

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/03.16.18.34-TDI

ESTRUTURAS GEOELÉTRICAS DA LITOSFERA SOB A PORÇÃO CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ A PARTIR DE UM PERFIL MAGNETOTELÚRICO

Katia Ailin Horvath

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelo Dr. Antonio Lopes Padilha, aprovada em 08 de março de 2017.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NH68TH>

> INPE São José dos Campos 2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE Gabinete do Diretor (GB) Serviço de Informação e Documentação (SID) Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970 São José dos Campos - SP - Brasil Tel.:(012) 3208-6923/6921 Fax: (012) 3208-6919 E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT) Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID) BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID) EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/03.16.18.34-TDI

ESTRUTURAS GEOELÉTRICAS DA LITOSFERA SOB A PORÇÃO CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ A PARTIR DE UM PERFIL MAGNETOTELÚRICO

Katia Ailin Horvath

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelo Dr. Antonio Lopes Padilha, aprovada em 08 de março de 2017.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NH68TH>

> INPE São José dos Campos 2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Horvath, Katia Ailin.

H789e Estruturas geoelétricas da litosfera sob a porção central da bacia do Paraná a partir de um perfil magnetotelúrico / Katia Ailin Horvath. – São José dos Campos : INPE, 2017. xxii + 117 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/03.16.18.34-TDI)

> Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017. Orientador : Dr. Antonio Lopes Padilha.

> 1. Sondagem eletromagnética. 2. Magnetotelúrico. 3. Bacia sedimentar. 4. Modelo inverso. I.Título.

> > CDU 551.14(816.2)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): Katia Allin Horvath "ESTRUTURAS GEOELÉTRICAS DA LITOSFERA SOB A PORÇÃO CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ A PARTIR DE UM PERFIL MAGNETOTELÚRICO"

> Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em

Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre

Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba

Presidente / INPE / SUCampos - SP

Dr. Antonio Lopes Padilha

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Icaro Vitorello

Sam Utorela

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dr. Mauricio de Souza Bologna

Este trabalho foi aprovado por:

() maioría simples

unanimidade

A Mamá, Papá y Yannick

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Antonio Padilha pela excelente orientação e apoio durante todo o mestrado. À Franciscana Mello pela valiosa ajuda com o processamento de dados. Também ao Marcelo Banik pela ajuda com a inversão, acesso ao cluster e por dividir seu conhecimento comigo. Agradeço também ao CNPq pela bolsa de mestrado. Para a Graziela, Ana Clara e Jéssica um agradecimento especial pelo companheirismo que fez o dia-a-dia no INPE muito bom. A todos os docentes do curso de geofísica, e a quem contribuiu de forma direta ou indireta para que tudo acontecesse.

RESUMO

Neste trabalho foram analisados dados de 44 estações de sondagens magnetotelúricas (MT) de banda larga e longo período adquiridas ao longo de um perfil WNW-ESE de aproximadamente 580Km de extensão na região central da Bacia do Paraná (sul-sudeste do Brasil). Dados de séries temporais de campos elétrico e magnético medidos em cada estação foram processados através de um método robusto para transformação dos dados para o domínio de frequência e obtenção das várias funções de transferência usadas pelo método MT. Observouse que ruídos artificiais intensos associados a uma linha de transmissão HVDC (Corrente contínua de alta voltagem) afetaram os resultados das últimas sete estações a leste do perfil, as quais não foram usadas nas análises. Uso de técnicas de análises dimensionais indicou que os dados podem ser interpretados por modelagem inversa em 2D e 3D. Os resultados com inversão 3D não conseguiram ajustar os dados de longo período (a partir de 10s), uma indicação de sua dificuldade para inverter dados ao longo de um único perfil, ao menos na nossa área de estudo. A inversão 2D, após remoção de distorções galvânicas, forneceu resultado satisfatório, tendo como aspecto mais saliente a identificação de anomalias condutoras (de até $5\Omega.m$)no pacote sedimentar da bacia e no manto superior na porção oeste do perfil. Após testes de sensibilidade, essas anomalias foram interpretadas conjuntamente com resultados de estudos geofísicos anteriores. Concluiu-se que a causa mais provável para a anomalia de alta condutividade na base do pacote sedimentar pré-vulcânico a oeste do Rio Paraná seria o acúmulo de fluidos salinos na parte mais espessa da bacia. A interpretação da estrutura condutora em profundidades do manto superior é presentemente especulativa pela ausência de informações geológicas e geofísicas regionais que permitissem avaliar a extensão da anomalia. Considerando-a apenas como uma feição local, a interpretação sugerida é que poderia estar relacionada a efeitos de intrusões carbonatíticas não aflorantes, enguanto uma feição mais regional poderia estar associada a diferenças entre blocos litosféricos. A identificação dessa anomalia no manto superior, em conjunto com os resultados de outros estudos de indução eletromagnética na bacia, dão suporte a um modelo de embasamento fragmentado para a região onde se assenta a bacia.

Palavras-chave: Sondagem Eletromagnética. Magnetotelúrico. Bacia Sedimentar. Modelo Inverso.

LITOSPHERIC GEOELECTRICAL STRUCTURES BENEATH PARANÁ BASIN'S CENTRAL AREA OBTAINED FROM A MAGNETOTELLURIC PROFILE

ABSTRACT

In this work, data from 44 broadband and long period magnetotelluric (MT) soundings placed along an approximately 580Km WNW-ESE profile in the central region of Paraná Basin (south-southeast Brazil) were analyzed. Electric and magnetic field time series for each station were processed with robust methods for transforming the data into the frequency domain and obtaining the MT transfer functions. Intense artificial noise caused by a HVDC (high voltage direct current) line affected the results of the seven easternmost stations along the profile, which were discarded from the analysis. Use of dimensionality analysis techniques pointed that the data could be interpreted by 2D and 3D inverse modeling. The 3D inversion results failed to fit data with periods longer than 10s, indicating the difficulty of 3D inversion along a single profile, at least for this particular region. The 2D inversion, after removal of galvanic distortion, provided a good result having as most outstanding feature the presence of conductive anomalies (as low as $5\Omega.m$) in the basin's sedimentary package and upper mantle in the western part of the profile. After sensitivity tests, these anomalies were interpreted along with results from previous geophysical surveys. It was concluded that the most likely cause for the high conductivity anomaly at the base of the pre-volcanic sedimentary package, to the west of Paraná River, would be the accumulation of brines in the thickest portion of the basin. The interpretation of the conductive anomaly at upper mantle depths is speculative for now due to lack of additional regional geological and geophysical information that would allow evaluating the extent of the anomaly. Considering it as a local feature, the suggested interpretation is that it could be related to non-outcropping carbonatite intrusion effects, while a more regional feature could be related to differences between litospheric blocks. The identification of this upper mantle anomaly, along with results of other electromagnetic induction studies in the basin, gives support to a model of fractured basement where the basin is set.

Keywords: Magnetotelluric. Electromagnetic Sounding. Sedimentary Basin. Inverse Model.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 2.2	Espectro de variações do campo magnético em função da frequência Arranjos utilizados para medidas MT no campo.	15 20
3.1 3.2 3.3	Mapa geológico generalizado da região sul do Brasil, com ênfase na parte brasileira da Bacia do Paraná	30 31 33
4.1 4.2 4.3 4.4	Exemplo de gráficos dos dados processados para uma estação Pseudo-seções de fase $\phi_{xy} e \phi_{yx}$	36 38 40
4.5	STRIKE - Passo 1	43
4.6	Exemplo de obtenção dos parâmetros de distorção usando o código	44
4.7	Obtenção dos parâmetros de distorção usando o código STRIKE -	40
4.8	Exemplo de obtenção dos parâmetros de distorção usando o código STRIKE - Passo 5	40
4.9	Angulos de <i>strike</i> obtidos para cada estação MT usando o código STRIKE	48
4.10	son) ao longo do perfil MT	50
5.1 5.2 5.3 5.4 5.5 5.6	Discretização do modelo 2D Modelo de partida para a inversão 2D Seção vertical do modelo final de condutividade da Inversão 2D Seção vertical do modelo de Inversão 2D até $10Km$ de profundidade Teste de sensibilidade da Inversão 2D; Modelos utilizados Comparação de Ajustes: Teste de sensibilidade da Inversão 2D, Modo	53 54 56 57 59
5.7	Comparação de Ajustes: Teste de sensibilidade da Inversão 2D, Modo	00
	ΙΜ	61

5.9 Seção vertical completa (até $100Km$ de profundidade) do modelo de	63
Inversão 3D ao longo do perfil de medidas; Tentativa com 48 períodos 5.10 Seção vertical rasa (até 10 Km de profundidade) do modelo de Inver-	64
são 3D ao longo do perfil de medidas	64
5.11 Seção horizontal da inversão 3D; Tentativa com 48 períodos	65
5.12 Ajustes de Inversão 3D - elemento Z_{xy}	67
5.13 Ajustes de Inversão 3D - elemento Z_{yx}	68
6.1 Mapa de resistividade em profundidades de até 10Km e perfil de ano-	70
6.2 Mapa de resistividades obtidos pela inversão 3D de dados GDS para	70
Z=33Km	72
6.3 Resultados da inversão 3D de dados GDS derivados de três diferentes	
modelos de partida	74
6.4 Modelo de resistividade 2D da parte centro-oeste do perfil P2015	75
A.1 Gráficos dos dados processados para a estação cat001	85
A.2 Gráficos dos dados processados para a estação cat002	86
A.3 Gráficos dos dados processados para a estação cat003	86
A.4 Gráficos dos dados processados para a estação cat004	87
A.5 Gráficos dos dados processados para a estação cat005	87
A.6 Gráficos dos dados processados para a estação cat006	88
A.7 Gráficos dos dados processados para a estação cat007	88
A.8 Gráficos dos dados processados para a estação cat008	89
A.9 Gráficos dos dados processados para a estação cat009	89
A.10 Gráficos dos dados processados para a estação cat010	90
A.11 Gráficos dos dados processados para a estação cat011	90
A.12 Gráficos dos dados processados para a estação cat012	91
A.13 Gráficos dos dados processados para a estação cat013	91
A.14 Gráficos dos dados processados para a estação cat014	92
A.15 Gráficos dos dados processados para a estação cat015	92
A.16 Gráficos dos dados processados para a estação cat016	93
A.17 Gráficos dos dados processados para a estação cat017	93
A.18 Gráficos dos dados processados para a estação cat018	94
A.19 Gráficos dos dados processados para a estação cat019	94
A.20 Gráficos dos dados processados para a estação cat020	95
A.21 Gráficos dos dados processados para a estação cat021	95
A.22 Gráficos dos dados processados para a estação cat022	96
A.23 Gráficos dos dados processados para a estação cat023	96

