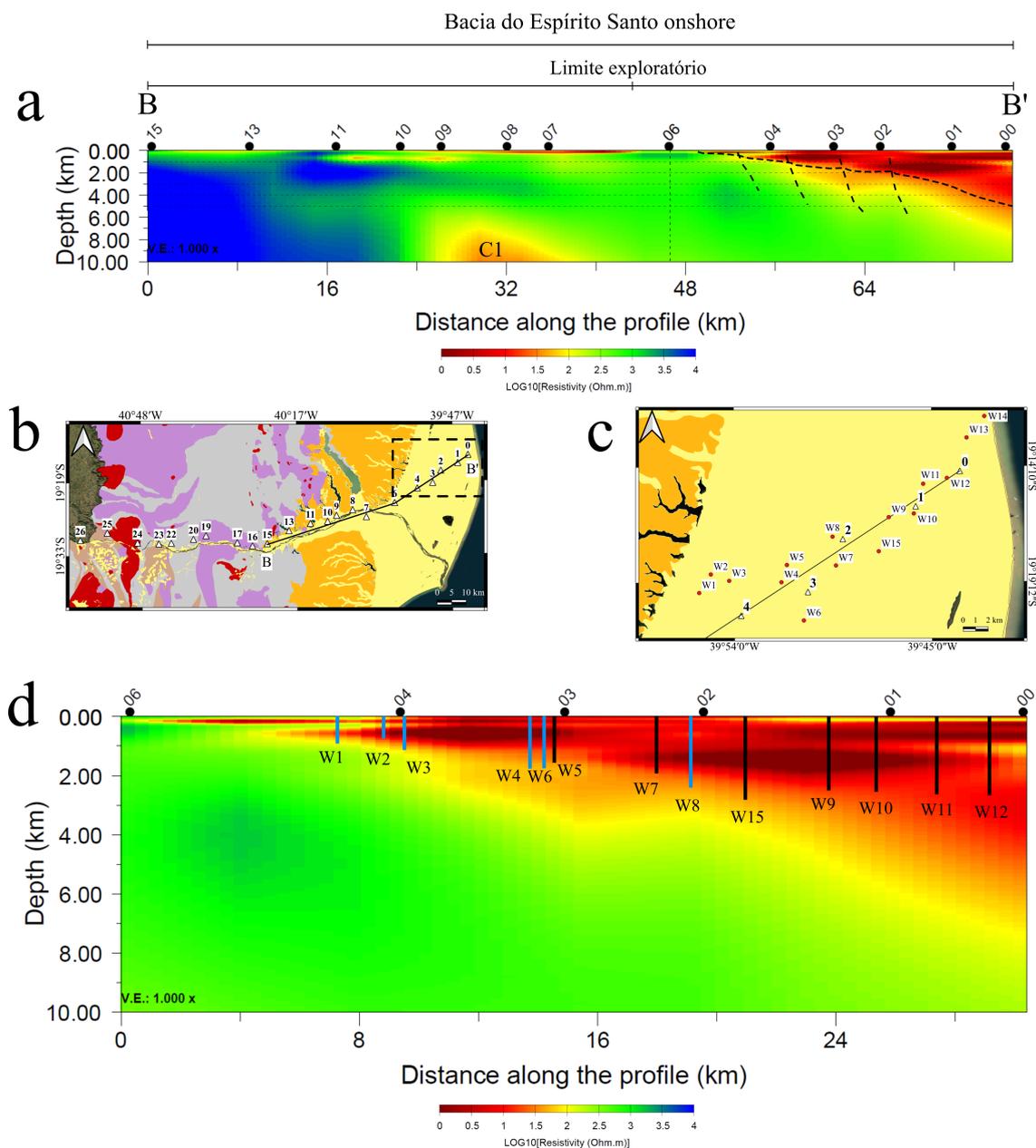


Figura 7.4: a) Recorte do modelo de resistividades para o limite entre estações 0 e 15 e até 10 km de profundidade. As linhas tracejadas indicam possíveis falhas. b) Mapa geológico (legenda na Figura 3.2c) com a extensão do perfil de multi-segmentos (segmentos pretos) utilizado para plotar a imagem a. A região delimitada pelo retângulo tracejado indica os limites em que se encontram os poços analisados. c) Localização dos poços em relação às estações MT e ao perfil definidor da imagem a. d) Recorte do modelo de resistividades para o limite entre estações 0 e 6 até 10 km de profundidade. As projeções aproximadas dos poços em relação ao perfil podem ser observadas nos segmentos verticais. Suas profundidades (Tab. 1) indicam o topo do embasamento (segmentos verticais azuis) ou a perfuração máxima para os poços que não alcançaram o embasamento (segmentos verticais pretos).

7.5 Condutores crustais e seus papéis ao longo do perfil

É possível citar três processos que podem explicar a presença e distribuição dos condutores crustais C1, C2 e C3 na região (Figura 6.5). Em primeiro lugar, de acordo com os modelos abordados e propostos em BELÉM (2014); GRADIM *et al.* (2014); SANTIAGO *et al.* (2019), com o colapso gravitacional do Orógeno Araçuai, uma fonte de calor, suprida pela astenosfera ascendente associada ao *slab breakoff*, resultou numa delaminação do manto litosférico. Tal processo gerou as supersuítas plutônicas G5 e diques, alocados de acordo com os principais lineamentos estruturais desenvolvidos pela orogenia que serviram de condutos para esse material ascendente (SANTIAGO *et al.*, 2019). Esses diques estariam associados à primeira geração que foi anteriormente abordada.

Em segundo lugar, durante a separação do Gondwana, no Cretáceo Inferior, tivemos a reativação desses lineamentos. De modo que devido ao processo de rifteamento, com uma nova fonte de calor atuante na região, houve a geração de uma segunda geração de diques (SANTIAGO *et al.*, 2019).

Em terceiro lugar, tem-se o registro da atuação de uma pluma na região, representada pela Cadeia de Vitória-Trindade. Contudo, essa atuação também pode ser compreendida no interior do continente nas províncias magmáticas de Poxoréu (84 Ma), Iporá (80-90 Ma), Alto Parnaíba (85 Ma) e Serra do Mar (55-85 Ma) (Figura 7.5). STANTON *et al.* (2021) abordam e discutem essas associações entre tais províncias magmáticas *onshore* com a Cadeia Vitória-Trindade (a mais antiga com 34 Ma) e, também, com a província magmática de Abrolhos (37-59 Ma). VEIRA *et al.* (2015) também abordam a possibilidade de uma continuação da Cadeia de Vitória-Trindade sob o estado do Espírito Santo. Vale destacar que durante o Cretáceo superior e ao longo do Cenozoico também houve diversos eventos pós-rifte com reativação dos lineamentos estruturais (CALEGARI *et al.*, 2021).

Nesse sentido, é possível compreender os condutores como resultados desses três processos citados, de forma que os baixos valores de resistividade para os três condutores possivelmente refletem uma circulação mais recente de fluidos salinos na região, semelhante ao que pode ser observado em PANETTO *et al.* (2018) e como também foi sugerido em COSTA (2005). Aqui, pode-se relacionar essa circulação à ação da pluma durante o Cretáceo Superior e Cenozoico. Esse fator seria o responsável pela redução da resistividade do embasamento pré-cambriano sob a porção *onshore* mais a leste da Bacia do Espírito Santo. Entretanto, a origem das estruturas de circulação desses fluidos podem se mostrar distintas para os condutores dos segmentos 1 e 3.

Considerando a localização dos condutores da Segmento 1 (C2 e C3) sob os limites do Feixe de Lineamentos Colatina e a forma achatada e disposição aproxi-

madamente subvertical em relação ao seus respectivos DVC, é possível associá-los aos processos resultantes do colapso gravitacional do orógeno, que geraram plutons e diques associados aos lineamentos até então existentes. Uma possível ligação entre C2 e porções mais superficiais da crosta também pode ser identificada entre as estações 19 e 17. Tal conduto pode ser o responsável pela geração de diques nessa região durante as épocas citadas anteriormente.

Por outro lado, o condutor do Segmento 3 (C1) provavelmente estaria associado a estruturas resultantes do processo de rifteamento - tendo em vista a localização mais próxima à bacia e extensão que tal condutor apresenta (Figura 6.5). Também é possível observar alguma ligação entre este condutor e porções mais superficiais da crosta sob o Segmento 2, principalmente entre as estações 13 e 9. O que também poderia indicar alguma estruturação devido ao processo de rifteamento, assim como uma possível relação com os lineamentos NNE-SSW observados nos mapas magnetométricos. A Figura 7.6 ilustra o que foi discutido.

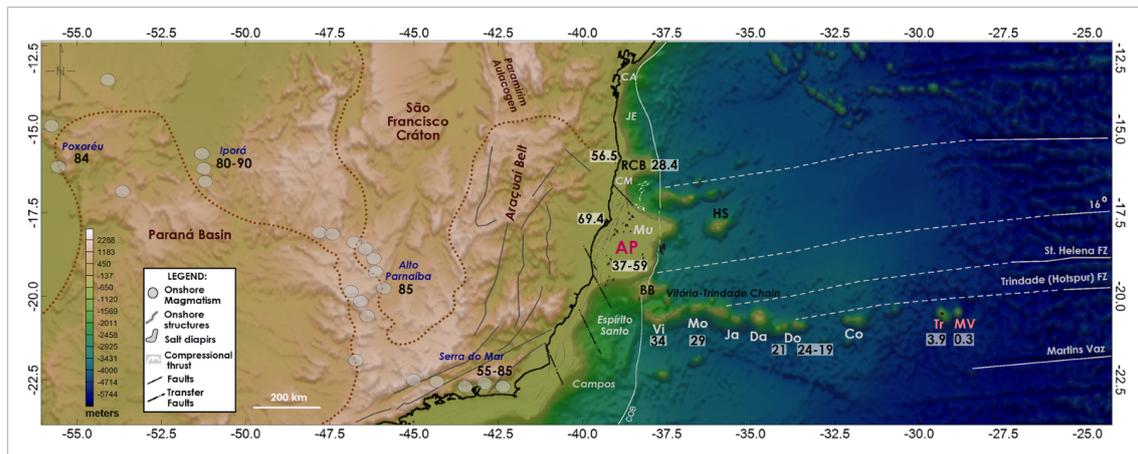


Figura 7.5: Mapa batimétrico/topográfico da região de estudo com principais elementos tectônicos e idades da províncias magmáticas identificadas. AP- Província Magmática de Abrolhos. Mu- Bacia do Mucuri; BB- Besnard Bank; Montes submarinos: Vi- Vitória; Mo- Monteague ; Ja- Jaseur; Da- Davis; Do- Dogaressa; Co- Columbia; Ilhas: Tr- Trindade and MV- Martins Vaz; RCB- Royal Charlotte Bank; HS-Hot Spur. Zonas de fraturas representadas pelas linhas brancas, seus prolongamentos hipotéticos em direção ao continente em linhas brancas tracejadas. Figura e legenda extraídas e adaptadas de STANTON *et al.* (2021).

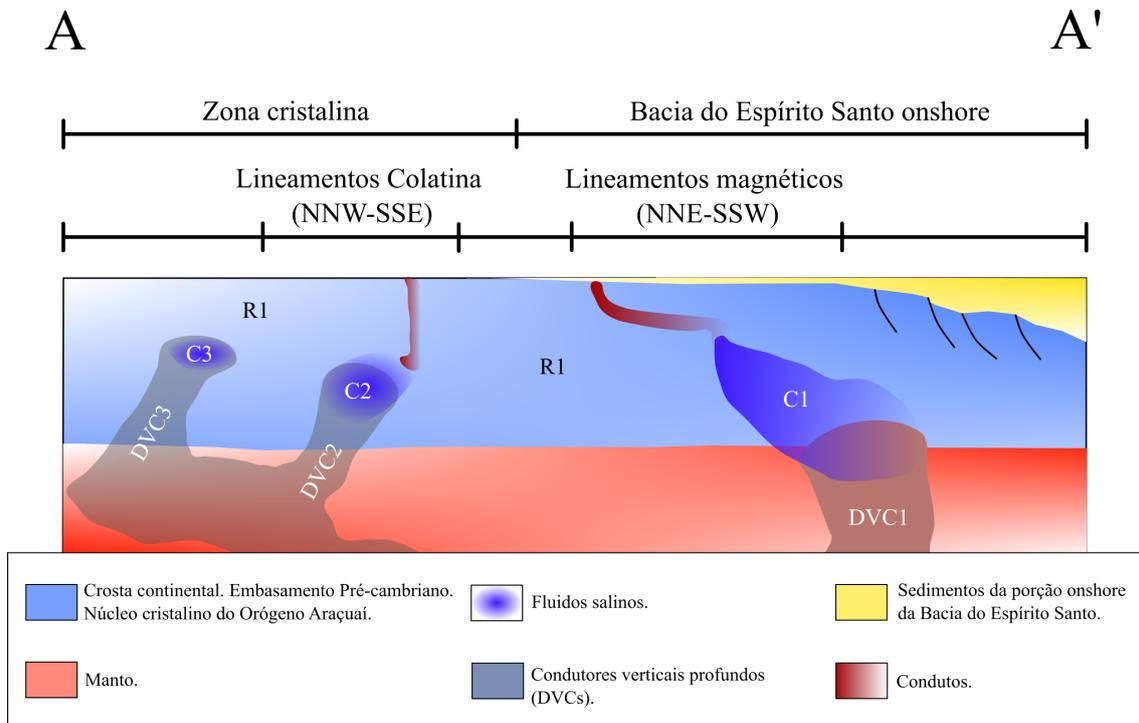


Figura 7.6: Representação esquemática do perfil AA' (Figura 6.5). As principais características identificadas no modelo de resistividade estão presentes nesta interpretação. A transição entre a crosta continental e manto foi baseada nas profundidades centrais de R1 e o HCD correspondente, as diferentes profundidades para HCDs ao longo do perfil na Figura 6.5 resultam da influência dos condutores e seus respectivos DVCs. Os DVCs indicam uma origem a partir do manto, possivelmente relacionada com a pluma que atuou na região. Os fluidos salinos (relacionados com C1, C2 e C3) estão associados a estruturas que são possíveis fontes dos diques observados no lineamentos regionais. Os condutos indicam uma possível ligação entre estas fontes e os lineamentos estruturais. A porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo apresenta o distinto sistema de falhas da Figura 7.4, dentro do seu limite exploratório.

Capítulo 8

Conclusões

A inversão tridimensional magnetotelúrica obtida apresentou uma resposta satisfatória, na medida em que houve uma correlação adequada com o contexto geológico. O modelo 3DMT gerado permitiu a obtenção de informações relacionadas às estruturas geológicas em subsuperfície, caracterizando a geometria e extensão das mesmas desde a superfície até profundidades em torno de 50 *km*. O modelo geológico associado aos resultados dos métodos potenciais, gravimétrico e magnetométrico, juntamente com as informações de poços, possibilitou o conhecimento dos padrões associados às principais feições geológicas e ao arcabouço estrutural da área de estudo.

O resultado da inversão tridimensional em comparação com a inversão bidimensional, realizada anteriormente na mesma área de estudo, mostrou-se consistente. Os modelos gerados pelas duas técnicas de inversão apresentaram resultados semelhantes e coerentes. Entretanto, a inversão tridimensional mostrou-se mais significativa, uma vez que proporcionou um nível de detalhamento maior e uma geometria dos condutores bem definida. Além disso, os resultados tridimensionais podem ser considerados mais confiáveis, já que na análise de dimensionalidade verificou-se uma forte tendência tridimensional para diversos períodos dos dados, tanto mais curtos quanto mais longos.