A.24 Gráficos dos dados processados para a estação cat024	97
A.25 Gráficos dos dados processados para a estação cat025	97
A.26 Gráficos dos dados processados para a estação cat026	98
A.27 Gráficos dos dados processados para a estação cat027	98
A.28 Gráficos dos dados processados para a estação cat028	99
A.29 Gráficos dos dados processados para a estação cat029	99
A.30 Gráficos dos dados processados para a estação cat030 1	100
A.31 Gráficos dos dados processados para a estação cat031 1	100
A.32 Gráficos dos dados processados para a estação cat032 1	101
A.33 Gráficos dos dados processados para a estação cat033 1	101
A.34 Gráficos dos dados processados para a estação cat034 1	102
A.35 Gráficos dos dados processados para a estação cat035 1	102
A.36 Gráficos dos dados processados para a estação cat036 1	103
A.37 Gráficos dos dados processados para a estação cat037 1	103
A.38 Gráficos dos dados processados para a estação cat038 1	104
A.39 Gráficos dos dados processados para a estação cat039 1	104
A.40 Gráficos dos dados processados para a estação cat040 1	105
A.41 Gráficos dos dados processados para a estação cat041 1	105
A.42 Gráficos dos dados processados para a estação cat042 1	106
A.43 Gráficos dos dados processados para a estação cat043 1	106
A.44 Gráficos dos dados processados para a estação cat044 1	107
B 1 Aiuste de dados do Bebocc - Modo TE - Estações 1 a 12	100
B 2 Ajuste de dados do Reboce - Modo TE - Estações 13 a 24	110
B.2 Ajuste de dados do Reboce - Modo TE - Estações 25 a 34	111
B.4 Aiuste de dados do Rebocc - Modo TE Estações 1 a 12	112
B.5 Ajuste de dados do Reboce - Modo TM - Estações 13 a 24	113
B.6 Ajuste de dados do Reboce - Modo TM - Estações 25 a 34	114
B.7 Ajuste de dados do Reboce - Modo TM - Estações 1 a 12	115
B 8 Ajuste de dados do Reboco - Modo TP - Estações 13 a 24	116
B 9 Ajuste de dados do Rebocc - Modo TP - Estações 25 a 34	117
D_{10} Agaste de dados de riebete mode ri - Estações 20 a 0^{-1}	/

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- EM Eletromagnético MT Método Magnetotelúrico
- Sistema Internacional SI
- TE Transverso Elétrico
- TM Transverso Magnético
- ULF Ultra Low Frequency ELF Extremely Low Frequency

LISTA DE SÍMBOLOS

- k número de onda
- δ skin depth
- ρ resistividade elétrica
- σ condutividade elétrica
- μ permeabilidade magnética
- ϕ fase
- ϵ permissividade elétrica
- \vec{J} densidade de corrente
- \vec{E} campo elétrico
- \vec{B} indução magnética
- \vec{D} campo de deslocamento elétrico
- \vec{H} campo magnético
- Z impedância
- T função de transferência magnética ou tipper

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	5
2.1 Premissas do Método Magnetotelúrico	5
2.2 Skin Depth	8
2.3 Impedância	9
2.3.1 Tensor de Impedância Unidimensional (1D)	10
2.3.2 Tensor de Impedância Bidimensional (2D)	12
2.3.3 Tensor de Impedância Tridimensional (3D)	14
2.4 Fontes de Sinal MT	14
2.5 Resistividade Elétrica da Terra	16
2.6 Obtendo Resultados	19
2.6.1 Instrumentação	19
2.6.2 Cálculo das Funções de Transferência	20
2.6.3 Análise de Dimensionalidade dos Dados	22
2.6.4 Identificação e Remoção de Distorções	25
2.6.5 Inversão	26
3 GEOLOGIA DA REGIÃO EM ESTUDO	29
3.1 Estudos Eletromagnéticos Prévios na Área	33
4 RESULTADOS	35
4.1 Processamento	35
4.2 Análise Qualitativa	37
4.3 Avaliação de Dimensionalidade e <i>Strike</i>	39
4.3.1 Decomposição de Groom-Bailey	40
4.3.2 Funções de Transferência Magnética ou <i>Tippers</i>	49
5 INVERSÃO	51
5.1 Inversão 2D	51
5.1.1 Testes de Sensibilidade	57
5.2 Inversão 3D	60
6 DISCUSSÃO	69

Pág.

6.1 Anomalia de Condutividade na Crosta Superior	69	
6.2 Anomalia de Condutividade no Manto Superior	71	
7 CONCLUSÕES	77	
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		
APÊNDICE A - PROCESSAMENTO DE DADOS	. 85	
APÊNDICE B - AJUSTE DE DADOS DA INVERSÃO 2D	. 109	

1 INTRODUÇÃO

Flutuações temporais rápidas (faixa ULF - frequências ultra baixas) na intensidade do campo magnético observado na superfície da Terra resultam da soma de duas contribuições distintas: uma de origem externa à Terra (considerada primária) e outra interna à Terra (secundária). A medição e separação dessas contribuições primárias e secundárias permite interpretá-las em termos dos processos físicos envolvidos em sua geração e transmissão. Assim, a individualização das variações de origem externa possibilita o estudo de diferentes processos eletrodinâmicos em meios ionizados (perturbações na propagação do vento solar no meio interplanetário, interação do vento solar com a magnetosfera terrestre, sistemas de correntes elétricas na ionosfera), enquanto as variações de origem interna permitem inferir a distribuição da condutividade elétrica na crosta e manto superior terrestres (um conhecimento básico em estudos de Geofísica Básica e Aplicada, mas que também pode ser usado para avaliar efeitos deletérios dessas correntes induzidas em diferentes sistemas tecnológicos instalados na superfície da Terra).

Em particular, o componente secundário dessas variações surge como uma resposta da Terra à difusão, em seu interior, dos campos magnéticos externos. Nesse caso, o parâmetro básico a ser mapeado é a variação da condução elétrica em diferentes profundidades. Tendo em vista que os silicatos, minerais predominantes na crosta terrestre, são bastante resistivos, os métodos de indução eletromagnética são razoavelmente sensíveis à presença de camadas condutoras na crosta. Muito embora a condução elétrica individual dos minerais mais abundantes no manto terrestre seja muito pequena, a condutividade elétrica observada pelos métodos geofísicos em levantamentos efetuados em diferentes regiões do globo apresenta-se muito variável e indica direções preferenciais de condução até profundidades ao redor de 150 km. Nesse caso, a condução elétrica deve-se à existência de condições apropriadas de interconexão entre minúsculos componentes das rochas do manto que contenham minerais condutores (grafita, sulfetos), fluídos salinos, fusões parciais e material volátil. A condução tende a aumentar gradualmente com a profundidade, porém é especialmente sensível às condições encontradas no topo da astenosfera pelo favorecimento da interconexão entre material parcialmente fundido.

A capacidade única de sondar desde profundidades rasas até grandes profundidades sem utilizar fontes de energia artificial e sem nenhum impacto ambiental constitui a principal potencialidade dos métodos de indução eletromagnética com fonte natural. Seu uso pelo grupo de Geomagnetismo do INPE inclui, entre outros estudos em anos recentes, levantamentos em bacias sedimentares (PADILHA et al., 2015) e zonas de antigas colisões continentais (BOLOGNA et al., 2014; SAN-TOS et al., 2014; PADILHA et al., 2016). Mais recentemente, com a implantação do programa de Clima Espacial no INPE, os impactos dessas correntes geomagneticamente induzidas (GIC) no interior da Terra, podendo afetar transformadores de linhas de transmissão de energia e a proteção catódica de dutos para transporte de óleo e gás, têm sido também estudados (TRIVEDI et al., 2007).

Neste estudo dados de métodos de indução eletromagnética com fonte natural, em particular o método magnetotelúrico, são utilizados para estudar as propriedades de condutividade elétrica na bacia do Paraná. Cobrindo quase toda a extensão da região sul-sudeste do Brasil, ela é uma bacia sedimentar do tipo intracratônica, sobre as quais ainda não existe um consenso sobre os mecanismos de formação. Há diversas propostas (revisadas em (ALLEN; ARMITAGE, 2012)) como por exemplo: resposta da superfície a magmatismo ou plumas termais, resfriamento de litosfera continental estirada ou densificação da litosfera subjacente. Nesse caso, a aquisição de dados geofísicos é importante para a validação ou modificação dos modelos propostos e pode fornecer informações sobre a evolução tectônica e composição das rochas da região em estudo.

A região da bacia do Paraná tem uma extensa história tectônica e ainda há inúmeras discussões sobre várias de suas características. Devido ao espesso pacote sedimentar-magmático, que atinge até 7000m de profundidade (ZALÁN et al., 1990), a maioria das informações são obtidas a partir de métodos indiretos de investigação. Existem estudos de gravimetria (MOLINA et al., 1988), reflexão sísmica (MARQUES et al., 1993), função de receptor (JULIÀ et al., 2008), tomografia sísmica (ROCHA et al., 2011) e satélite (MARIANI et al., 2013), e também alguns dados de poços (CORDANI et al., 1984). Todos esses estudos, porém, levaram a diferentes interpretações geológicas por diversos autores sobre a configuração do embasamento e a evolução tectônica da bacia (ZALÁN et al., 1990; MILANI; RAMOS, 1998; MANTOVANI et al., 2005).

Com o objetivo de entender melhor as características do embasamento da bacia do Paraná e assim contribuir na melhoria do conhecimento geofísico sobre ela, este trabalho analisou dados de 44 estações magnetotelúricas ao longo de um perfil cortando sua parte central. Esses dados foram interpretados pelas técnicas mais atuais de processamento, remoção de distorções e inversões para fornecer um modelo de variação da condutividade elétrica nessa região. O modelo obtido foi examinado por testes de sensibilidade para avaliar a robustez das principais estruturas geoelétricas observadas em maiores profundidades. Os resultados foram interpretados em conjunto com informações provenientes de outros estudos de indução eletromagnética nessa região central da bacia, visando auxiliar no fornecimento de novos vínculos a modelos sobre a formação e evolução tectônica da bacia.