A assinatura do modelo 3DMT geral para a região foi esperada, no sentido em que se observou uma zona cristalina mais resistiva e uma zona sedimentar mais condutiva. Vale destacar que as profundidades obtidas para o embasamento da bacia no modelo geológico mostraram-se coerentes com dados de poços existentes na região de estudo. Além disso, foi possível identificar três fortes condutores crustais nesse terreno pré-cambriano que provavelmente estão relacionados à circulação recente de fluidos salinos - possivelmente correlatas aos eventos geradores de Abrolhos, da cadeia de Vitória-Trindade e de algumas províncias magmáticas *onshore*. A disposição desses condutores pode estar associada à estruturas resultantes do processo de colapso gravitacional do orógeno, para C2 e C3 que estão sob o Feixe de Linea-

mentos Colatina (NNW-SSE), e do desenvolvimento da bacia, para C1 mais a leste. Tais condutores também podem indicar uma possível localização de estruturas que funcionaram como fontes de diques registrados nos lineamentos da região.

Os resultados obtidos pelos métodos potenciais possibilitaram inferir certa correlação com o modelo 3DMT, principalmente em relação ao característico resistor R1 na porção central do modelo e o domínio magnético V nos mapas magnetométricos. Também foi possível correlacionar o espessamento da bacia no modelo de resistividades às assinaturas magnetométricas. Evidências de estruturas da fase rifte podem ser identificadas a partir de lineamentos magnéticos NNE-SSW, que estão provavelmente associados a enxames de diques alojados em falhas e fraturas originadas pelo regime extensional da bacia.

Desse modo, acredita-se que a maior contribuição deste trabalho foi a correlação das informações geológicas disponíveis com as variações geelétricas obtidas no modelo, os dados potenciais e os dados de poço. Com os dados utilizados neste estudo, foi possível identificar anomalias com diferentes escalas e faixas de profundidades, revelar fluidos condutivos alojados em estruturas geológicas que possivelmente funcionaram como fontes de diques e delimitar com certa precisão o embasamento da porção *onshore* da bacia. Esta pesquisa possibilitou obter informações geelétricas importantes dentro de uma região litosférica complexa, de tal forma que os resultados são concordantes com a maioria das informações geológicas disponíveis e a interpretação aqui sugerida correlacionou essas estruturas condutoras à diferentes processos que afetaram a região de estudo, como o colapso gravitacional do Orógeno Araçuai, o processo de rifteamento da Bacia do Espírito Santo e a possível atuação de uma pluma.

Por fim, para estudos futuros sugere-se uma interpretação mais rigorosa dos dados potenciais a partir de inversões, separadamente para cada método e/ou em conjunto entre os três métodos utilizados (gravimétrico, magnetométrico e magnetotelúrico). A geração de modelos para diferentes propriedades físicas poderia elucidar ainda mais a interpretação da região.

Referências Bibliográficas

- ALKMIM, F., PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C., et al., 2007, “Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental”, *Geonomos*, v. 15 (02), pp. 25–43. doi: 10.18285/geonomos.v15i1.105.
- ALKMIM, F. F., KUCHENBECKER, M., REIS, H. L. S., et al., 2017, “The Araçuaí Belt”. In: Heilbron, M., Cordani, U. G., Alkmim, F. F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, pp. 255–276, Cham, Springer International Publishing. ISBN: 978-3-319-01715-0. doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_14.
- BEGGIATO, L. D., 2013, *Caracterização sedimentológica e estratigráfica de reservatórios mistos do albio da plataforma de regência, porção terrestre da Bacia do Espírito Santo, Brasil*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BELTRAN, G. G. R., 2019, *CARACTERIZAÇÃO GEOELÉTRICA DA BORDA SUDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA ATRAVÉS DA INVERSÃO 3D DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS*. Dissertação de mestrado, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- BELÉM, J., 2014, *Geoquímica, geocronologia e contexto geotectônico do magmatismo máfico associado ao Feixe De Fraturas Colatina, estado do Espírito Santo*. Tese de D.Sc., Universidade Federal de Minas Gerais.
- BIASSUSI, A., MACIEL, A. A., CARVALHO, R. S., 1990, “Evolução geológica das sequências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese”, *Boletim de Geociências - Petrobras*, v. 4 (03), pp. 13–19.
- BIZZI, L., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R., et al., 2003, *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM - Serviço Geológico Do Brasil.
- BLAKELY, R. J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9780511549816.

- CALDWELL, T., BIBBY, H., BROWN, C., 2004, “The magnetotelluric phase tensor”, *Geophysical Journal International - GEOPHYS J INT*, v. 158 (08), pp. 457–469. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x.
- CALEGARI, S., PEIFER, D., NEVES, M., et al., 2021, “Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil)”, *Geomorphology*, v. 393 (09), pp. 107946. doi: 10.1016/j.geomorph.2021.107946.
- CHAVE, A., JONES, A., 2012, *The Magnetotelluric Method, Theory and Practice*. Cambridge University Press.
- COSTA, F. A., 2005, *Investigações Eletromagnéticas na Porção Continental da Bacia do Espírito Santo e suas Adjacências Cristalinas*. Dissertação de mestrado, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- DIAS, G. A. N., 2021, “Investigação Magnetotelúrica em um Perfil entre Belo Horizonte (MG) e Vitória (ES), Brasil.” *Brazilian Applied Science Review*, v. 5(3).
- EGBERT, G., KELBERT, A., 2012, “Computational recipes for electromagnetic inverse problems”, *Geophysical Journal International*, v. 189 (04), pp. 251–267.
- EGBERT, G. D., BOOKER, J. R., 1986, “Robust estimation of geomagnetic transfer functions”, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 87, n. 1, pp. 173–194. doi: 10.1111/j.1365-246X.1986.tb04552.x.
- FERNANDES, C. M., FONTES, S., LA TERRA, E. F., et al., 2018, “Electrical crustal structure of Alta Floresta Gold Province eastern sector, SW Amazon Craton, Brazil”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 86 (06).
- FIGUEIREDO, I., 1997, *INVESTIGAÇÃO MAGNETOTELÚRICAS SERRAS DO SUDESTE BRASILEIRO (RJ/MG): UMA PROPOSTA DE MODELO CRUSTAL*. Tese de D.Sc., Observatório Nacional, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- FRANÇA, R., DEL REY, A., TAGLIARI, C., et al., 2007, “Bacia de Espírito Santo. Boletim de Geociências da Petrobras”, v. 15 (01), pp. 501–509.

- GARCIA, X., LEDO, J., QUERALT, P., 1999, “2D inversion of 3D magnetotelluric data : The Kayabe dataset”, *Earth Planets and Space*, v. 51 (02), pp. 1135–1143. doi: 10.1186/BF03351587.
- GRADIM, C., RONCATO, J., PEDROSA-SOARES, A. C., et al., 2014, “The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation”, *Brazilian Journal of Geology*, v. 44 (03), pp. 155 – 180. doi: 10.5327/Z2317-4889201400010012.
- JOKAT, W., BOEBEL, T., KÖNIG, M., et al., 2003, “Timing and geometry of early Gondwana breakup”, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 108, n. B9.
- JONES, A., 1992, “Electrical Conductivity of the Continental Lower Crust.” pp. 81–143, 01.
- KELBERT, A., MEQBEL, N., EGBERT, G., et al., 2014, “ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data”, *Computers & Geosciences*, v. 66 (05), pp. 40–53.
- KIRKBY, A., ZHANG, F., PEACOCK, J., et al., 2019, “The MTPy software package for magnetotelluric data analysis and visualisation”, *Journal of Open Source Software*, v. 4 (05), pp. 1358. doi: 10.21105/joss.01358.
- KRIEGER, L., PEACOCK, J. R., 2014, “MTPy: A Python toolbox for magnetotellurics”, *Computers & Geosciences*, v. 72, pp. 167–175. ISSN: 0098-3004. doi: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.07.013>.
- LI, X., 2006, “Understanding 3D analytic signal amplitude”, *Geophysics*, v. 71 (03). doi: 10.1190/1.2184367.
- MARTÍ, A., QUERALT, P., LEDO, J., 2009, “WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor”, *Computers & Geosciences*, v. 35, n. 12, pp. 2295–2303.
- NIMA, 2000, *Department of Defense World Geodetic System 1984: its definition and relationships with local geodetic systems*. National Imagery and Mapping Agency (NIMA).
- PANETTO, L. P., LA TERRA, E. F., TUPINAMBÁ, M., et al., 2018, “Crustal framework of the Ribeira and Brasília belts (SE Brazil) inferred from 3D magnetotelluric imaging”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 86, pp. 342–352. ISSN: 0895-9811.

- PANETTO, L. P., 2017, *ESTRUTURAS CRUSTAIS DAS FAIXAS RIBEIRA E BRASÍLIA (SE BRASIL) INFERIDAS POR IMAGEAMENTO MAGNETOTELÚRICO TRIDIMENSIONAL*. Tese de D.Sc., Observatório Nacional, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- PEDROSA-SOARES, A., NOCE, C., WIEDEMANN, C., et al., 2001, “The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly”, *Precambrian Research*, v. 110, n. 1, pp. 307–323. ISSN: 0301-9268. doi: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00174-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00174-7).
- PEDROSA-SOARES, A. C., ALKMIM, F., 2013, “HOW MANY RIFTING EVENTS PRECEDED THE DEVELOPMENT OF THE ARAÇUAÍ-WEST CONGO OROGEN?” *Revista Geonomos*, v. 19 (02). doi: 10.18285/geonomos.v19i2.56.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C., ALKMIM, F., et al., 2007, “Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977”, *Geonomos*, v. 15 (01). doi: 10.18285/geonomos.v15i1.103.
- RICHTER, F., LANA, C., STEVENS, G., et al., 2016, “Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: Records from the Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil)”, *Precambrian Research*, v. 272, pp. 78–100. ISSN: 0301-9268. doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.012>. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301926815003472>>.
- ROCHA, N., FONTES, S., LA TERRA, E. F., et al., 2019, “Lithosphere structures of the Parnaíba Basin and adjacent provinces revealed by deep magnetotelluric imaging”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 92 (03).
- RODI, W., MACKIE, R. L., 2001, “Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion”, *GEOPHYSICS*, v. 66, n. 1, pp. 174–187. doi: 10.1190/1.1444893.
- SANTIAGO, R., CAXITO, F., NEVES, M., et al., 2019, “Two generations of mafic dyke swarms in the Southeastern Brazilian coast: reactivation of structural lineaments during the gravitational collapse of the Araçuaí-Ribeira Orogen (500 Ma) and West Gondwana breakup (140 Ma)”, *Precambrian Research*, v. 340 (05), pp. 105344. doi: 10.1016/j.precamres.2019.105344.

- SIMPSON, F., BAHR, K., 2005, *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- SOLON, F., FONTES, S., LA TERRA, E. F., 2018, “Electrical conductivity structure across the Parnaíba Basin, NE Brazil”, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472 (07), pp. SP472.19.
- SORDI, D. A. D., 2021, “Atlas aerogeofísico do estado do Espírito Santo”. CPRM, 6.
- STANTON, N., GORDON, A., CARDOZO, C., et al., 2021, “Morphostructure, emplacement and duration of the Abrolhos Magmatic Province: A geophysical analysis of the largest post-breakup magmatism of the South-Eastern Brazilian margin.” (07).
- SUTARNO, D., VOZOFF, K., 1989, “Robust M-Estimation of Magnetotelluric Impedance Tensors”, *Exploration Geophysics*, v. 20, n. 3, pp. 383–398. doi: 10.1071/EG989383.
- TAGLIARI, C., FONTANELLI, P., BRANDÃO, J., et al., 2013, “Evolução geológica das sequências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese”, *Boletim de Geociências - Petrobras*, v. 21 (05), pp. 149–174.
- TEDESCHI, M., NOVO, T., PEDROSA-SOARES, A. C., et al., 2015, “The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil)”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68 (11). doi: 10.1016/j.jsames.2015.11.011.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E., 1990, *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9781139167932.
- UHLEIN, A., RONCATO, J., EGYDIO-SILVA, M., et al., 2014, “GEOLOGIA, PETROLOGIA E CONTEXTO GEOTECTÔNICO DOS GNAISSES E GRANITÓIDES DA REGIÃO DE COLATINA, ESPÍRITO SANTO”, *Revista Geonomos*, v. 22 (07). doi: 10.18285/geonomos.v22i1.295.
- VIEIRA, V., GOMES, D., COUTO JR, M., et al., 2015, “CORRELAÇÃO DOS DIQUES DO FEIXE DE LINEAMENTOS COLATINA COM A CADEIA VITÓRIA-TRINDADE BASEADA EM DADOS GEOFÍSICOS-GEOLÓGICOS NO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO”. 05.
- VIEIRA, V., SILVA, M., R. CORRÊA, T., et al., 2018, “MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO.” Belo Horizonte: CPRM.

- VOZOFF, K., 1991, "THE MAGNETOTELLURIC METHOD". In: *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 641–712.
- ZAMBONI JÚNIOR, N., 2007, *Arcabouço morfoestrutural do embasamento adjacente e da parte emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- ZHDANOV, M., 2009, *Geophysical electromagnetic theory and methods*. Elsevier.
- ÁVILA, R., 2015, *Bacia do Espírito Santo Sumário Geológico e Setores em Oferta*. Relatório Técnico 13^a Rodada, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

Apêndice A

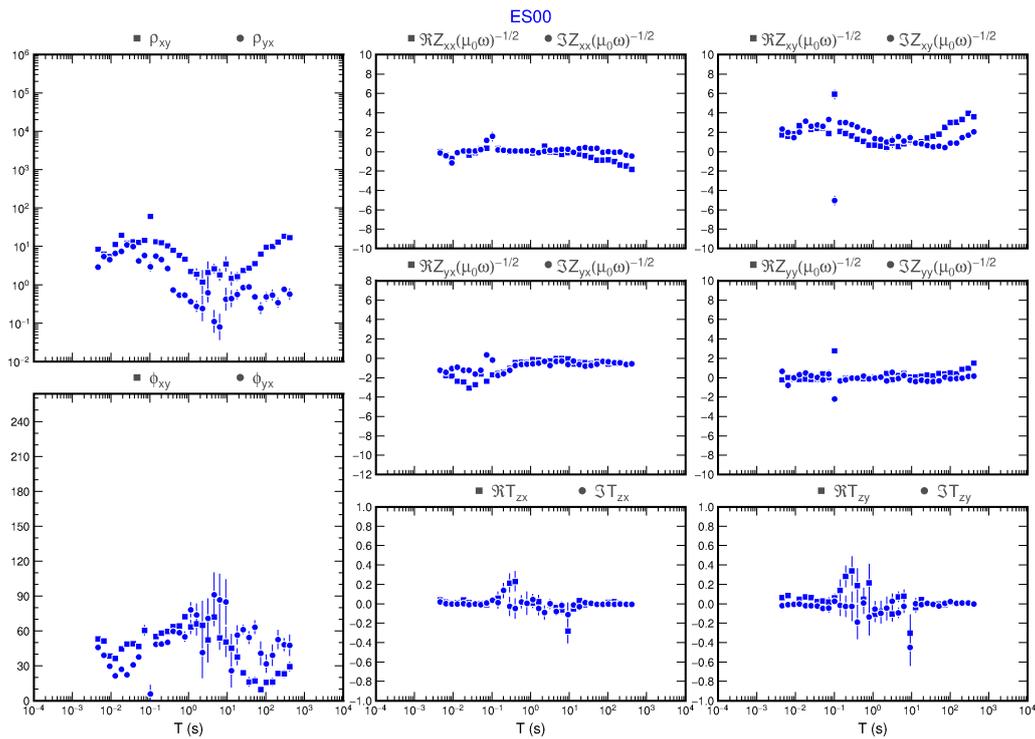


Figura 8.1: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES00.

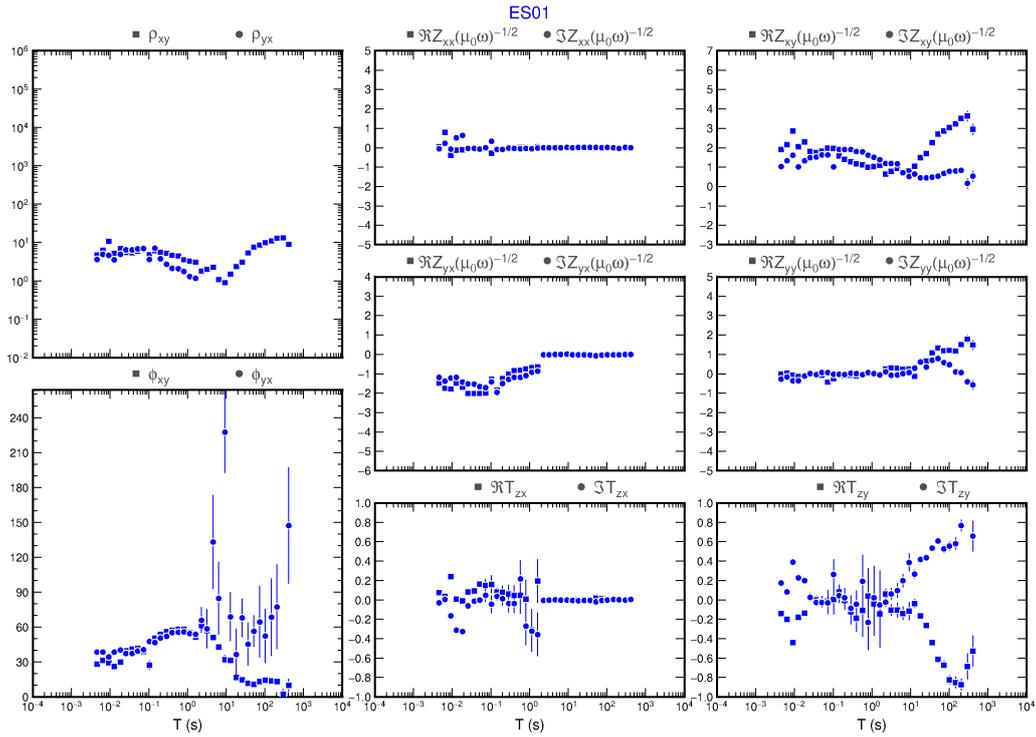


Figura 8.2: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES01.

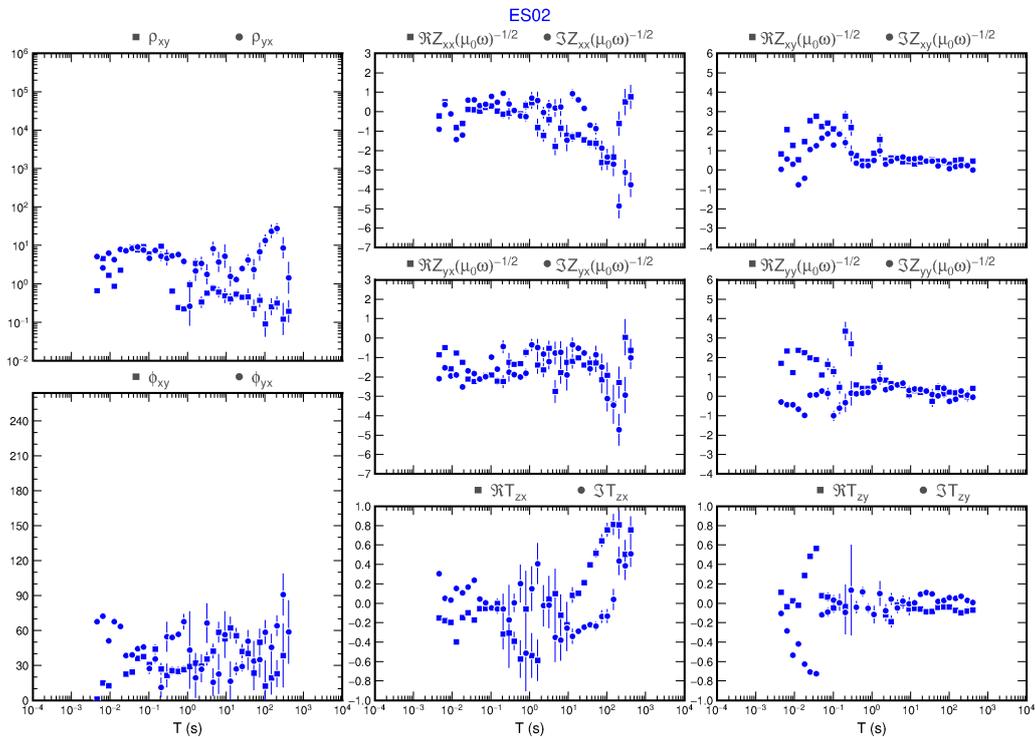


Figura 8.3: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES02.

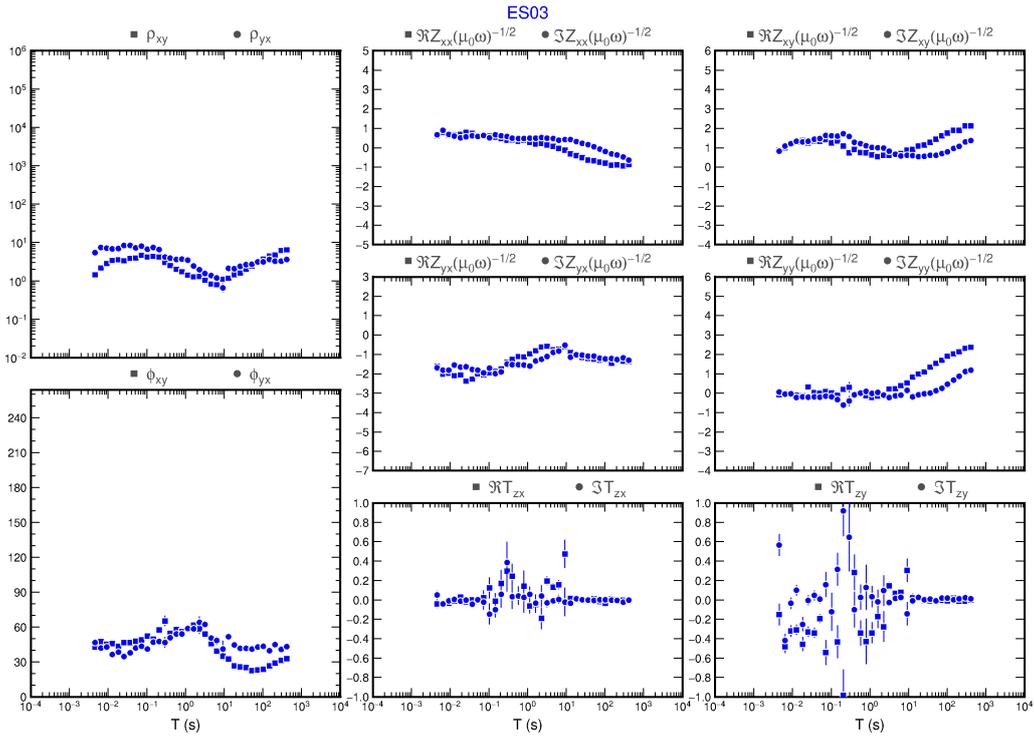


Figura 8.4: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES03.

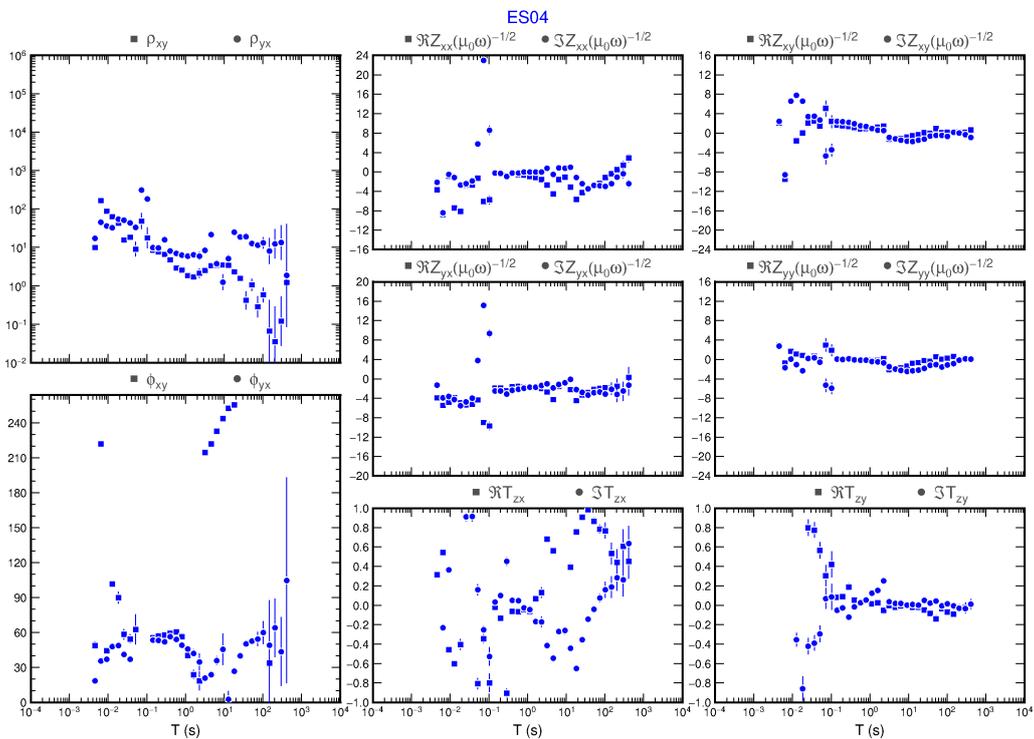


Figura 8.5: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES04.

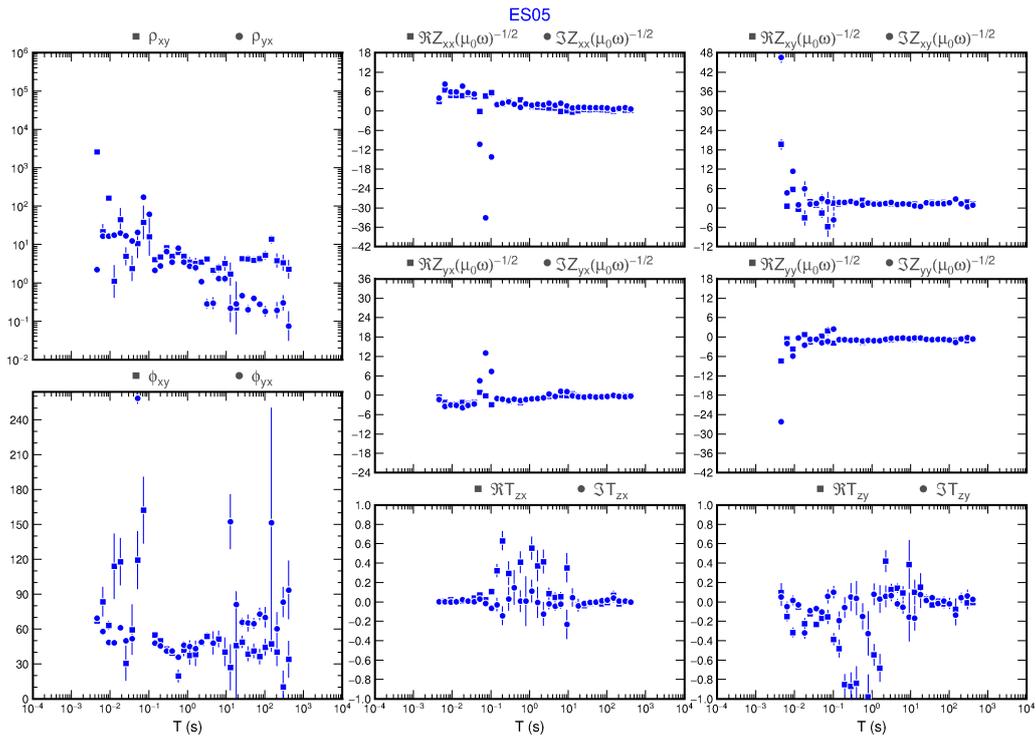


Figura 8.6: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES05.

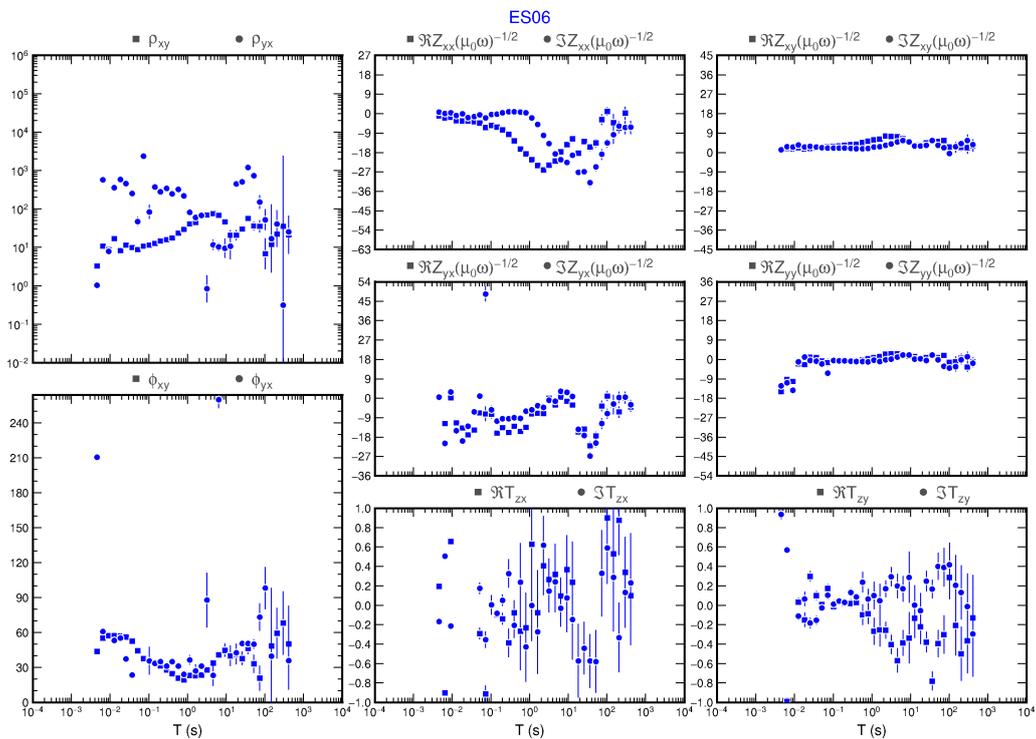


Figura 8.7: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES06.