O texto desta dissertação está desenvolvido em vários capítulos. Após esta introdução, o segundo capítulo descreve a metodologia envolvida neste estudo, incluindo a derivação teórica das principais expressões matemáticas, as premissas que são utilizadas nessa derivação, a aquisição de dados no campo, seu processamento para obter diversas funções de transferência, a obtenção de modelos representativos da variação de condutividade no interior da Terra por técnicas de inversão de dados e testes para aferir a sensibilidade desse modelo. O terceiro capítulo apresenta uma visão geral da geologia da região em estudo, com ênfase no problema a ser estudado e resultados anteriores que podem auxiliar na interpretação dos resultados. O quarto capítulo apresenta o processamento dos dados e as análises efetuadas para correção de distorções e definição da dimensionalidade das estruturas geoelétricas. No quinto capítulo são mostradas as inversões 2D e 3D efetuadas e os testes de sensibilidade realizados sobre o modelo escolhido da seção geoelétrica sob o perfil de medidas. No sexto capítulo os resultados das inversões serão discutidos relacionando-os a outros dados geofísicos de estudos anteriores na região. O sétimo capítulo consiste das conclusões da dissertação.

2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Este capítulo descreve o método magnetotelúrico (MT), utilizado para investigar variações de condutividade elétrica no interior da Terra. Inicialmente será feita sua derivação teórica a partir das equações de Maxwell, e em seguida serão discutidas as formas de relacionar os campos eletromagnéticos (EM) medidos com a resistividade do meio através das funções de impedância, cujas características dependem da complexidade das variações internas de condutividade. Também serão discutidos fatores como a resistividade das rochas, as fontes do sinal EM natural utilizado e a implementação do método para finalmente obter um modelo de variação de resistividade no interior da Terra.

2.1 Premissas do Método Magnetotelúrico

O método magnetotelúrico utiliza informações derivadas dos campos eletromagnéticos que penetram no interior da Terra para determinar variações em sua condutividade elétrica. Em princípio resolver este problema tem uma alta complexidade matemática, portanto algumas premissas são utilizadas para permitir uma solução (SIMPSON; BAHR, 2005):

- As equações de Maxwell são válidas em todo o meio
- Energia eletromagnética tem origem externa à Terra e apenas é atenuada em seu interior
- A fonte de sinal é uma onda plana que se propaga aproximadamente na vertical
- Acúmulos de carga apenas ocorrem em regiões com condutividade σ diferente
- A lei de Ohm é válida em todo o meio
- A corrente de deslocamento é desprezível
- Dentro da Terra, há materiais com distintas condutividades, mas a permeabilidade magnética e a permissividade dielétrica têm variações desprezíveis (μ ≈ μ₀ e ϵ ≈ ϵ₀)

Os métodos de sondagem EM se baseiam fundamentalmente nas equações do eletromagnetismo conhecidas como equações de Maxwell. Nelas estão contidas as relações entre as fontes (carga elétrica e correntes) e os campos.

As equações de Maxwell em sua forma diferencial (em unidades do SI):

$$\nabla . \vec{E} = \rho / \epsilon_0 \tag{2.1}$$

$$\nabla . \vec{B} = 0 \tag{2.2}$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$$
(2.3)

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} + \mu_o \epsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t}$$
(2.4)

Em meios materiais, também são importantes as relações constitutivas do meio, que relacionam as propriedades elétricas e magnéticas do meio com a transmissão dos campos em seu interior, normalmente representados pelos vetores \vec{D} e \vec{H} :

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \tag{2.5}$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \tag{2.6}$$

Pode-se definir uma relação entre os campos eletromagnéticos $\vec{E} \in \vec{H}$ e a condutividade σ do meio. Essa relação tem importância fundamental para se obter modelos de variação da condutividade no interior da Terra a partir de medidas MT realizadas em sua superfície. Para obter esta relação, utiliza-se a lei de Ohm:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \tag{2.7}$$

e então considera-se a lei de Ampère-Maxwell, equação (2.4):

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} + \mu_o \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$$
(2.8)

Para obter a variação de \vec{B} em termos de \vec{E} substitui-se a densidade de corrente \vec{J} conforme a lei de Ohm (2.7), na equação (2.4)

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \sigma \vec{E} + \mu_o \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$$
(2.9)

Tem-se agora um sistema acoplado com as equações (2.3) e (2.9). Aplicando

o operador rotacional na equação (2.3), e então usando a identidade vetorial $\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \nabla (\nabla . \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A}$ e substituindo o resultado em (2.9) obtém-se:

$$\nabla(\nabla .\vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -\frac{\partial}{\partial t} \left(\sigma \mu_0 \vec{E} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right)$$
(2.10)

Considere-se inicialmente o caso em que não há carga livre, $\nabla . \vec{E} = 0$, o que torna a equação anterior:

$$\nabla^2 \vec{E} = \sigma \mu_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$$
(2.11)

que pode assumir diferentes soluções dependendo da ordem de grandeza dos termos à direita da igualdade.

O termo $\sigma \mu_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}$ corresponde à corrente de condução \vec{J} , e existe devido ao movimento de portadores de carga no meio, enquanto $\mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}$ é associado à corrente de deslocamento, cuja fonte é a variação temporal de campo elétrico. No limite em que a corrente de deslocamento é muito maior que a corrente de condução, a solução é uma equação de onda que se propaga com a velocidade da luz $c = 1/\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}$. Já no limite em que a corrente de deslocamento é desprezível (de acordo com as premissas citadas no início da seção) a solução é de difusão. Para todos os casos práticos de uso do método MT para sondar o interior da Terra podem-se desprezar as correntes de deslocamento.

Para simplificar a análise, em vez de trabalhar com a variação temporal podemos transformar a equação (2.11) para o domínio da frequência. Assumindo que as variações temporais são harmônicas, tem-se que:

$$\vec{E}(x, y, z, t) = \vec{E}_0(x, y, z)e^{-i\omega t}$$
 (2.12)

notando que se pode usar um sistema de coordenadas cartesiano, pois se pode desconsiderar a curvatura da superfície terrestre sem alterações no resultado, obtém-se que:

$$\nabla^2 \vec{E_0} = -i\omega\mu\sigma\vec{E_0} \tag{2.13}$$

Novamente utilizando as premissas adotadas no início da seção, ao se ter um sinal de onda plana e linearmente polarizada, o laplaciano $\nabla^2 \vec{E_0}$ terá apenas uma componente (escolhemos a direção x por simplicidade), além da variação de $\vec{E_0}$ ocorrer apenas na direção z. Pode-se então escrever explicitamente

$$\frac{\partial^2 \vec{E_x}}{\partial z^2} - i\omega\mu\sigma\vec{E_x} = 0$$
(2.14)

que terá solução do tipo

$$\vec{E_x}(z) = Ae^{kz} \tag{2.15}$$

Substituindo na equação (2.14) obtém-se

$$k = \pm (1 - i)\sqrt{\omega\mu\sigma/2} \tag{2.16}$$

e a fórmula geral da solução

$$\vec{E_x}(z) = A_1 e^{(1-i)z\sqrt{\omega\mu\sigma/2}} + A_2 e^{-(1-i)z\sqrt{\omega\mu\sigma/2}}$$
(2.17)

Para que a solução seja limitada quando $z \to \infty$, tem-se que $A_1 = 0$. Pela continuidade do campo elétrico, deve-se ter que amplitude do campo em z=0 é a amplitude na superfície, E_x^s ou seja, $E_x(0) = A_2 = E_x^s$. Escreve-se então a solução completa da equação de difusão como

$$\vec{E_x}(z) = E_x^s e^{-z\sqrt{\omega\mu\sigma/2}} e^{iz\sqrt{\omega\mu\sigma/2}}$$
(2.18)

2.2 Skin Depth

Uma forma de obter informação sobre a solução é observar sua amplitude

$$\left| \vec{E_x}(z) \right| = |E_x^s| e^{-z\sqrt{\omega\mu\sigma/2}}$$
 (2.19)

Nota-se que a amplitude cai com o aumento de z. Desta forma, define-se uma

profundidade denominada pelicular δ (em inglês, *skin depth*) que corresponde àquela na qual ocorre uma queda da amplitude original de 1/e, aproximadamente 37%.

$$\frac{1}{e} = \frac{|E(z=\delta)|}{E_x^s} = e^{-\delta\sqrt{\omega\mu\sigma/2}}$$
(2.20)

manipulando essa relação obtém-se uma expressão simples para o skin depth

$$\delta = \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \tag{2.21}$$

Nota-se a dependência do *skin depth* com a frequência ω do sinal e a condutividade σ do meio. Conforme a frequência e a condutividade aumentam, δ diminui. Isso significa que sondagens em meios mais resistivos mapeiam profundidades maiores. Da mesma forma, quanto menor a frequência, menor é a atenuação do sinal e consequentemente maior vai ser a profundidade atingida.

O *skin depth* é um parâmetro importante pois nos fornece uma estimativa da profundidade de investigação, relacionada apenas aos parâmetros do meio (condutividade σ e permissividade μ) e à frequência do sinal ω . Mostra também que se pode sondar o interior da Terra para determinar variações de condutividade simplesmente variando a frequência do sinal utilizado (profundidades mais rasas são amostradas por sinais de frequência mais alta, maiores profundidades por sinais de frequência mais baixa).

2.3 Impedância

Os campos $\vec{E}(x, y, z, t)$ e $\vec{H}(x, y, z, t)$ fornecem uma forma de determinar a condutividade do meio, através da razão de suas intensidades na superfície, grandeza chamada de impedância. Geralmente as impedâncias representam relações entre campos com diferentes orientações, que são representados através de sub-índices de Z_{ij} (SIMPSON; BAHR, 2005)

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \tag{2.22}$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \tag{2.23}$$

2.3.1 Tensor de Impedância Unidimensional (1D)

Inicialmente considere-se o caso mais simples de um meio com condutividade uniforme σ_1 . Sabe-se que parte da energia incidente será transmitida para o interior da Terra, enquanto parte será refletida. Através das equações de Maxwell (2.1) e (2.4), podem-se obter as relações entre os campos incidentes na superfície.