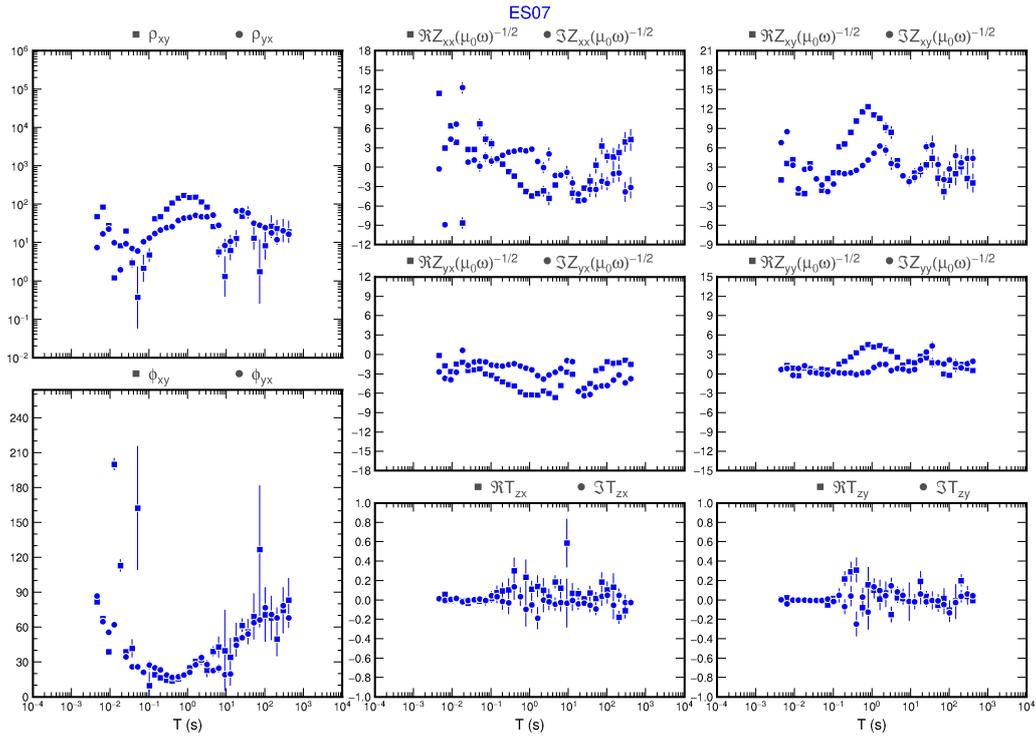


Figura 8.8: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES07.

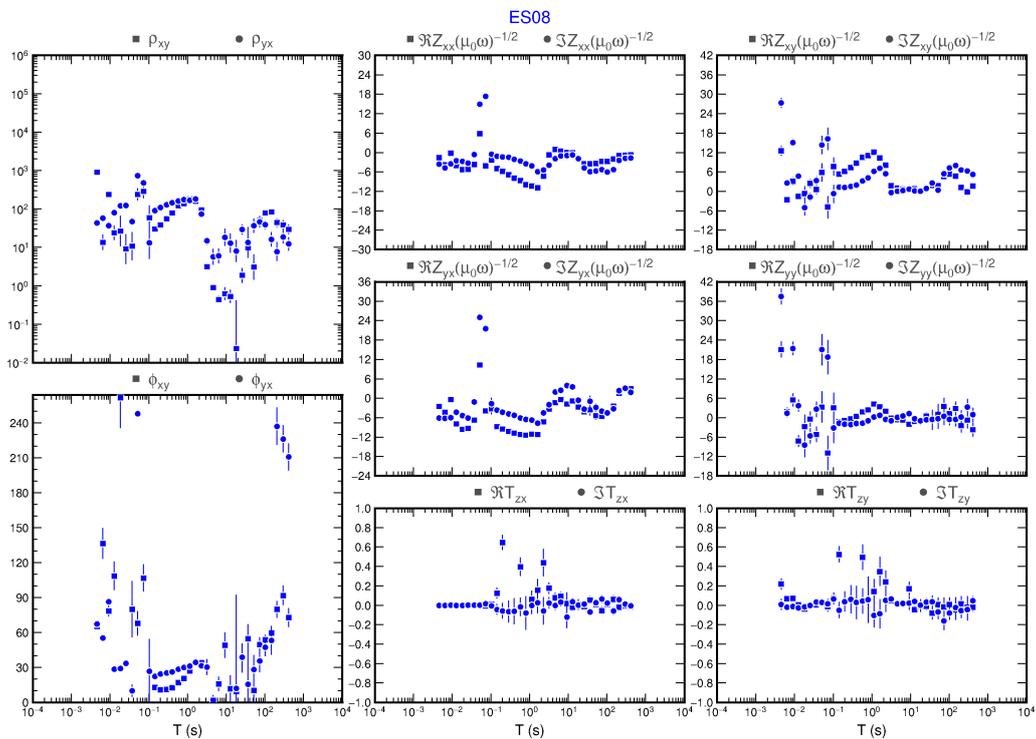


Figura 8.9: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES08.

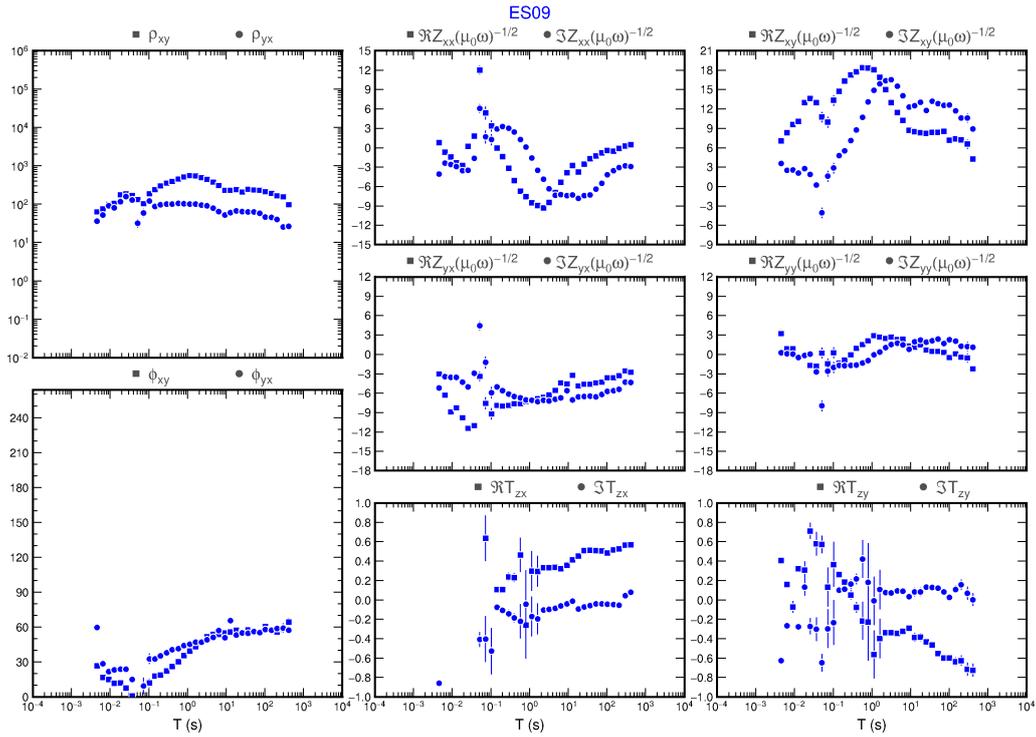


Figura 8.10: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES09.

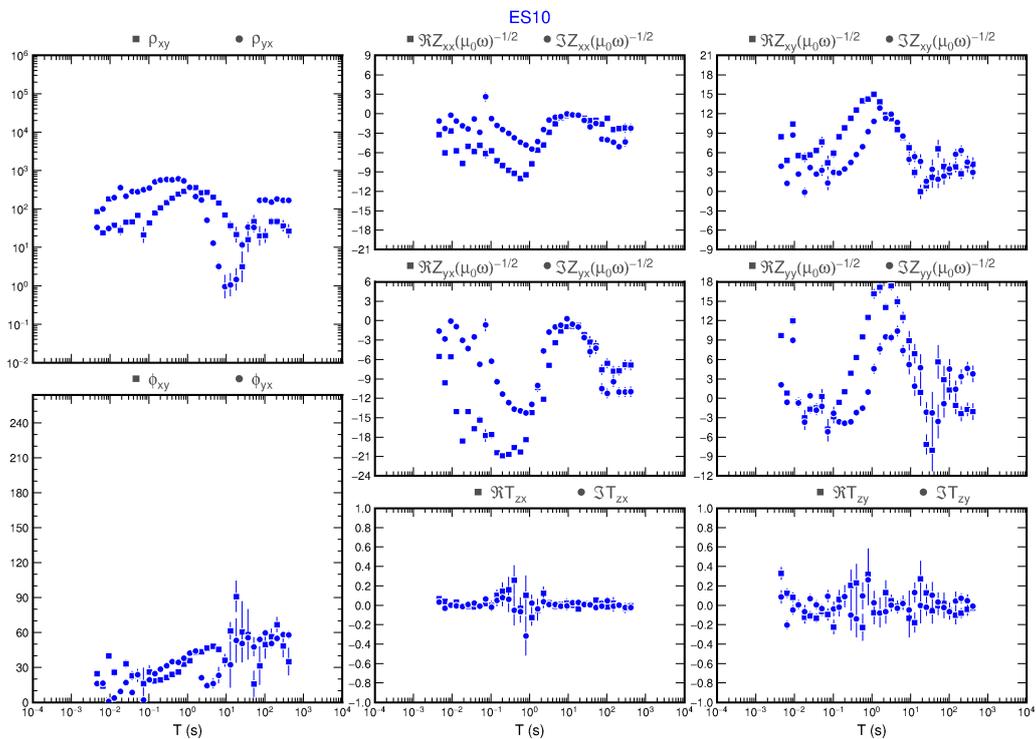


Figura 8.11: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES10.

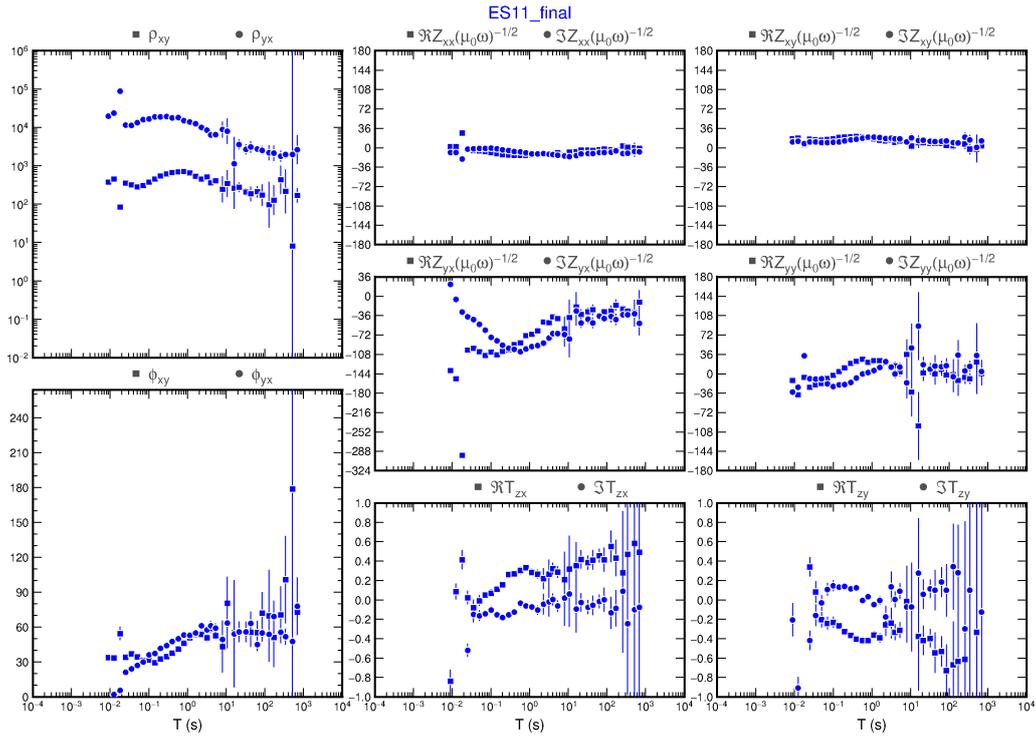


Figura 8.12: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES11. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

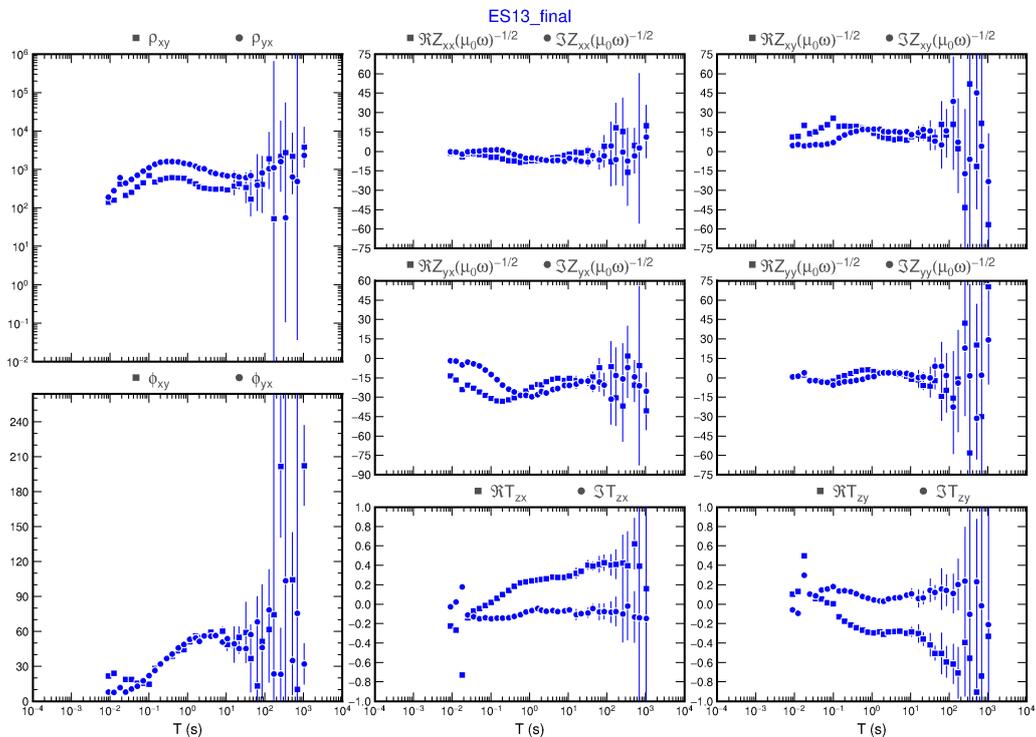


Figura 8.13: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES13. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

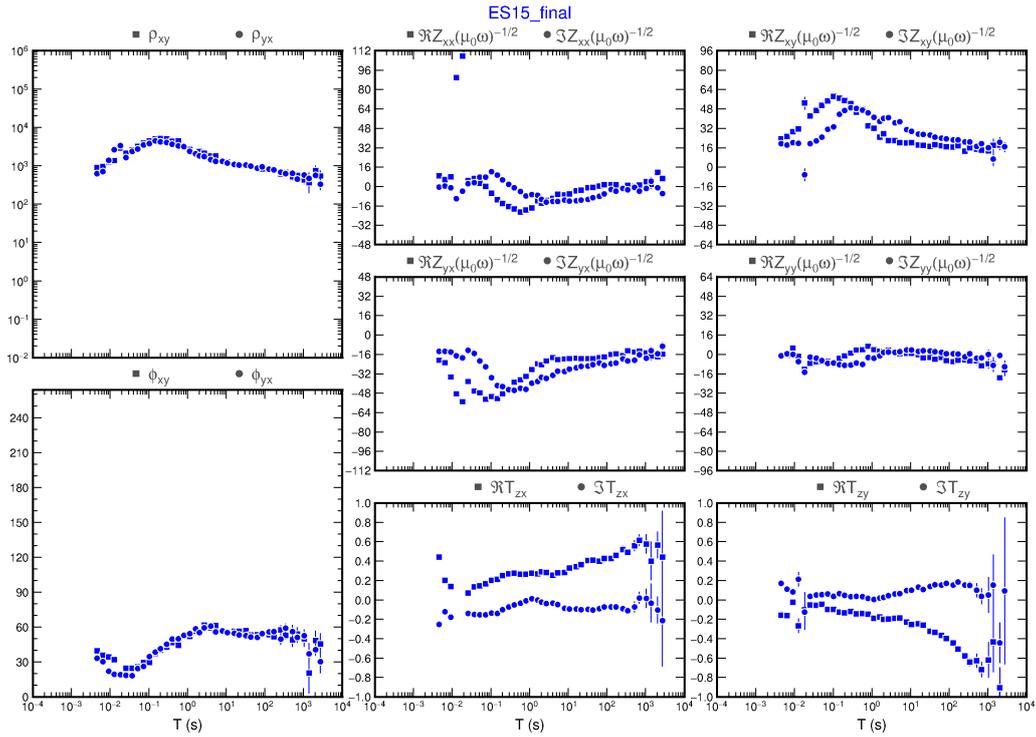


Figura 8.14: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES15. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

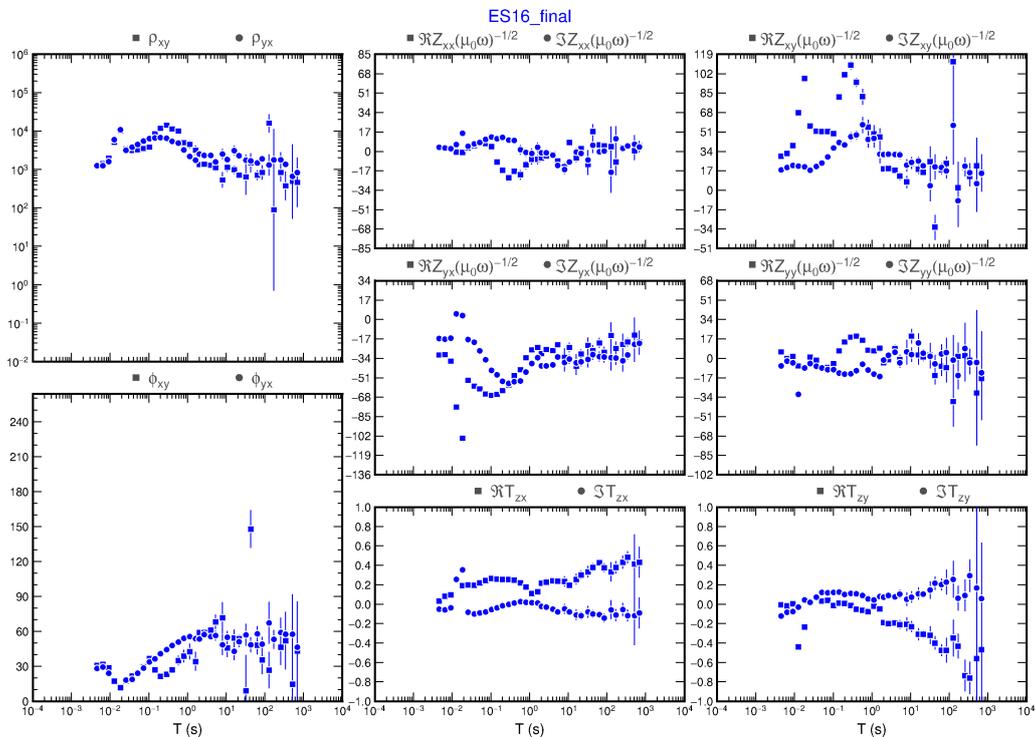


Figura 8.15: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES16. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

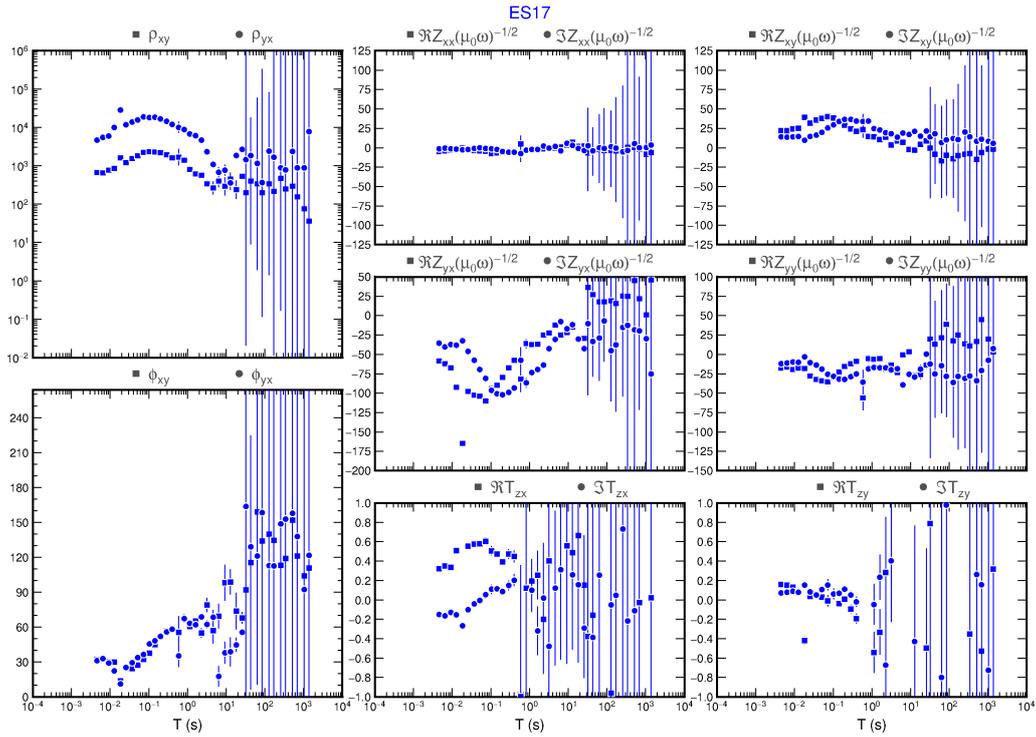


Figura 8.16: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES17. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

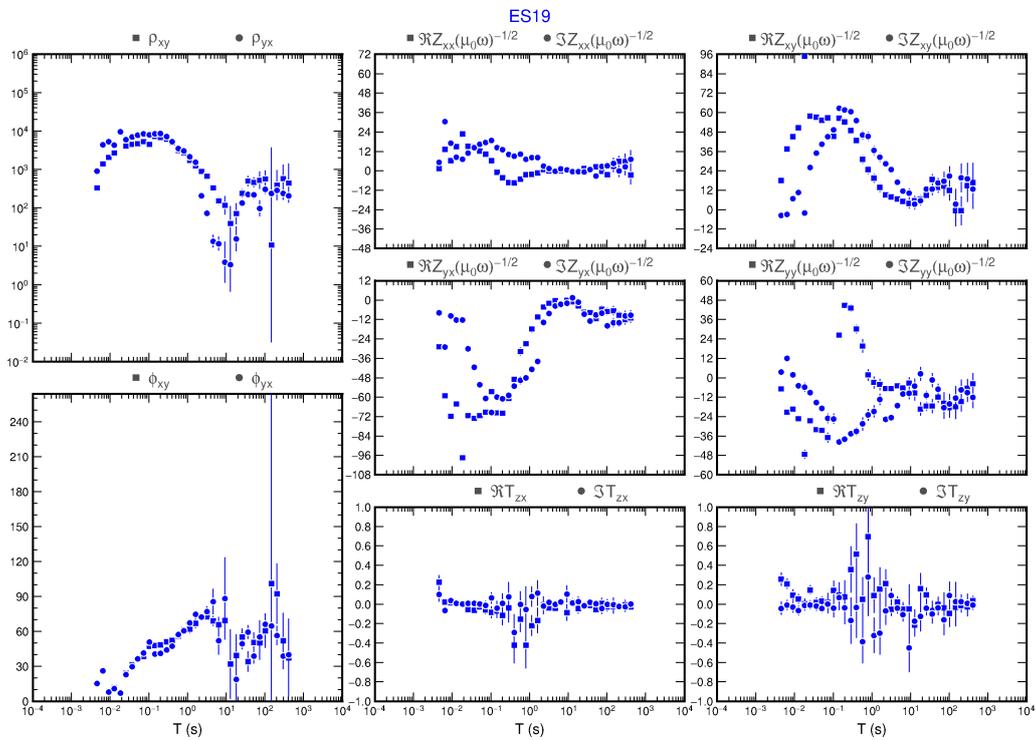


Figura 8.17: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES19.

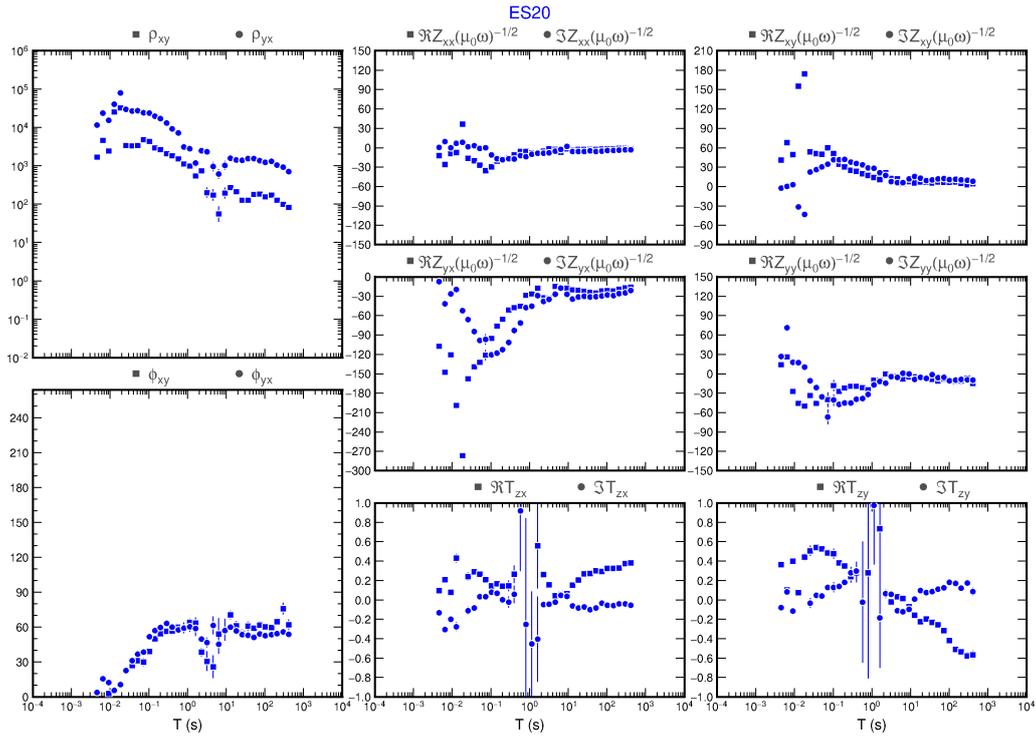


Figura 8.18: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES20.

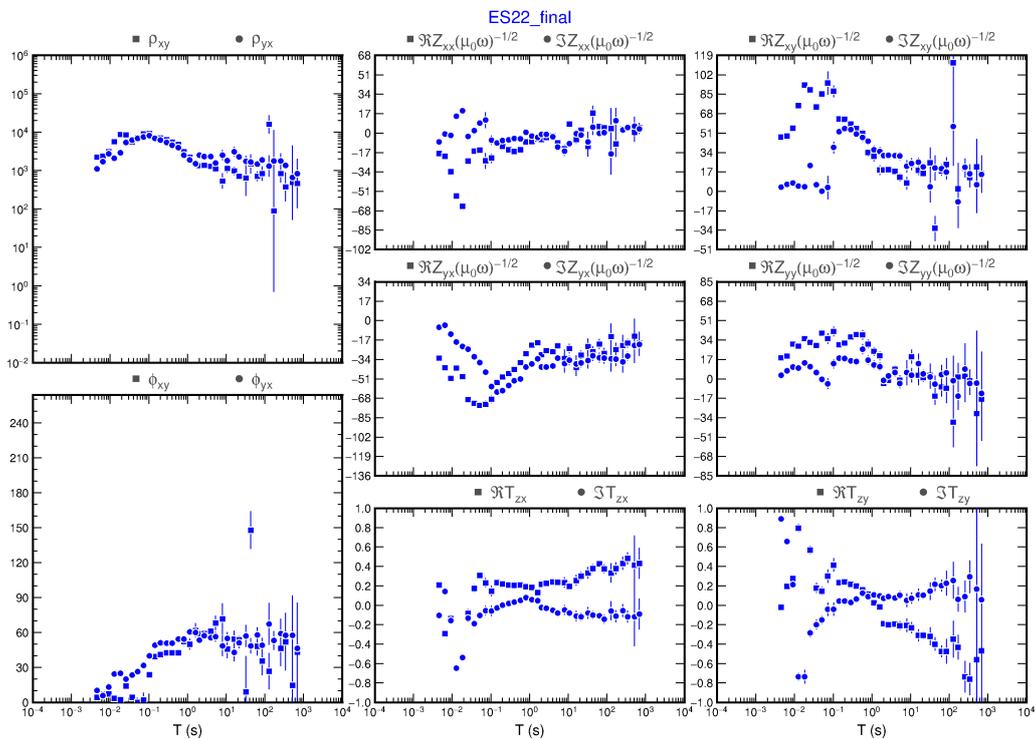


Figura 8.19: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES22. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

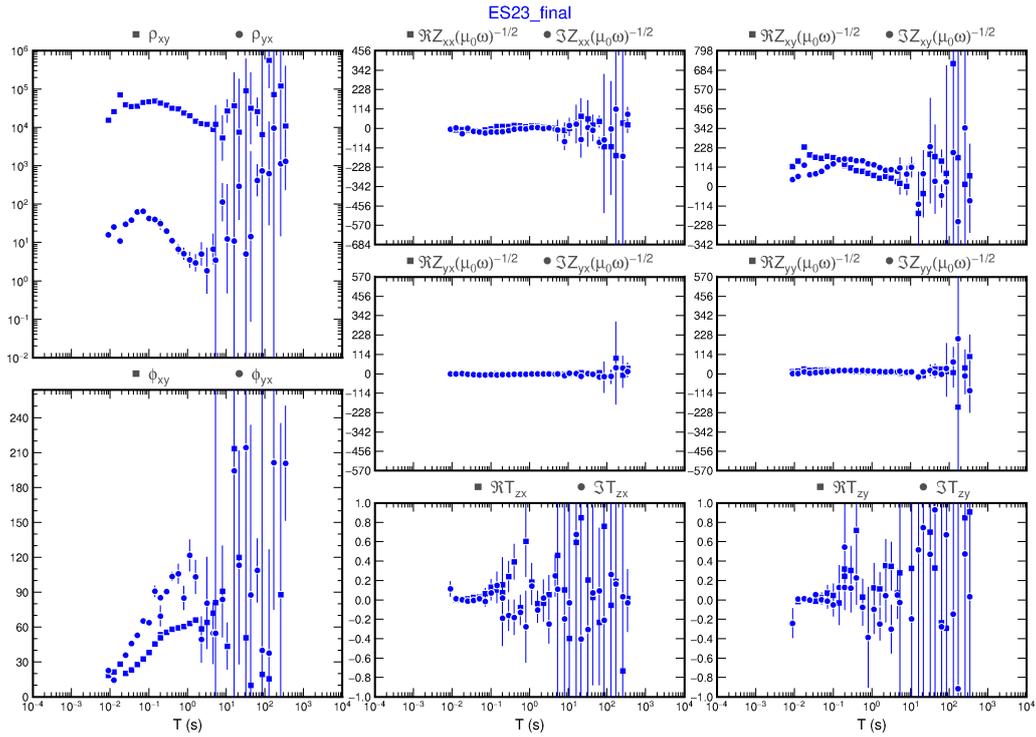


Figura 8.20: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES23. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