Verifica-se que se tem apenas uma componente não-nula da impedância, dependente de duas componentes ortogonais do campo elétrico e magnético, $\vec{E_x}$ e $\vec{H_y}$. De acordo com as deduções anteriores,o campo elétrico possui a seguinte forma:

$$\vec{E_x}(z,t) = Ee^{-i\omega t}e^{ik_1 z}$$
 (2.24)

Através da lei de Ampère-Maxwell, obtém-se \vec{H}

$$\vec{H}_{y}(z,t) = \frac{1}{i\omega\mu}(-k_{1})Ee^{-i\omega t}e^{ik_{1}z}$$
(2.25)

Pode-se portanto calcular o valor da impedância $Z_{xy}(\omega)$

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)}$$
(2.26)

obtém-se então

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{-i\omega\mu}{k_1}$$
(2.27)

Retomando a expressão (2.16) para k_1 , obtém-se uma relação direta entre a impedância e a condutividade σ_1 dada por:

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{-i\omega\mu}{\sqrt{-i\omega\mu\sigma_1}}$$
(2.28)

Tem-se então um único valor de impedância Z_{xy} , e o tensor de impedância pode ser escrito da seguinte forma:

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

Nota-se que $Z_{xy}(\omega)$ depende apenas de parâmetros intrínsecos ao meio, a condutividade elétrica e a permeabilidade magnética. Esse fato fornece uma poderosa ferramenta para obter informações de condutividade do interior da Terra simplesmente medindo as componentes do campo eletromagnético em direções ortogonais. A partir da definição de impedância pode-se obter a condutividade do meio uniforme diretamente:

$$\left|Z_{xy}(\omega)\right|^{2} = \left|\frac{E_{x}(\omega)}{H_{y}(\omega)}\right|^{2} = \frac{\omega\mu}{\sigma_{1}}$$
(2.29)

Reorganizando a equação 2.28 obtém-se o valor de σ_1 , e da resistividade elétrica ρ_1 , que é seu inverso.

$$\sigma_1 = \frac{1}{\rho_1} = \frac{\omega\mu}{|Z_{xy}|^2}$$
(2.30)

Assim, obtém-se uma estimativa da resistividade elétrica utilizando medidas de campos eletromagnéticos em uma determinada frequência de sinal. No caso em que a resistividade é uniforme, obtém-se o mesmo valor independentemente da frequência ω . Já em meios cuja resistividade varia com a profundidade (em camadas de sedimentos, por exemplo) a resistividade amostrada dependerá de ω e pode ser escrita da seguinte forma:

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}(\omega)|^2$$
(2.31)

E desta forma, obtém-se a partir da impedância a resistividade aparente do meio ρ_a . Também, por ser uma grandeza complexa, a impedância pode ser descrita através da diferença de fase Φ entre os campos elétrico e magnético

$$\Phi(\omega) = \tan^{-1} \left[Z_{xy}(\omega) \right] = \tan^{-1} \left[\frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right]$$
(2.32)

Combinadas com as informações obtidas pela definição do *skin depth* (equação (2.21), as equações (2.31) e (2.32) são as fundamentais do método magnetote-

lúrico.

2.3.2 Tensor de Impedância Bidimensional (2D)

Denomina-se bidimensional o caso de um meio cuja condutividade varia verticalmente e horizontalmente em uma direção. Por conveniência, a direção de variação de condutividade será perpendicular à estrutura geológica (também conhecido como *strike* geológico). Nesse caso, as componentes Z_{xy} e Z_{yx} são distintas. Representando as impedâncias na forma tensorial tem-se que:

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

Novamente utilizando as equações (2.3) e (2.4), obtém-se as relações entre o campo elétrico e a indução magnética

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$$
(2.33)

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \sigma \vec{E} \tag{2.34}$$

Assim, escrevendo explicitamente os componentes podem-se separar as relações acima em dois subconjuntos, chamados de TE (transverso elétrico) no qual o campo elétrico é polarizado paralelamente ao *strike* geológico (assumida como sendo a direção x) e os componentes do campo magnético ficam confinados ao plano yz,

$$\frac{\partial \vec{B_z}}{\partial y} - \frac{\partial \vec{B_y}}{\partial z} = \mu_0 \omega \vec{E_x}$$
(2.35)

$$\frac{\partial \vec{E_x}}{\partial z} = -i\omega \vec{B_y}$$
(2.36)

$$\frac{\partial \vec{E_x}}{\partial y} = i\omega \vec{B_z}$$
(2.37)

e TM (transverso magnético), com o campo magnético polarizado paralelamente à direção do *strike* e os componentes do campo elétrico confinados ao plano *yz*,
$$\frac{\partial \vec{E_z}}{\partial y} - \frac{\partial \vec{E_y}}{\partial z} = -i\omega \vec{B_x}$$
(2.38)

$$\frac{\partial \vec{B_x}}{\partial z} = -\mu_0 \sigma \vec{E_y} \tag{2.39}$$

$$-\frac{\partial B_x}{\partial y} = \mu_0 \sigma E_z \tag{2.40}$$

Os dois conjuntos nos oferecem resoluções diferentes, dependendo da geometria das estruturas geológicas na região. Um exemplo é o caso em que existe um corpo altamente condutor ou resistivo, pois no modo TE não há corrente atravessando o corpo, e o valor de resistividade aparente não é alterado, enquanto no modo TM a corrente atravessa a superfície do corpo e temos distorções nos valores de resistividade.

Utilizando o modo TE, pode-se obter uma solução numérica da equação diferencial parcial em $\vec{E_x}$. O modo TM fornece uma única equação para $\vec{B_x}$. Pode-se calcular através dessas medidas uma resistividade aparente e fase ρ_{xy} , ϕ_{xy} (modo TE) e ρ_{yx} , ϕ_{yx} (modo TM).

Observa-se também que no caso 2D os componentes do campo vertical (E_z e H_z) podem ser diferentes de zero. Não se mede o campo elétrico vertical no método magnetotelúrico, mas o campo magnético vertical que surge no modo TE também é usado para analisar as estruturas em subsuperfície. No caso mais geral, considera-se que há uma relação entre H_z e os componentes horizontais dos campos magnéticos que a qualquer frequência é dada por:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \tag{2.41}$$

onde os elementos T_i são termos complexos e conhecidos como função de transferência magnética ou *tipper*. São geralmente representados por vetores de indução, reais e imaginários, cuja amplitude (A_T) e direção (ϕ_T) são dadas por:

$$A_T = \sqrt{T_x^2 + T_y^2}$$
 (2.42)

е

$$\phi_T = \tan^{-1} \left(\frac{T_y}{T_x} \right) \tag{2.43}$$

2.3.3 Tensor de Impedância Tridimensional (3D)

No caso de estruturas tridimensionais, têm-se os quatro elementos de impedância distintos e não nulos.

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

Desta forma, tem-se um valor de resistividade aparente e fase para cada componente do tensor (SIMPSON; BAHR, 2005):

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2$$
(2.44)

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{Im(Z_i)}{Re(Z_i)} \right) \tag{2.45}$$

2.4 Fontes de Sinal MT

Conforme mencionado no início do capítulo, o método MT utiliza sinais naturais. As ondas eletromagnéticas medidas na superfície terrestre possuem um espectro amplo, do qual se utiliza para as medidas MT uma faixa entre $10^{-4}Hz$ e $10^{4}Hz$. Dentro dessa faixa, há diversas fontes de sinal que implicam em maior ou menor amplitude em determinadas frequências. É importante conhecer as fontes e suas amplitudes, já que se depende delas para obter medidas de boa qualidade. Além disso, deve-se poder quantificar o quanto o sinal original é diferente da forma de onda plana que é assumida para derivar as equações que validam o método.

A Figura 2.1 mostra algumas fontes de variabilidade do campo magnético observado na superfície da Terra dentro da faixa de frequência utilizada em levantamentos MT. Podem-se destacar as seguintes:

Pulsações: Processos no vento solar e na magnetosfera produzem diferentes tipos de ondas ULF (*Ultra Low Frequency*) que incidem na Terra, chamadas de pulsações. Há diferentes tipos de pulsações com frequências desde 10⁻³Hz até 5Hz. São classificadas em contínuas e irregu-

lares, de acordo com suas características de espectro (JACOBS et al., 1964). As pulsações contínuas (Pc) possuem um sinal quase-senoidal e caráter predominantemente contínuo, com picos espectrais bem definidos. As pulsações irregulares (Pi) não apresentam qualquer regularidade e incluem eventos impulsivos com potência espectral distribuída por diferentes frequências. Genericamente, as bandas de frequência das pulsações contínuas relacionam-se com harmônicos desenvolvidos durante diferentes processos de ressonância em regiões do sistema magnetosfera-ionosfera, geralmente em períodos geomagneticamente calmos. Por outro lado, as pulsações irregulares são geralmente associadas a eventos transientes, muito influenciados por períodos geomagneticamente perturbados.(MCPHERRON, 2005)

Ressonância Schumann: As emissões EM causadas por descargas elé-

Figura 2.1 - Espectro de variações do campo magnético em função da frequência



Fonte: Pádua(2004)

tricas atmosféricas (principalmente raios) são a fonte principal de sinal MT na faixa de frequência acima de 1Hz. Esses campos eletromagnéticos atmosféricos se propagam ao redor da Terra através do espaço entre a superfície terrestre e a ionosfera, o qual funciona como um guia de onda para emissões de frequências ELF (*Extremely Low Frequency*). Esse guia de onda apresenta frequências de ressonância (ressonâncias de Schumann) de 7,83, 14,3, 20,8, 27,3 e 33,8Hz. Por outro lado, ondas na faixa de 2kHz são altamente absorvidas pelo guia de onda (BLIOKH et al., 1980). Devido à ocorrência abundante de tempestades atmosféricas em todo o globo terrestre, há um sinal relativamente estável nessa faixa de frequência.

- Banda morta: No intervalo entre as duas principais fontes de sinal (pulsações e atividades meteorológicas) ocorre um mínimo do sinal em uma faixa aproximada entre 0,1 a 10Hz. Essa faixa é chamada de banda morta para o método MT, pois tem a pior relação sinal/ruído do espectro. Também na faixa de rádio, entre 2 e 5Khz, há um mínimo de sinal MT devido à frequência de corte da cavidade terra-ionosfera.
- Ruídos: Ainda na faixa de frequência usada pelo método MT ocorrem ruídos antropogênicos, causados por redes de transmissão de energia elétrica. Afetam principalmente a frequência de 60Hz e seus harmônicos. Não podem ser usados como sinal pelo método MT por não obedecerem a premissa de ondas planas.

2.5 Resistividade Elétrica da Terra

Um parâmetro que varia amplamente no interior da Terra, a resistividade é vital para medidas indiretas com o uso de sondagens eletromagnéticas.

Normalmente a resistividade de um dado material é medida em laboratório. No caso de medidas indiretas usando métodos geofísicos eletromagnéticos, a resistividade obtida representa uma média da seção atravessada pelo sinal. Dessa forma, para denotar a diferença entre a resistividade real (medida em laboratório), e esse valor determinado indiretamente vai-se aqui chamá-lo de resistividade aparente. Há uma série de fatores que causam variações neste valor de ρ aparente.