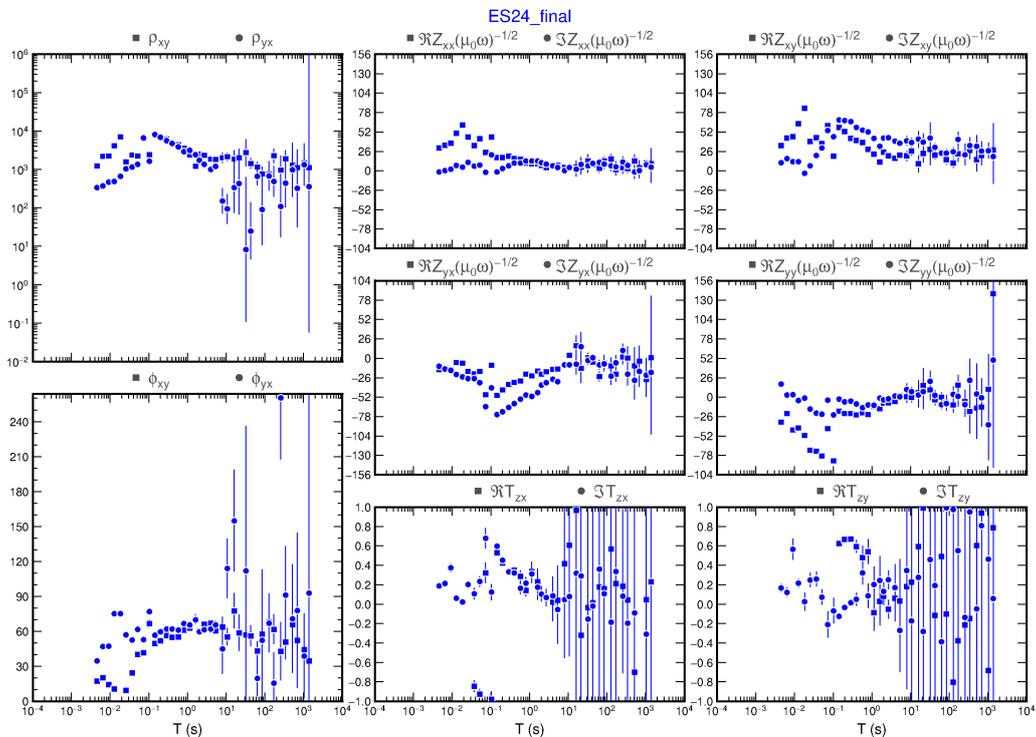


Figura 8.21: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES24. TS1 processada com o uso do *Cascade Decimation* do WinGLink.

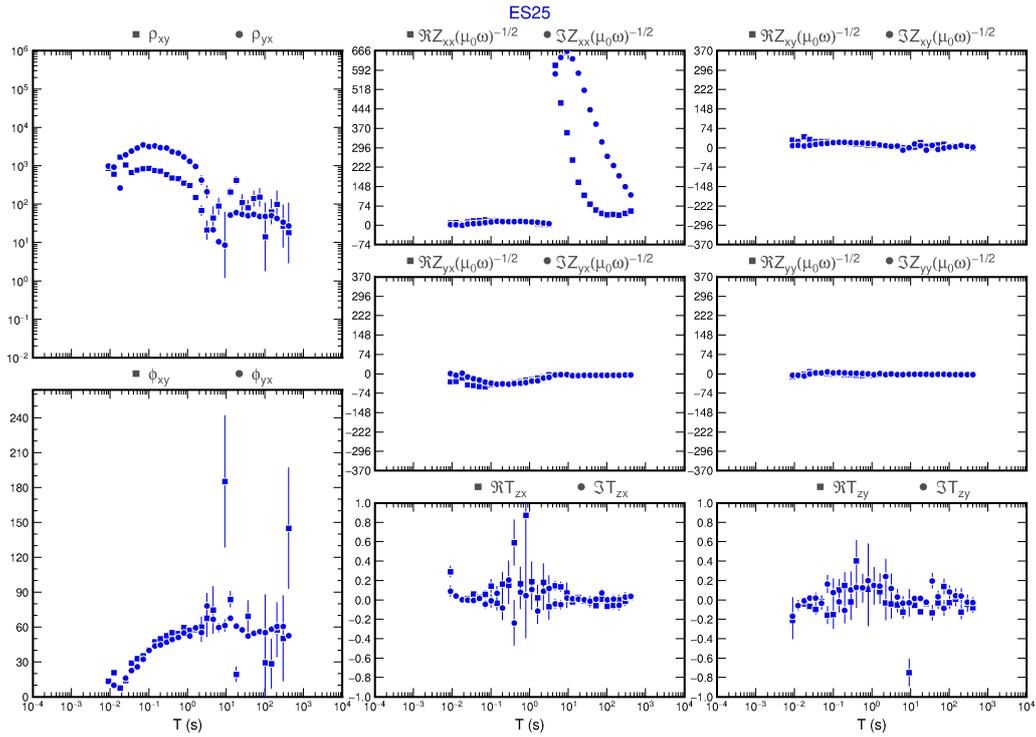


Figura 8.22: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES25.

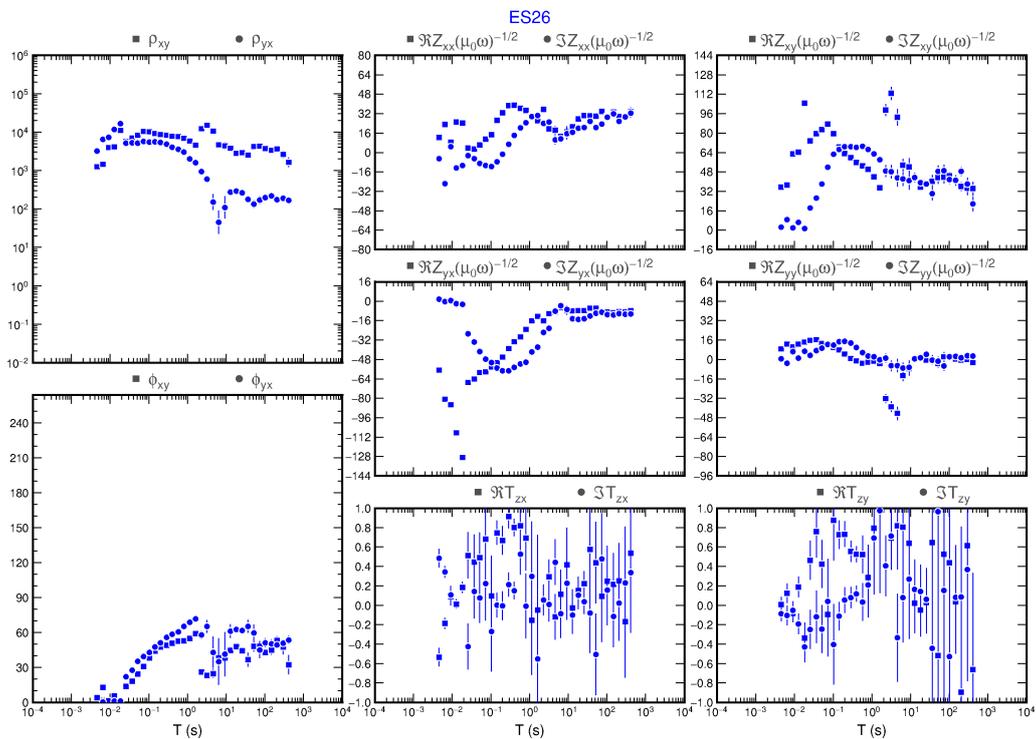
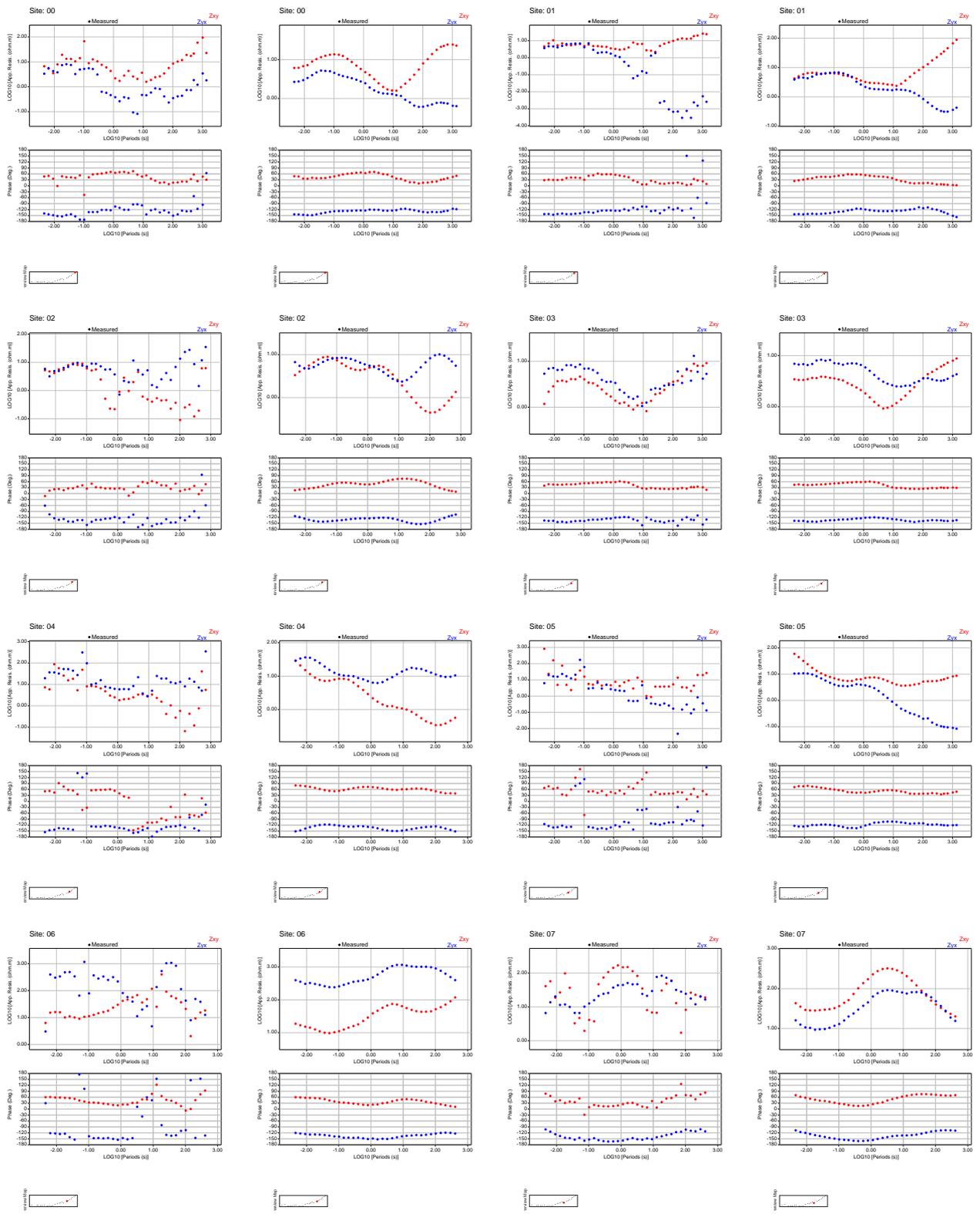
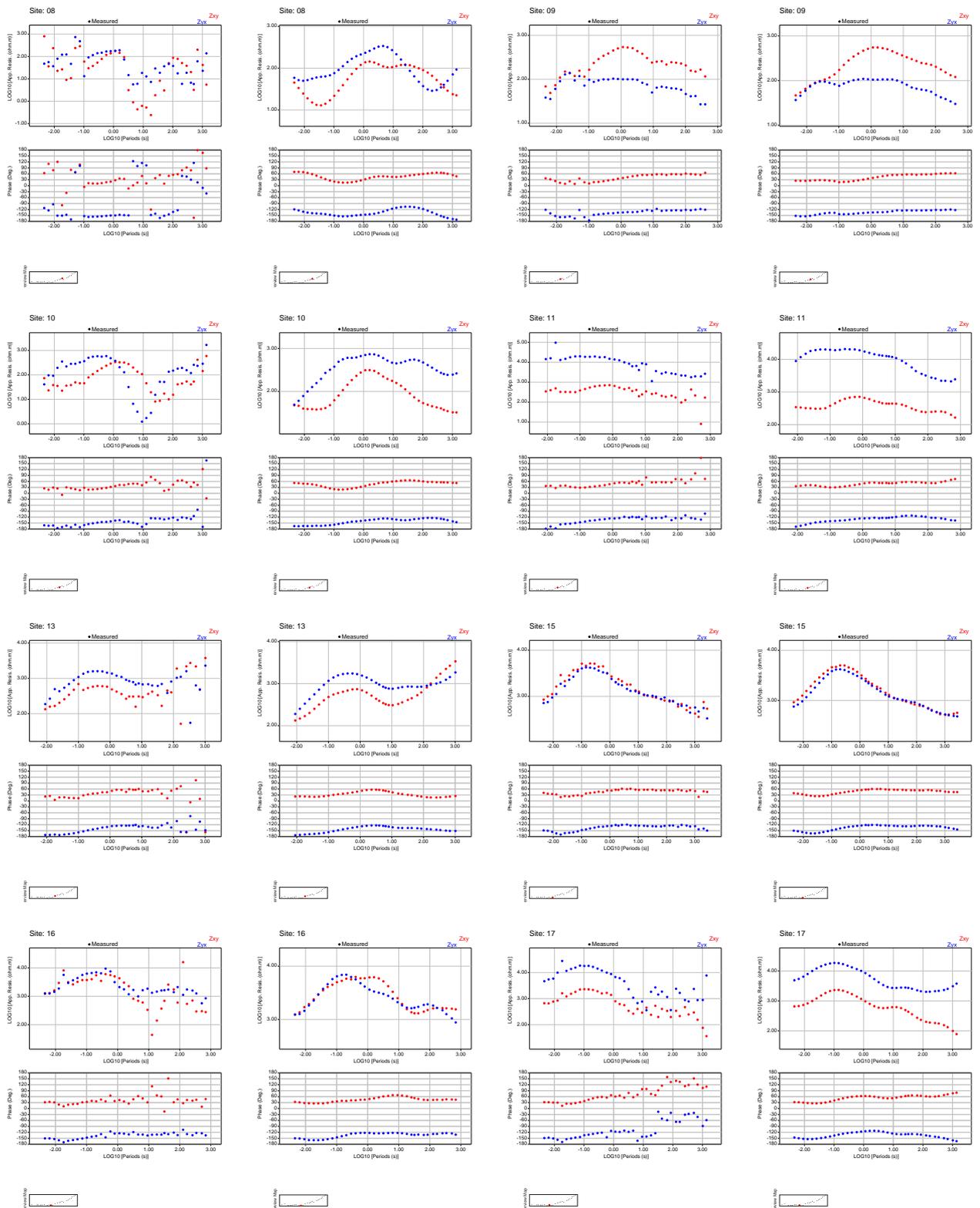


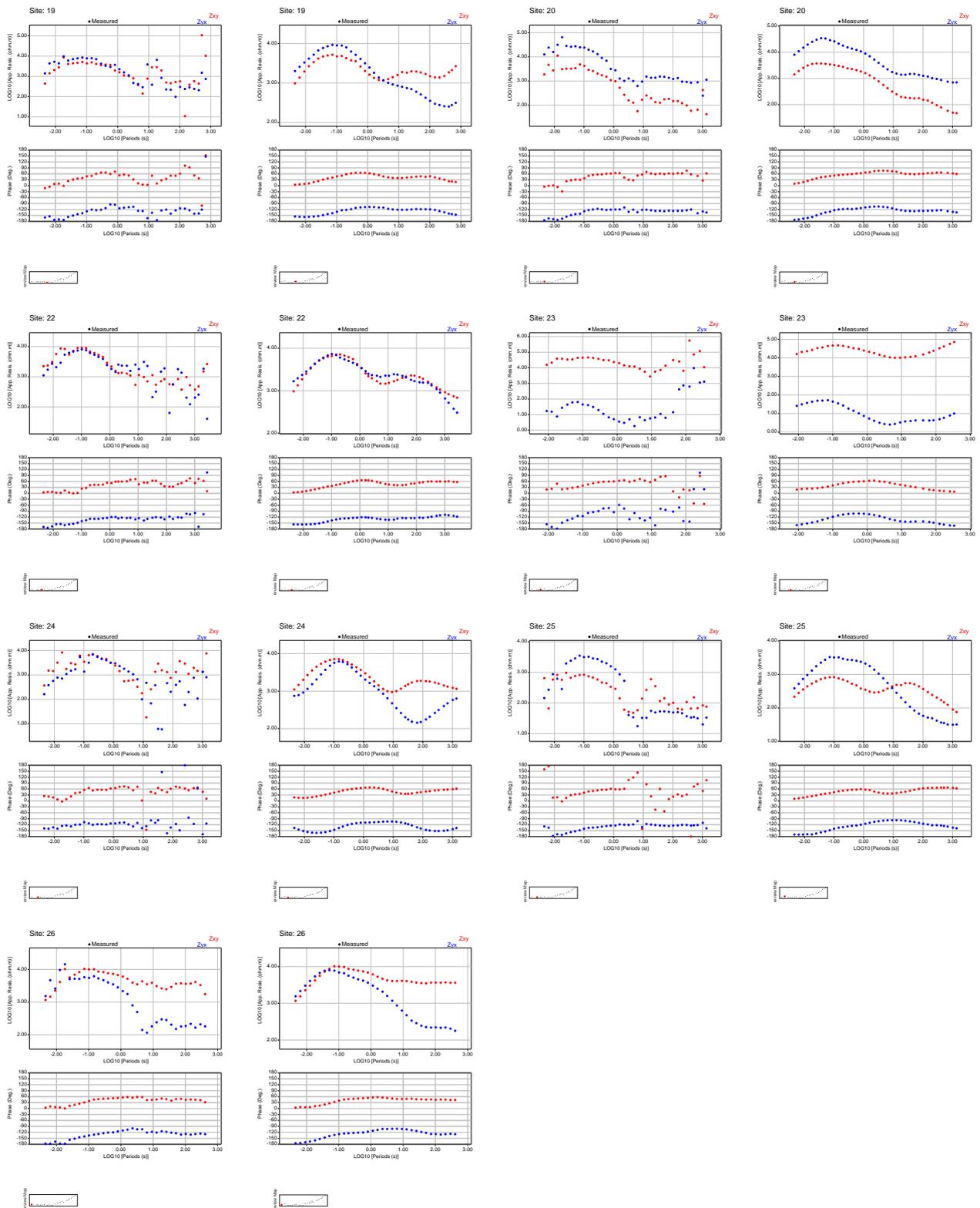
Figura 8.23: Gráficos das curvas de resistividade, fase, componentes do tensor de impedância e *Tipper* obtidas pelo processamento Egbert da estação ES26.

Apêndice B

Curvas de resistividade e fase das estações MT obtidas pelo processamento EMTF. Para cada par, na coluna esquerda se tem as curvas originais e na direita as curvas com os tratamentos e as suavizações descritas no trabalho.

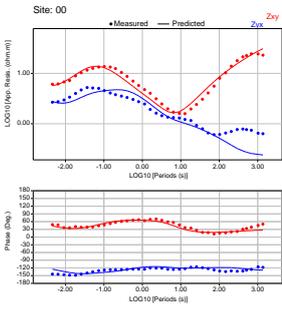




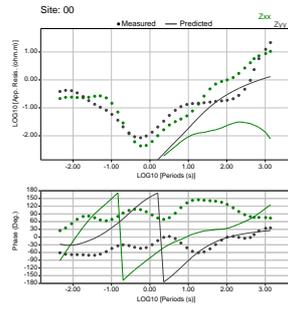


Apêndice C

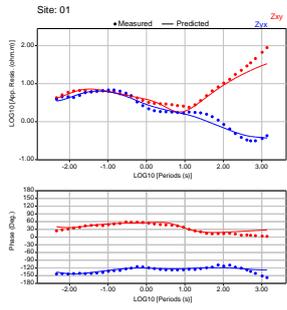
Comparativo entre as curvas obtidas com o processo iterativo de inversão (segmentos contínuos) e os dados reais (pontos). Os RMS de todas as curvas também são apresentados.



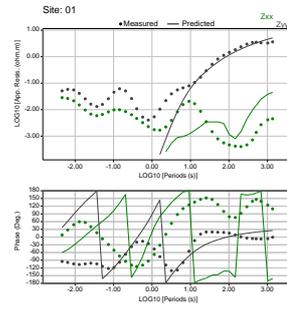
Overall RMS (Z-T) \approx 1.25
 Total Z RMS = 1.25
 Zyx RMS = 1.01
 Zxy RMS = 1.39



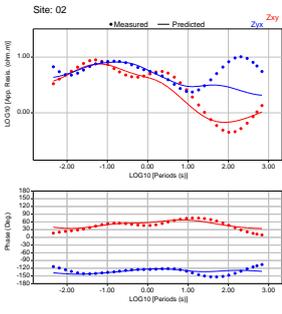
Overall RMS (Z-T) \approx 1.23
 Total Z RMS = 1.23
 Zzx RMS = 1.18
 Zzy RMS = 1.10



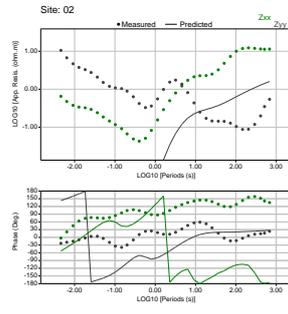
Overall RMS (Z-T) \approx 1.05
 Total Z RMS = 1.05
 Zyx RMS = 1.31
 Zxy RMS = 1.18



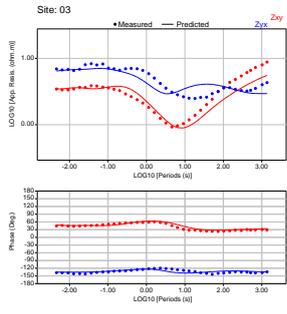
Overall RMS (Z-T) \approx 0.99
 Total Z RMS = 0.99
 Zzx RMS = 0.64
 Zzy RMS = 1.02



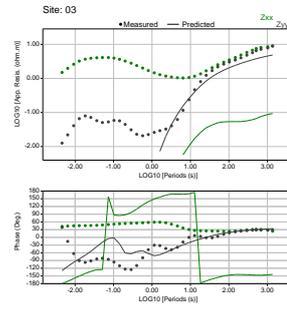
Overall RMS (Z-T) \approx 2.13
 Total Z RMS = 2.13
 Zyx RMS = 1.60
 Zxy RMS = 1.98



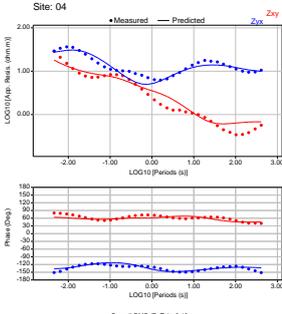
Overall RMS (Z-T) \approx 2.13
 Total Z RMS = 2.13
 Zzx RMS = 2.71
 Zzy RMS = 2.09



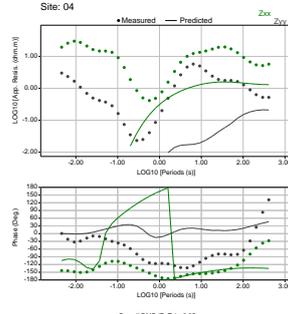
Overall RMS (Z-T) \approx 1.94
 Total Z RMS = 1.94
 Zyx RMS = 0.97
 Zxy RMS = 1.10



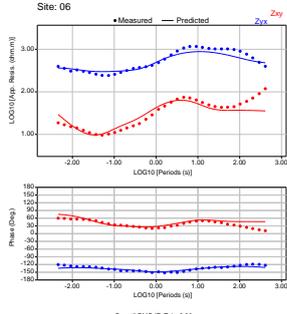
Overall RMS (Z-T) \approx 1.96
 Total Z RMS = 1.96
 Zzx RMS = 3.53
 Zzy RMS = 0.73



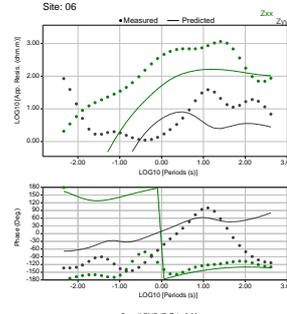
Overall RMS (Z-T) \approx 2.12
 Total Z RMS = 2.12
 Zyx RMS = 1.51
 Zxy RMS = 0.94



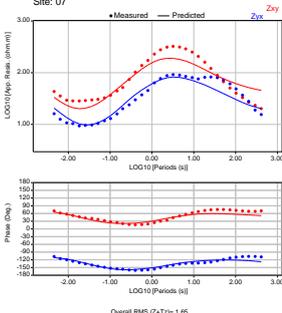
Overall RMS (Z-T) \approx 2.25
 Total Z RMS = 2.25
 Zzx RMS = 1.78
 Zzy RMS = 1.73



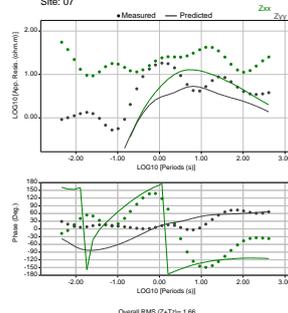
Overall RMS (Z-T) \approx 2.05
 Total Z RMS = 2.05
 Zyx RMS = 1.68
 Zxy RMS = 0.98



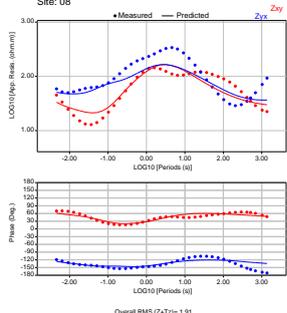
Overall RMS (Z-T) \approx 2.30
 Total Z RMS = 2.30
 Zzx RMS = 4.02
 Zzy RMS = 1.22



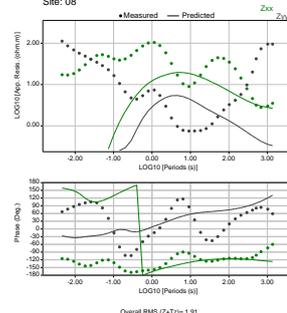
Overall RMS (Z-T) \approx 1.65
 Total Z RMS = 1.65
 Zyx RMS = 1.58
 Zxy RMS = 1.24



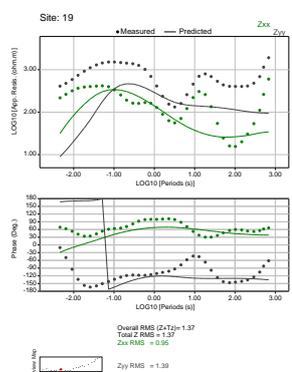
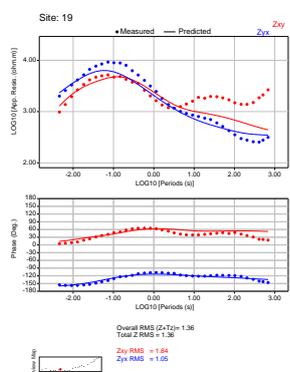
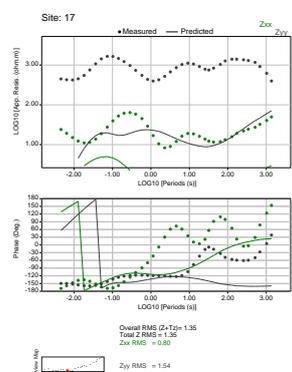
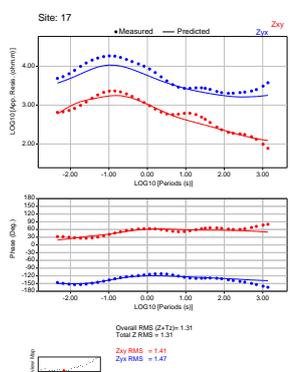
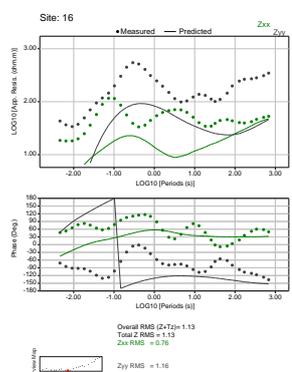
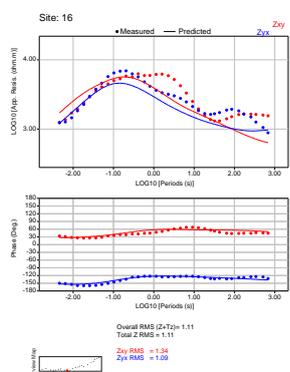
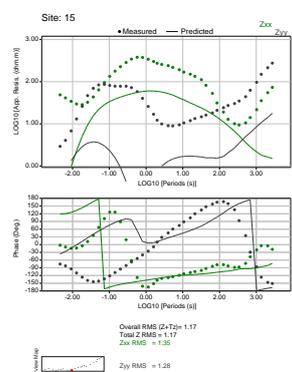
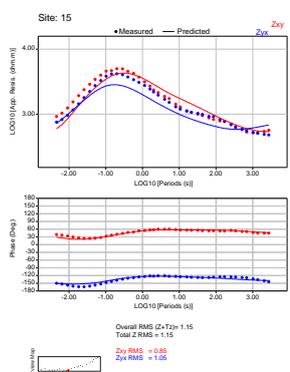
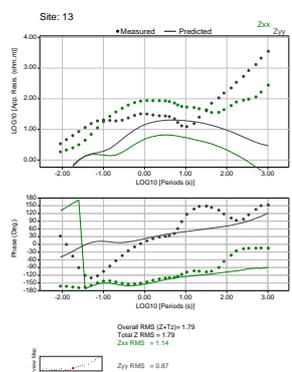
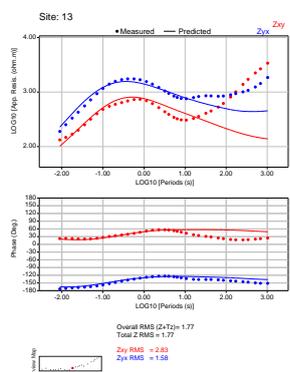
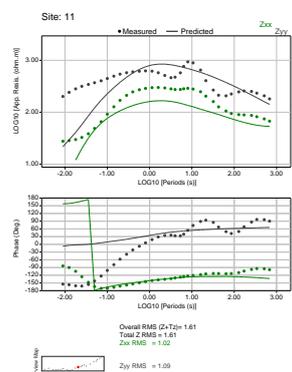
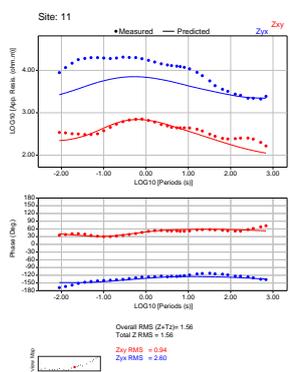
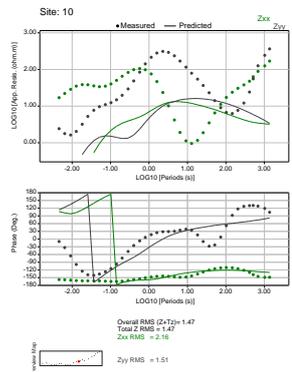
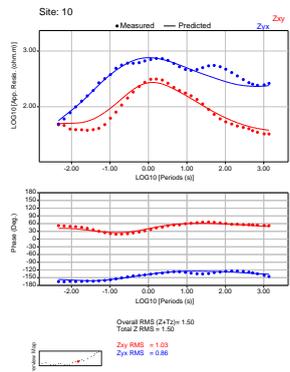
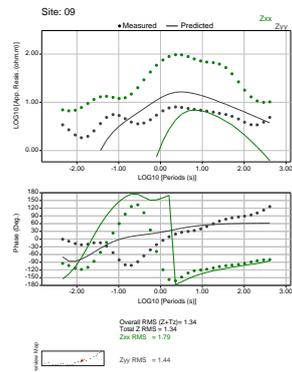
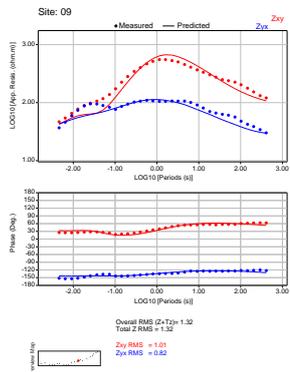
Overall RMS (Z-T) \approx 1.68
 Total Z RMS = 1.68
 Zzx RMS = 2.50
 Zzy RMS = 1.42