Através da lei de Ohm verifica-se que a condutividade de um material é diretamente proporcional ao fluxo de corrente em seu interior. Desta forma, é possível escrever a densidade de corrente \vec{J} em termos da corrente e a área atravessada por ela. Inicialmente temos a definição de corrente \vec{I}

$$\vec{I} = \int \vec{J}.d\vec{a} \tag{2.46}$$

Reescrevendo em função de \vec{J} tem-se

$$\vec{J} = \frac{\vec{I}}{\int .d\vec{a}}$$
(2.47)

e recuperando a definição da lei de Ohm microscópica (2.7), obtém-se a relação

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{\vec{I}}{A}$$
(2.48)

Com essa equivalência nota-se que a condutividade será proporcional à quantidade de portadores de carga e à sua mobilidade. Esses dois fatores controlam a corrente, que é a variação temporal da quantidade de carga $\vec{I} = \frac{dQ}{dt}$.

Ao retomar a relação $\rho = 1/\sigma$ tem-se então que a resistividade do meio será menor para materiais com alta quantidade de portadores de carga e alta mobilidade (por exemplo, metais) e será alta para materiais com baixa mobilidade e poucos portadores de carga.

A condução de corrente dentro de materiais pode ocorrer devido a diversos mecanismos, sendo os principais a condução eletrônica, semi-condução e condução eletrolítica (iônica), cujos detalhes são extensamente revisados no capitulo 3-A de (CHAVE; JONES, 2012).

A condução eletrônica ocorre em metais devido a seu elevado número de elétrons livres com alta mobilidade. Valores típicos de resistividade em metais são baixos, em torno de $10^{-8}\Omega.m$. No interior da Terra, esse tipo de condução ocorre raramente. As principais zonas de ocorrência são depósitos minerais bastante concentrados e no núcleo externo líquido, onde altas temperatura e pressão levam a um grande número de elétrons livres.

A maior parte dos materiais não-metálicos conduz eletricidade através do mecanismo de semi-condução, onde portadores de carga são elétrons livres, íons ou buracos em sua rede cristalina. A quantidade desses portadores e sua mobilidade são muito menores que em metais, o que resulta em valores típicos de resistividade entre $10^{-3}\Omega.m$ e $10^{-5}\Omega.m$. Dentro da Terra, rochas ígneas, cujo principal mecanismo de condução é esse, apresentam uma dependência com a temperatura que geralmente assume a forma $\rho \propto e^{\frac{E}{KT}}$, onde *K* é a constante de Boltzmann e *E* a energia de ativação e *T* a temperatura em Kelvin.

A condução eletrolítica (iônica) ocorre através da movimentação de íons em fluidos. Quanto maior a concentração de íons dissolvidos no fluido, menor será a resistividade devido à disponibilidade de portadores de carga. Há uma dependência da resistividade com a temperatura que é decrescente até $300^{\circ}C$, e a partir dessa temperatura observa-se um aumento da resistividade proporcional ao aumento de temperatura, pois a agitação térmica das moléculas do fluido impede o movimento dos íons. Esse mecanismo é importante em rochas sedimentares situadas próximas à superfície, que podem ter seus poros preenchidos por fluidos de concentrações e composições de íons muito variáveis, parcialmente ou em sua totalidade. Existe uma forma empírica de estimar a resistividade de uma rocha com saturação total ou parcial que depende da porosidade, permeabilidade e da resistividade do fluido, chamada lei de Archie (ARCHIE, 1942).

Também em rochas ígneas situadas em grandes profundidades, em temperatura de fusão total ou parcial, pode haver condução eletrolítica e a resistividade pode variar com a temperatura, quantidade de água, sódio e sílica presentes.

Minerais de argila (sedimentos com granulação fina, menor que 1/256 mm) também alteram a resistividade ao formar uma camada elétrica dupla entre o fluido e os minerais, conduzindo corrente mais eficazmente e, portanto diminuindo o valor de ρ . Outro elemento que pode reduzir a resistividade aparente é o carbono, principalmente quando depositado na forma de filmes de grafite, pois sua estrutura de ligações covalentes permite que seja atravessado por um fluxo maior de corrente. No entanto, para que o grafite tenha esse efeito é necessária a interconexão entre filmes, o que pode deixar de ocorrer devido a ocorrência de eventos tectônicos em uma escala de tempo geológica.

Em resumo, nas rochas no interior da Terra, o mecanismo mais comum é a semicondução, enquanto próximo à sua superfície o mecanismo predominante é a condução eletrolítica. A composição da rocha (e seu grau de alteração), e principalmente a presença de minerais metálicos, fluidos, íons e variações de temperatura são todos fatores que alteram a resistividade.

2.6 Obtendo Resultados

Para obter os valores das funções de transferência MT desejadas, o primeiro passo é a coleta de dados. As medidas são feitas com um arranjo de eletrodos que medem as componentes E_x e E_y do campo geoelétrico e magnetômetros de indução ou *fluxgate* para medir as componentes H_x , H_y e H_z do campo geomagnético. Os dados brutos são séries temporais das variações de duas componentes horizontais do campo geoelétrico e das três componentes do campo geomagnético.

Durante a aquisição dos dados no campo são feitos alguns processamentos preliminares para verificar a qualidade do sinal adquirido (relação sinal/ruído). Um processamento mais detalhado é feito posteriormente para calcular as componentes Z_{ij} . Essa etapa inclui o condicionamento dos dados, transformação para o domínio da frequência, e finalmente o cálculo das funções de transferência e dos respectivos erros.

2.6.1 Instrumentação

A coleta de dados feita pelo INPE utiliza dois tipos de sistemas de aquisição de dados MT denominados genericamente de banda larga e período longo de acordo com a faixa de frequências amostrada. Um deles, da fabricante Metronix, modelo ADU06 (ou ADU07), é usado para medidas na faixa entre $10^{-3}Hz$ e 10^4Hz e utiliza magnetômetros de indução para medir as variações do campo magnético. Para frequências menores que $10^{-1}Hz$ (período longo) são usados magnetômetros LEMI, do tipo *fluxgate*. Há uma superposição de cerca de duas décadas de frequência (10^{-3} a $10^{-1}Hz$) entre os dois sistemas de medidas.

Os campos elétricos horizontais são medidos com um sistema de eletrodos não polarizáveis (geralmente de chumbo-cloreto de chumbo) dispostos em uma configuração cruzada com distância aproximada de 150m entre os pares de eletrodos. A variação do campo elétrico é determinada medindo a variação na diferença de potencial entre os pares ortogonais de eletrodos. A Figura 2.2 mostra o arranjo típico utilizado para medidas MT no campo. O período de coleta de dados é de aproximadamente um dia para as estações com a configuração de medidas de banda larga, enquanto estações onde os magnetômetros de longo período são usados podem coletar dados por cerca de duas semanas. O tempo de coleta pode aumentar dependendo da qualidade do sinal e ocorrência de ruídos intensos.



Figura 2.2 - Arranjos utilizados para medidas MT no campo.

Fonte: Produção própria

Os dados de longo período são adquiridos em estações diferentes de forma simultânea para possibilitar o uso da técnica de referência remota (GAMBLE et al., 1979) que utiliza o sinal magnético horizontal de uma estação distante para calcular os espectros cruzados das componentes EM da estação desejada. Esse recurso é especialmente útil em casos de estações com espectro contaminado por ruídos, que podem ter sua resposta melhorada através da referência a uma estação com boa qualidade de dados, já que o ruído é eliminado por não ser coerente com o espectro do sinal.

2.6.2 Cálculo das Funções de Transferência

Uma vez concluídas as etapas de condicionamento e transformação das séries temporais dos campos medidos para o domínio da frequência é possível calcular as funções de transferência, que consiste em resolver o sistema indeterminado dado pelas equações (2.22) e (2.23). Existem diversas abordagens para obter os valores de Z_{ij} , como o método de mínimos quadrados, coerência, pontos de alavancagem e métodos robustos. Serão discutidos aqui os métodos utilizados no processamento.

Método dos mínimos quadrados:

O sistema de duas equações possui quatro incógnitas, os valores de impedância Z_{ij} . Para resolvê-lo, utiliza-se um segundo conjunto de medidas independentes que tornam o sistema determinado. Pela regra de Cramer, para que esse novo sistema tenha solução os dois conjuntos devem ser linearmente independen-

tes. Ao tomar N medidas independentes, temos um sistema sobredeterminado e pode-se determinar os valores de impedância através do método de mínimos quadrados, onde a função minimizada é a diferença entre as predições e os campos medidos. De acordo com Sims et al. (SIMS et al., 1971) a melhor estimativa para os valores de Z_{ij} será obtida através do campo elétrico:

$$E_{xn}^p = Z_{xx}H_{xn}^m + Z_{xy}H_{yn}^m$$
(2.49)

onde o expoente p denota valores preditos e m valores medidos do n-ésimo conjunto independente. A função a ser minimizada toma então a forma:

$$F = \sum_{n=1}^{N} (E_{xn}^m - Z_{xx}H_{xn}^m - Z_{xy}H_{yn}^m)(E_{xn}^* - Z_{xx}^*H_{xn}^* - Z_{xy}^*H_{yn}^*)$$
(2.50)

Sendo que todos os campos são os valores medidos, multiplicados por seus complexos conjugados. Derivando a expressão para F e igualando-a a zero, pode-se obter o mínimo e portanto estimar os valores de Z_{xx} e Z_{xy} . O processo pode ser repetido analogamente para obter Z_{yx} e Z_{yy} .

Outra forma de obter o mesmo resultado é multiplicar (2.22) e (2.23) pelos complexos conjugados de H_x e H_y e fazer a somatória para as N medidas. Na técnica de referência remota de minimização de ruídos locais coerentes, utilizam-se campos de estações distantes medidos simultaneamente como complexo conjugado ao invés dos próprios campos da estação em análise. Com esses valores é possível gerar todos os valores de Z_{ij} . As expressões para obter Z podem ser resumidas em uma forma compacta:

$$Z = |H^{\dagger}H|^{-1}|H^{\dagger}E|$$
(2.51)

onde [†] indica o operador hermitiano de H. As matrizes correspondem aos autoespectros e espectros cruzados, obtendo o mesmo resultado final que na derivação anterior.