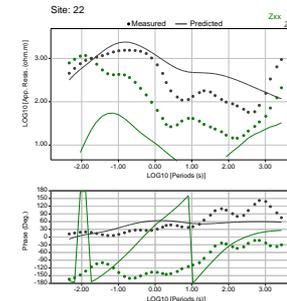
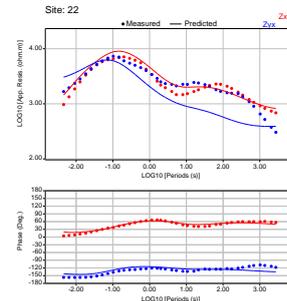
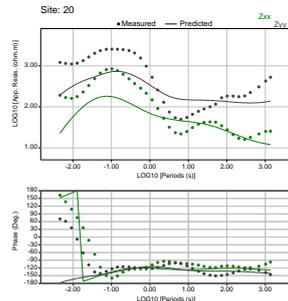
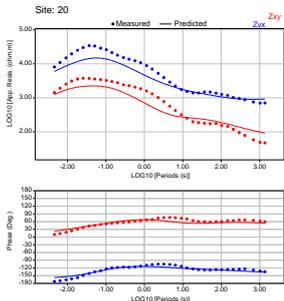


Overall RMS (Z-T) \approx 1.91
 Total Z RMS = 1.91
 Zyx RMS = 1.46
 Zxy RMS = 2.08



Overall RMS (Z-T) \approx 1.91
 Total Z RMS = 1.91
 Zzx RMS = 2.55
 Zzy RMS = 1.30



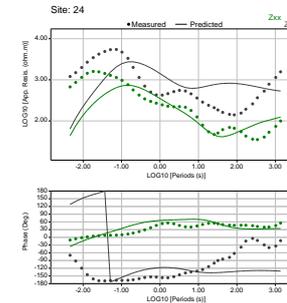
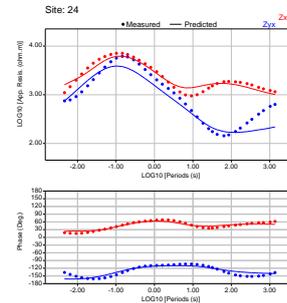
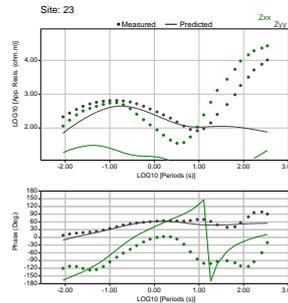
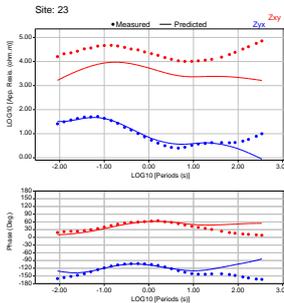


Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.51
 Total Z RMS = 1.51
 Zyx RMS = 1.91
 Zxy RMS = 1.62

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.55
 Total Z RMS = 1.55
 Zxx RMS = 1.25

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.49
 Total Z RMS = 1.49
 Zyx RMS = 1.04
 Zxy RMS = 2.14

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.64
 Total Z RMS = 1.64
 Zxx RMS = 1.48
 Zxy RMS = 1.09

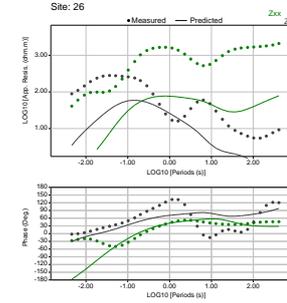
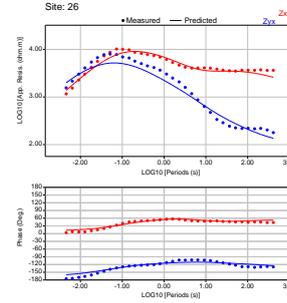
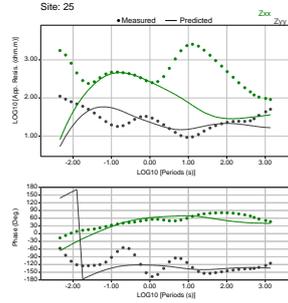
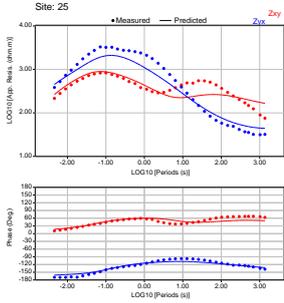


Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 2.40
 Total Z RMS = 2.40
 Zyx RMS = 4.37
 Zxy RMS = 1.45

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 2.56
 Total Z RMS = 2.56
 Zxx RMS = 0.54
 Zxy RMS = 1.43

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.44
 Total Z RMS = 1.44
 Zyx RMS = 0.91
 Zxy RMS = 1.60

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.48
 Total Z RMS = 1.48
 Zxx RMS = 0.95
 Zxy RMS = 2.05



Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.77
 Total Z RMS = 1.77
 Zyx RMS = 1.64
 Zxy RMS = 1.52

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.80
 Total Z RMS = 1.80
 Zxx RMS = 2.55
 Zxy RMS = 1.07

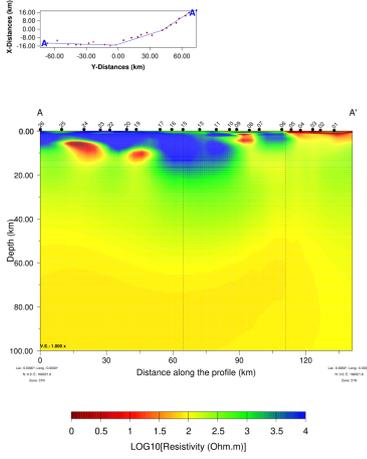
Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.28
 Total Z RMS = 1.28
 Zyx RMS = 0.78
 Zxy RMS = 1.28

Overall RMS ($\Delta T_{2\sigma}$) = 1.32
 Total Z RMS = 1.32
 Zxx RMS = 1.87
 Zxy RMS = 1.02

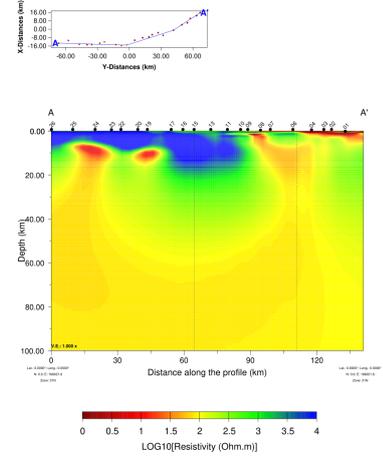
Apêndice D

Perfis dos modelos obtidos a partir das inversões realizadas. Ordenados de acordo com a tabela 6.5. Perfil de multisegmentos referente ao mesmo da Figura 6.5 c. Profundidades até 100 *km*.

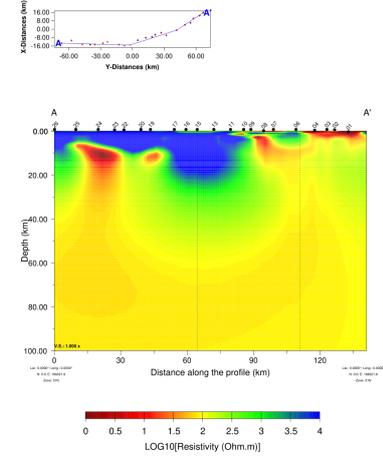
1



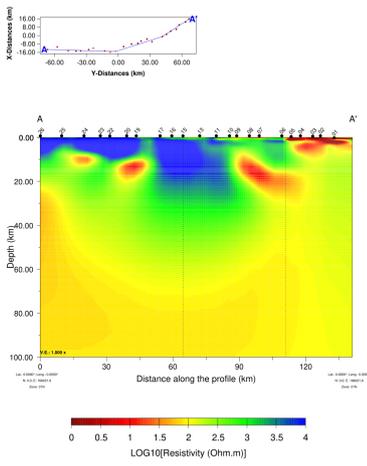
2



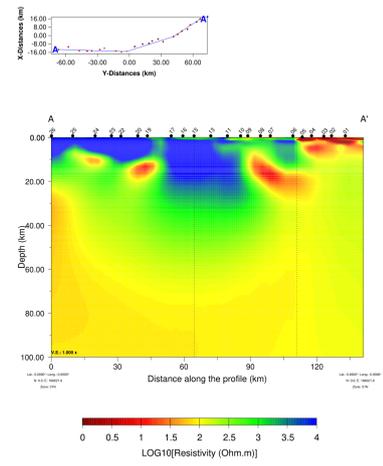
3



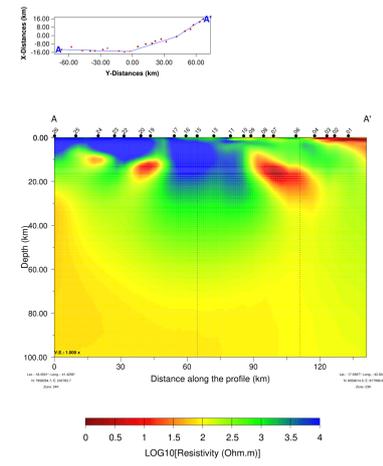
4



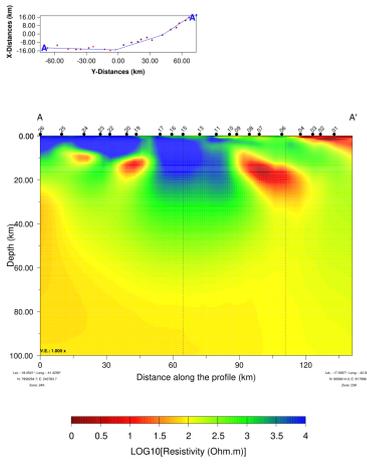
5



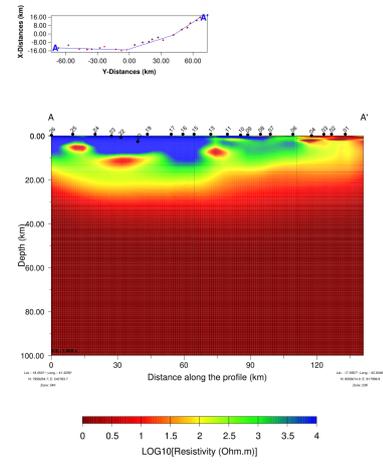
6



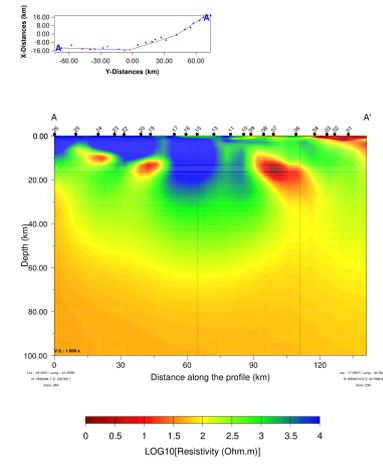
7



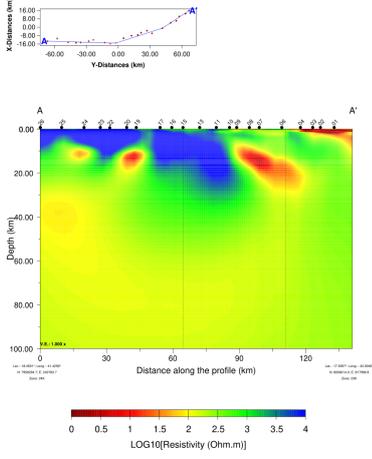
8



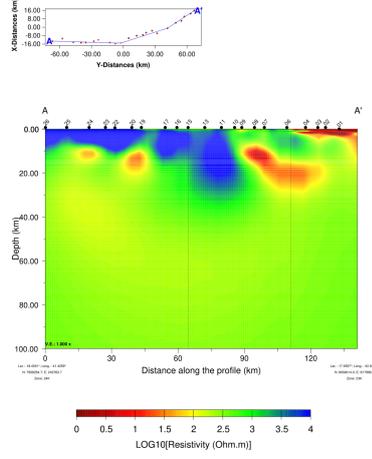
9



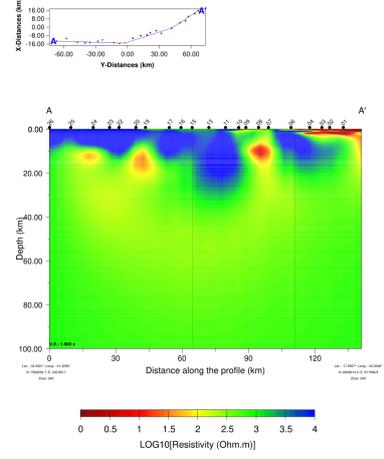
10



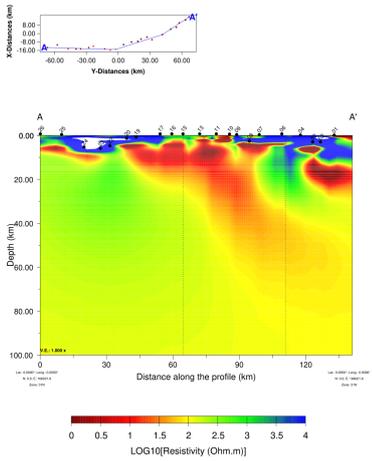
11



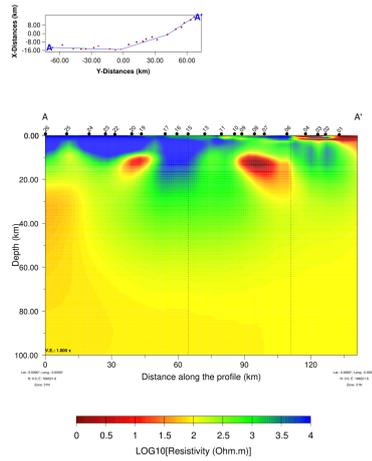
12



13



14



15