Métodos Robustos:

O uso de estimativas com o método de mínimos quadrados depende da premissa que os resíduos tenham uma distribuição gaussiana. Essa premissa pode ser falsa no caso em que há valores discrepantes que dominem o espectro. Uma forma de corrigir a estimativa é atribuindo pesos a cada valor obtido, dando um peso maior a medidas mais confiáveis, enquanto valores discrepantes recebem peso baixo ou são removidos do processo de cálculo. Utilizando a forma da equação (2.51), a estimativa robusta escreve-se da seguinte forma:

$$Z = |H^{\dagger}WH|^{-1}|H^{\dagger}WE|$$
 (2.52)

onde W é uma matriz diagonal cujos elementos são os pesos correspondentes a cada elemento do conjunto de dados. A atribuição dos pesos utilizada neste trabalho segue a forma sugerida por Egbert e Booker (EGBERT; BOOKER, 1986):

$$W = \begin{cases} 1 & \text{se } |r_i| \le |r_0| \\ r_0/r_i & \text{se } |r_i| > |r_0| \end{cases}$$
(2.53)

onde $r_0 = 1.5$ e r_i é dado por:

$$r_i = \frac{E_{xi} - (Z_{xx}H_{xi} + Z_{xy}H_{yi})}{\widehat{\sigma}}$$
(2.54)

sendo $\hat{\sigma}$ uma estimativa da escala de erro. O processo de cálculo se inicia com a obtenção de Z pelo método de mínimos quadrados. Os resíduos de cada estimativa são usados para atribuir os pesos da matriz W, iniciando um processo iterativo que é repetido até atingir o critério de convergência escolhido.

2.6.3 Análise de Dimensionalidade dos Dados

Conforme visto na seção 2.3, o tensor de impedância varia com a dimensionalidade das estruturas em subsuperfície. É possível então determinar a dimensionalidade das estruturas a partir de uma análise dos elementos do tensor. Os métodos mais tradicionais de análise baseavam-se em sua maioria na rotação do tensor de impedância, o que pode ser escrito da seguinte forma

$$Z'(\omega) = R(\theta)Z(\omega)R^{t}(\theta)$$
(2.55)

onde $R(\theta)$ e sua transposta $R^t(\theta)$ representam a matriz de rotação com a qual

obtém-se o tensor de impedância rotacionada Z'. Os métodos baseados nessa definição de rotação estão sujeitos a distorções e ruídos. De fato, métodos tradicionais de determinação de parâmetros como o *Skew* e a Elipticidade, obtidos calculando o acoplamento dos campos EM em uma mesma direção, são particularmente susceptíveis a ruídos. Nesses métodos, o valor esperado para estruturas 1D e 2D é que ambos os parâmetros sejam iguais a zero. O *Skew* é invariante de rotação, enquanto a Elipticidade calculada varia com o ângulo θ .

Outros métodos tradicionais baseados na rotação são os diagramas polares de impedância e a minimização da diagonal principal. Os diagramas polares consistem na representação polar de $|Z'_{xx}|$ e $|Z'_{xy}|$ rotacionados de 0° a 360°. A forma dos diagramas será diferente de acordo com o tipo de estrutura. Em outro método alternativo, a minimização da diagonal principal pode ser utilizada para obter o ângulo do *strike* geológico em estruturas 2D ao minimizar a expressão $|Z'_{xx}|^2 + |Z'_{yy}|^2$. Um sistema analítico desenvolvido por Swift (SWIFT, 1967) utiliza a primeira derivada com relação a θ para calcular o ângulo do *strike*, obtido com uma ambiguidade de $\pm 90^\circ$. Essa ambiguidade é inerente ao método MT e só pode ser resolvida com informações independentes.

Atualmente, as análises de dimensionalidade mais confiáveis baseiam-se na fase. Um método de análise proposto por Bahr (BAHR, 1988), chamado de fases iguais, considera um fator de distorção C no tensor de impedância observado Z_{obs} para propor um parâmetro adimensional η que estima a dimensionalidade.

$$Z_{obs}(\omega) = R(\theta)CZ_{2D}R^{t}(\theta)$$
(2.56)

Distorções podem ocorrer devido a estruturas superficiais de pequena dimensão em relação a δ , alterando o campo elétrico por efeitos galvânicos. Quando se tem um meio com estrutura 2D, essas distorções locais impedem a determinação correta do *strike* geológico. A impedância Z' real com distorções será dada então por $Z'_{2D} = CZ_{2D}$. Como os elementos da matriz de distorção são reais, tem-se que a fase não é alterada por eles e, portanto, se houver alinhamento com o *strike*, elementos de fase da mesma coluna devem ser iguais. O parâmetro η , foi definido então da seguinte forma (BAHR, 1988)

$$\eta = \frac{(|[D_1, S_2] - [S_1, D_2]|)^{1/2}}{|D_2|}$$
(2.57)

onde

$$[D,S] = Re(D)Im(S) - Re(S)Im(D)$$
(2.58)

$$D_1 = Z_{xx} - Z_{yy} (2.59)$$

$$D_2 = Z_{xy} - Z_{yx} (2.60)$$

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy} (2.61)$$

$$S_2 = Z_{xy} + Z_{yx} (2.62)$$

Para valores acima de $\eta = 0.3$ considera-se a estrutura 3D, enquanto valores cerca de $\eta = 0.1$ validam modelos 1D, 2D ou 3D com distorções galvânicas e valores intermediários entre esses dois limites indicam fortes distorções. Porém, o método de fases iguais não funciona adequadamente em casos com dados altamente ruidosos.

Outro método decorre da definição de parâmetros invariantes à rotação, a partir da decomposição do tensor MT em suas partes reais e imaginárias. Weaver et al. (WEAVER et al., 2000) definem nesse método sete parâmetros que podem ser usados para avaliar dimensionalidade e presença de distorções em um local de medida. Um código computacional para obter os parâmetros, denominado WALDIM (MARTÍ et al., 2009) calcula para cada estação de medida os parâmetros e atribui um valor de dimensionalidade.

Outra maneira de obter informação da dimensionalidade, na forma de fatoração dos diferentes tipos de distorção do tensor MT foi proposta por Groom e Bailey(GROOM; BAILEY, 1989). Assumindo que a estrutura regional possa ser considerada 2D e haja distorções locais 3D superficiais, é possível separar as componentes do tensor de impedância em partes determináveis e indetermináveis. As partes determináveis relacionam-se com a sensibilidade à rotação da fase, enquanto as partes indetermináveis compõem mudanças de amplitude. A fatoração de Groom-Bailey é similar às matrizes de rotação de Pauli, e tem a seguinte forma:

$$C = gT.S.A \tag{2.63}$$

ou na forma matricial:

$$C = g \begin{bmatrix} 1 & -T \\ T & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & S \\ S & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1+A & 0 \\ 0 & 1-A \end{bmatrix}$$

onde g representa o ganho (*gain*), T a torção (*twist*), S o cisalhamento (*shear*) e A a anisotropia (*anisotropy*). Esse sistema de fatoração leva a um sistema com sete incógnitas por estação para cada frequência. No caso de n frequências em uma dada estação, resolve-se um sistema com 3+4n incógnitas que darão um único valor de θ , T e S, e n valores de Z. A solução geralmente é obtida utilizando o método de mínimos quadrados através de uma implementação computacional (STRIKE) criada por (MCNEICE; JONES, 2001). Ao se ter mais de uma estação de medida, os valores de *twist* e *shear* terão variação, mas deve-se obter um valor único do ângulo de *strike* θ que defina o strike geológico regional da estrutura 2D.

2.6.4 Identificação e Remoção de Distorções

Há diferentes tipos de distorções geradas pela própria geologia local que podem afetar as estimativas dos elementos do tensor de impedâncias. Um exemplo é o caso de distorções galvânicas superficiais, comuns quando há estruturas de pequena dimensão próximas à superfície. Na presença destas, o ideal é fazer a análise de dimensionalidade a partir da fase, pois os métodos baseados na rotação de *Z* não determinarão corretamente o ângulo de *strike* procurado. Além das metodologias anteriormente descritas baseadas na fase (métodos de Bahr, Weaver e Groom-Bailey), há também um método de tensor de fase (*Phase tensor*) para caracterizar a distorção superficial que independe de suposições sobre a estrutura regional. A única premissa desse método é que a distorção é totalmente causada por efeitos galvânicos, causando alterações apenas nas amplitudes do campo elétrico. O tensor de fase pode ser representado por

$$\Phi = R^{t}(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0\\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} R(\alpha + \beta)$$
(2.64)

onde os ângulos α e β e as amplitudes máximas e minimas podem ser utilizadas para gerar em representação polar uma elipse. No caso 3D não haverá simetria e a amplitude de β é usada como indicador da dimensionalidade. Para estruturas 2D o eixo principal da elipse é alinhado com o *strike*, e em casos 1D a elipse se reduz a um círculo.

Outro exemplo de distorção local gerada por estruturas de pequeno porte pró-

ximas à superfície é o *static shift*. Caracteriza-se por gerar uma diferença em amplitude da resistividade aparente, que aparece deslocada por uma constante multiplicativa. A fase não é afetada pelo *shift* e existem diversas propostas para contornar o efeito, como uso de informações independentes, usando os próprios dados MT, ou até mesmo correções dentro do algoritmo de inversão.

A anisotropia consiste na variação da condutividade de uma estrutura com a direção observada. Pode também causar distorções nos dados, incluindo fases fora do quadrante esperado e vetores de indução incoerentes com a direção 2D. Ao utilizar programas de inversão 2D isotrópica, anisotropias podem gerar estruturas sem significado geológico. Dessa forma, a identificação da ocorrência de anisotropia em uma determinada região de estudo é crítica para a definição da interpretação a ser utilizada (programas de inversão anisotrópicos ainda estão em estágio embrionários e deve-se valer de cálculo direto para a interpretação dos dados).

2.6.5 Inversão

Uma vez obtidas as funções de transferência *Z*, deseja-se gerar a partir delas um modelo de resistividade do interior da Terra. Para isso, existem duas abordagens: o cálculo direto e a inversão.

O cálculo direto da resistividade é um processo de tentativa e erro feito manualmente, e é usado quando a estrutura é simples ou há anisotropia nos dados. Processos de inversão são mais comuns, pois requerem menor ajuste manual e resolvem melhor situações geológicas complexas, além de consumirem menos tempo. A inversão pode ser feita por transformações analíticas ou por métodos iterativos.

Transformações analíticas derivam os valores de resistividade a partir dos dados observados considerando um modelo 1D. Podem ser usadas como primeira aproximação das estruturas, como ponto de partida de modelos iterativos ou para testar profundidades máximas de confiança de modelos derivados da inversão (caso da transformada de Niblett-Bostick; (NIBLETT; SAYN-WITTGENSTEIN, 1960; BOSTICK, 1977)) ou para verificar a consistência interna dos dados (caso da aproximação D+; (PARKER; BOOKER, 1996)).

Métodos iterativos requerem parâmetros de inicialização e ajustam estatisticamente os dados, minimizando a diferença entre as medidas e o cálculo, geralmente considerando o desvio quadrático médio (RMS). Para modelos 1D os métodos são objetivos e podem usar esquemas para definir o número de camadas ou a diferença de resistividade entre elas, mas raramente pode ser feita uma interpretação geológica dos modelos derivados de inversões 1D em MT. A inversão 2D é a usada de forma padrão em dados MT adquiridos ao longo de perfis e baseia-se em minimizar a somatória dos desvios RMS, χ^2 :

$$\chi^2 = |W(d - F(m))|^2$$
(2.65)

com uma matriz W de pesos atribuídos de acordo com o erro em cada medida. Além disso, um vínculo adicional de regularização é usado para impor estabilidade à solução

$$J = |W(d - F(m))|^2 + \tau |(\delta^2 m)|^2$$
(2.66)

onde τ é um parâmetro de *trade-off* entre o ajuste dos dados e a suavidade do modelo. Os parâmetros de entrada da inversão 2D são: resistividade aparente e fase nos modos TE e TM e funções de transferência magnética (*tipper*). A estratégia utilizada pelo grupo de Geomagnetismo do INPE na inversão 2D inicia o processo com o modo TM, usando um semi-espaço homogêneo como partida, substituindo os erros pelos *error floors* de cada frequência. Ao começar, a tolerância de erro é grande em $\rho e \phi$. Após algumas iterações reduz-se o intervalo de erro em ϕ , mas o de ρ é mantido em cerca de 50% para equacionar o *static shift*. Idealmente o RMS será um número entre 1 e 2 (RMS muito baixos indicam erros superestimados, enquanto RMS alto pode significar que há ruídos muito grandes ou erros sobre-estimados). Uma vez atingido esse critério, os parâmetros anteriores são usados como partida para iniciar a inversão conjunta dos modos TE e TM, repetindo o procedimento anterior de redução dos intervalos de erro.

Finalmente introduzem-se os dados do *tipper* no processo. No final deve se ter um modelo que ajuste bem a maioria dos dados a menos da possível presença de *static shift* afetando alguma estação. Seu efeito pode ser reduzido com opções de inversão do *static shift* usando *error floors* de ρ de até 10%.

A inversão 3D é ainda pouco desenvolvida em questões como correção de distorções, e por ter uma complexidade maior que a 2D é feita em subconjuntos limitados (em número de estações ou em frequências utilizadas). Ainda não há procedimentos amplamente estabelecidos para conferir robustez e sensibilidade dos modelos 3D obtidos.

Os testes de sensibilidade são importantes, pois devido à não unicidade da inversão, as estruturas obtidas no modelo precisam passar por critérios geológicos e vinculação com estruturas conhecidas. Nas inversões 2D é comum utilizar os cálculos diretos e modelos analíticos para essa verificação de sensibilidade.

Por fim, uma vez que os procedimentos de inversão estejam concluídos e diversos critérios tenham sido usados para verificar sua consistência, passa-se à fase de interpretação geológica dos modelos obtidos. Nesse estágio, informações derivadas de outros métodos geofísicos, geológicos e geoquímicos são utilizadas para impor vínculos aos modelos e auxiliar na interpretação.

3 GEOLOGIA DA REGIÃO EM ESTUDO

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica localizada na plataforma Sul Americana, formada por uma sequência sedimentar-magmática espessa com profundidade máxima estimada em até 7000m em seu depocentro estrutural, aproximadamente coincidente com a calha do rio Paraná (MILANI; RAMOS, 1998). Cobre uma área de aproximadamente $1.700.000Km^2$ na superfície principalmente da região sul do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina. A Figura 3.1 mostra um esboço geológico generalizado da região sul do Brasil, delineando os limites da Bacia do Paraná, enquanto na Figura 3.2 é mostrado um mapa geológico mais detalhado da região em estudo.

Seu formato é oval irregular com um eixo principal orientado na direção NNE. Seus limites são delineados por atividade sintectônica e póstectônica de arcos e lineamentos estruturais paralelos ou transversais a suas bordas. Mapeamentos geológicos, aeromagnéticos e gravimétricos definem que as principais tendências estruturais afetando a bacia são na direção NW e NE, associadas a zonas de falha com e sem intrusões de diques de diabásio, respectivamente(ZALÁN et al., 1990). A sucessão estratigráfica, englobando sequências do Ordoviciano tardio ao Cretáceo tardio contém uma história evolutiva de diversos ciclos, correspondendo a pelo menos três ciclos de transgressão-regressão fortemente influenciados pela glaciação, mudanças no nível do mar e *stress* intraplaca derivado da orogênese Andina (MILANI; RAMOS, 1998).

A sequência sedimentar composta principalmente de rochas siliclásticas e carbonáticas teve sua deposição iniciada no Ordoviciano tardio. Esse estágio inicial de subsidência inclui principalmente arenitos continentais e rochas depositadas num ambiente de golfo aberto ao oceano de Panthalassa. A atividade tectônica com orientação NW era particularmente ativa, e um soerguimento geral causou a interrupção da sedimentação durante o período Devoniano-Mississipiano. O segundo estágio de subsidência, no período Permo-Carbonífero corresponde a um pacote sedimentar de grande volume em evolução de ambiente glacial a fluvialdeltaico, passando finalmente a um ambiente marinho. Houve uma alternância entre as tendências NW e NE de atividade tectônica, onde novamente a sedimentação foi interrompida por processos de soerguimento no Permiano tardio-Cretáceo, fazendo com que o mar não alcançasse mais a região da bacia. A sedimentação reinicia no Triássico, onde camadas de arenitos eólicos dominam, aumentando a aridez e gerando um amplo sistema de dunas.



Figura 3.1 - Mapa geológico generalizado da região sul do Brasil, com ênfase na parte brasileira da Bacia do Paraná.

Localizações das estações magnetotelúricas mostrada com triângulos e PR corresponde ao Rio Paraná. Os triângulos cheios mostram as estações a serem analisadas neste estudo, enquanto os triângulos vazios mostram outros estudos cujos resultados serão discutidos neste capítulo. Ibiúna é o local da conversão DC-AC da linha HVDC de Itaipú. Períodos geológicos das rochas aflorantes são: CZ = Cenozóico; K = sedimentos do Cretáceo; EK = basaltos do Cretáceo Inferior; TC = Triássico-Carbonífero; CC = Carbonífero-Cambriano; NP = Neoproterozóico; MP = Mesoproterozóico; PP = Paleoproterozóico; AR = Arqueano. Os principais lineamentos de toda a região são também mostrados. O encarte no canto inferior direito da figura mostra a área de estudo com a extensão total da Bacia do Paraná (PB) e da contígua Bacia do Chaco-Paraná (CP) para outros países da América do Sul.

Fonte: modificado de (BIZZI et al., 2001)



Figura 3.2 - Mapa geológico com ênfase na região central da Bacia do Paraná

Localizações das estações magnetotelúricas mostrada com triângulos e PR corresponde ao Rio Paraná. Os lineamentos correspondem à direção de diques. Períodos geológicos das rochas aflorantes são: CZ = Cenozóico; K = sedimentos do Cretáceo; EK = basaltos do Cretáceo Inferior; TC = Triássico-Carbonífero; CC = Carbonífero-Cambriano

Fonte: modificado de (BIZZI et al., 2001)

Durante o início do Cretáceo, pouco antes da separação do supercontinente Gondwana na região do Atlântico Sul, a bacia do Paraná foi inundada por extensos fluxos de lava e também ocorreram uma série de intrusões de sills e diques, compostas principalmente de basaltos toleíticos (também em menor quantidade riolitos e riodacitos). Esse vulcanismo cobre uma área de $1.200.000Km^2$ com um volume aproximado de $780.000Km^3$ de material extrusivo, cuja espessura máxima é de aproximadamente 1700m. De acordo com dados de gravimetria e isostasia, foi proposto que parte do material magmático permaneceu dentro da crosta inferior (MOLINA et al., 1988). Após o vulcanismo na região, que teve duração aproximada de 3Ma de acordo com Janasi et al. (JANASI et al., 2011), houve subsidência da área norte da bacia, onde ocorreu deposição de sedimentos continentais, finalizando então a história sedimentar da bacia. Anterior ao ciclo sedimentar, o embasamento da bacia do Paraná estava formado até o final do ciclo Brasiliano de orogênese no Neoproterozóico ($\approx 550Ma$). Sua configuração é ainda controversa e inferida principalmente a partir de dados de métodos potenciais, algumas amostras de rocha de poços profundos que penetraram o embasamento e perfis de reflexão sísmica da Petrobrás (Figura 3.3).

A partir de dados radiométricos de amostras do embasamento com idades superiores a 2Ga, (CORDANI et al., 1984) sugeriram inicialmente a existência de um núcleo cratônico sob os sedimentos da bacia. Eles propuseram que o embasamento seria formado por um bloco cratônico único localizado sob a região axial da bacia e circundado pelos cinturões Brasilianos marginais que se estenderiam sob seus sedimentos (Figura 3.3A). Posteriormente, dados de anomalias gravimétricas e magnetométricas, bem como perfis de reflexão sísmica, revelaram uma orientação consistente na direção SW-NE das estruturas subjacentes à bacia. Esses resultados foram interpretados por Marques et al. (1993)(MARQUES et al., 1993) como provenientes de um "rifte central"sob a bacia. Auxiliados por amostras do embasamento de vários poços profundos, Milani e Ramos (1998) propuseram que essas estruturas predominantemente SW-NE teriam surgido a partir da colagem de vários blocos cratônicos separados por uma série de zonas de sutura (Figura 3.3B). Em seguida, anomalias Bouguer residuais de um grande levantamento gravimétrico revelaram um marcante alto gravimétrico sobre a bacia, com formato triangular (MANTOVANI et al., 2005). Essa anomalia foi interpretada como resultante de um núcleo cratônico central, o bloco Paranapanema, ladeado por cinturões móveis com crosta mais espessa (Figura 3.3C).

O traçado do perfil MT também é mostrado na Figura 3.3 sobre os 3 modelos propostos para o embasamento. Observa-se que ele pode auxiliar a distinguir entre os modelos cratônicos (A e C) e o modelo de embasamento fragmentado (B), pois esses diferentes tipos de estrutura devem apresentar respostas geoelé-tricas significativamente diferentes.





(A) Núcleo cratônico central de (CORDANI et al., 1984), onde os dois quadrados negros indicam a localização das amostras do embasamento mais antigo. (B) Modelo do embasamento fragmentado de (MILANI; RAMOS, 1998), onde os círculos brancos indicam a localização de poços profundos. (C) O bloco Paranapanema de (MANTOVANI et al., 2005), definido por anomalias gravimétricas e delimitado pela linha tracejada

Fonte: compilado de (JULIÀ et al., 2008)

3.1 Estudos Eletromagnéticos Prévios na Área

Os estudos de indução eletromagnética na Bacia do Paraná iniciaram-se há mais de 30 anos, com um extenso levantamento regional visando a exploração de hidrocarbonetos na região centro-norte da bacia (STANLEY et al., 1985). As sondagens foram concentrados em perfis com direção principal NNE-SSW cortando o Arco de Ponta Grossa (paralelos ao Rio Paraná), de acordo com as interpretações então existentes para as direções estruturais principais da bacia. Os resultados são restritos ao pacote sedimentar-vulcânico (em média profundidades inferiores a 4Km) e trazem pouca informação sobre o embasamento. Estudos subsequentes concentraram-se nas bordas da bacia, cortando um gradiente gravimétrico nas proximidades da flexura de Goiânia (PADILHA et al., 1992), ou em estruturas isoladas em diferentes regiões da bacia, tais como o Sinclinal de Torres (PADILHA; VITORELLO, 2000) ou o Arco de Ponta Grossa (MENEZES; TRAVASSOS, 2005). Mais relevantes para o presente estudo são os estudos que envolvem dados de longo período e/ou que amostram a parte mais central do embasamento sob a bacia. Eles são apresentados na Figura 3.1 na forma dos perfis identificados como B2011 (BOLOGNA et al., 2011), B2013 (BOLOGNA et al., 2013) e P2015 (PADILHA et al., 2015). B2011 baseou-se em dados de banda larga e longo período ao longo de um perfil E-W e extensão de 560Km, cruzando a região noroeste da bacia do Paraná e estendendo-se em direção ao cráton São Francisco. Uma zona de sutura definida por dados gravimétricos sob a Bacia de Paraná também é detectada no modelo geoelétrico sob esse perfil na forma de um condutor vertical que se estende desde a crosta até profundidades do manto superior. Esse condutor é associado a rochas rochas metassedimentares contendo grafite de origem orgânica relacionados à colisão do cráton de São Francisco com a estrutura resistiva sob o embasamento da Bacia do Paraná. B2013 descreve a interpretação de um perfil SW-NE com dados de banda larga totalmente localizado na região noroeste da bacia. Os resultados mostram a existência de dois domínios litosféricos com diferentes propriedades geofísicas. A parte SW do perfil é bem mais condutora que a parte NE o que foi interpretado com a justaposição de dois terrenos diferentes durante a formação do Gondwana Ocidental.

P2015 é o trabalho mais relacionado com aquele apresentado nesta dissertação. Descreve a integração de resultados regionais obtidos por um levantamento GDS com medidas MT de banda larga e longo período ao longo de um perfil WNW-ESE, aproximadamente paralelo ao aqui estudado. Observou-se que a crosta sob a bacia apresenta várias zonas condutoras aproximadamente lineares com extensão lateral limitada, em coincidência com algumas das principais estruturas tectônicas reconhecidas na superfície, e um moderado aumento da condutividade da litosfera sob sua parte central. O aumento localizado de condutividade foi associado ao movimento ascendente de voláteis e magmas ao longo de zonas de falhas, enquanto o incremento geral de condutividade na crosta e manto superior sob a bacia foi interpretado como impregnação da litosfera por minerais condutores relacionados ao evento magmático do início do Cretáceo.

4 RESULTADOS

Os dados disponibilizados para este trabalho foram coletados pelo grupo de Geomagnetismo do INPE em duas campanhas MT realizadas nos anos de 2013 (Estado do Mato Grosso do Sul) e 2015 (Estado de São Paulo), cujas localizações são apresentadas nos mapas das Figuras 3.1 e 3.2, representadas por triângulos cheios. No total, dispõe-se de 44 estações ao longo de um perfil com cerca de 580*Km* de extensão, ligando as proximidades das cidades Santa Rita do Pardo/Ribas do Rio Pardo (MS) à cidade de Itapetininga (SP). Os dados foram adquiridos com instrumentos MT de banda larga (usados em todas as estações) e longo período (metade das estações) de acordo com os arranjos apresentados na Figura 2.2. Esses instrumentos pertencem aos acervos do INPE e do PEG-Br (Pool de Equipamentos Geofísicos do Brasil), estes últimos sob responsabilidade do Observatório Nacional (ON/MCTI). Os dados brutos de todas as estações de medida passaram pelas etapas de processamento descritas a seguir.

4.1 Processamento

Para cada estação foi realizado um procedimento de condicionamento de dados para trabalhar com as informações coletadas pelos eletrodos e magnetômetros.

O código de processamento utilizado transforma inicialmente as séries temporais para o domínio da frequência utilizando janelas adequadas para evitar contaminações do espectro. A transformação da série temporal em frequência foi feita implementando uma técnica similar à de *cascade decimation*. Em seguida foram gerados arquivos com os valores de impedância para cada estação calculadas através de um método robusto desenvolvido por Egbert e Booker(EGBERT; BOO-KER, 1986). Foram então selecionados manualmente conjuntos de medidas para cada janela de período e removidos dados ruidosos. Em algumas estações foi utilizada a referência remota (GAMBLE et al., 1979) em dados de longo período para melhorar a relação sinal/ruído do conjunto de dados.

Após essa etapa de processamento dos dados, foram agrupados os resultados (diversas funções de transferência entre os campos elétricos e magnéticos utilizadas pelo método MT) de cada estação em todos os períodos definidos para interpretação (equiespaçados em escala logarítmica, com 6 a 7 valores por década), formando um único arquivo no formato .dat no padrão Jones (JONES, 1994). A Figura 4.1 mostra um exemplo das informações contidas em cada arquivo .dat após as etapas de processamento. São apresentados os resultados de resistividade aparente e fase da diagonal não principal do tensor de impedâncias $(\rho_{xy}, \rho_{yx}, \phi_{xy} \in \phi_{yx})$, as partes reais e imaginárias dos quatro componentes desse tensor $(Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx} \in Z_{yy})$ e as funções de transferência magnética $(T_{zx} \in T_{zy})$ em cada uma dos períodos alvo selecionados para apresentação dos resultados.



Figura 4.1 - Exemplo de gráficos dos dados processados para uma estação.

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.

Fonte: Produção própria

Valores discrepantes (não seguem a tendência suave esperada a partir da propagação difusiva da onda eletromagnética no interior da Terra) são observados em 60Hz (efeito de linhas de transmissão nas proximidades do sítio de medidas) e na banda morta entre 2kHz e 5kHz. Também, as funções de transferência magnética são extremamente sensíveis a ruído em períodos baixos, devido à baixa amplitude do campo magnético vertical (resultados não confiáveis em períodos inferiores a aproximadamente 0, 03s nessa estação).

Resultados similares foram obtidos para todas as 44 estações deste estudo e armazenados para as etapas posteriores de análise dos dados. Após observação cuidadosa das curvas de resistividade aparente e fase, foram identificados ruídos intensos a partir de 10s nas sete estações do extremo leste do perfil (apêndice A, Figuras A.38 a A.44). Esses ruídos provavelmente estão relacionados com a proximidade da linha de transmissão subestação de conversão DC-AC situada em Ibiúna (estado de São Paulo), vinculada à linha de transmissão de energia elétrica HVDC (corrente contínua de alta voltagem) de Itaipu. A localização dessa subestação é mostrada na Figura 3.1. Essas sete estações foram descartadas das etapas seguintes de análise e inversão dos dados. Das 37 estações mantidas, foram selecionados e mantidos períodos entre $1.12 \times 10^{-3}s$ a $1.31 \times 10^{+4}s$ para uniformizar o conjunto de dados.

4.2 Análise Qualitativa

Para obter uma visualização geral das características das medidas ao longo do perfil, podem-se gerar pseudo-seções de variação da resistividade aparente e fase. As pseudo-seções consistem em mapas nos quais a localização da estação é disposta ao longo do eixo horizontal, os períodos em que os resultados estão disponíveis constituem o eixo vertical (escala logarítmica) e os valores observados são representados na intersecção entre a localização das estações e cada um dos períodos amostrados. Os dados são então interpolados fornecendo mapas da variação dos diferentes parâmetros MT. Como os períodos têm uma relação próxima com a profundidade das medidas (*skin effect*), esses mapas fornecem uma visualização aproximada da variação dos parâmetros tanto late-ralmente como em profundidade. Dessa forma, é possível inferir algumas informações a partir das pseudo-seções comparando com o mapa de geologia local (Figura 3.1).

A Figura 4.2 mostra pseudo-seções das fases nas duas direções ortogonais (xy e yx). As fases são preferidas para se ter uma visão qualitativa inicial das estruturas geoelétricas ao longo de um perfil por não serem sensíveis às distorções de *static shift* que afetam as curvas de resistividade aparente.

Observam-se algumas oscilações abruptas nos dados (geralmente indicados por fortes tons em vermelho ou azul, limites máximos e mínimos das fases), certamente associados a ruídos nos dados. Ambas as pseudo-seções exibem tons alaranjados (fases superiores a 45°) em períodos inferiores a 0,01s na parte centro-oeste do perfil. Corresponde a sedimentos condutores do grupo Bauru que recobrem o pacote basáltico nessa região da bacia. Esse pacote basáltico aparece em tom azul claro (fases inferiores a 45°) sob o pacote sedimentar na

parte oeste do perfil e aflorando na superfície na parte leste do perfil aproximadamente a partir da estação 26. Sob ele aparece outra sequência condutora



Figura 4.2 - Pseudo-seções de fase $\phi_{xy} e \phi_{yx}$.

Valores de fase altos (vermelho) indicam baixa resistividade enquanto valores baixos (azul) indicam um meio mais resistivo.

(novamente com fases superiores a 45°) que só aflora no extremo leste do perfil. Corresponde aos sedimentos paleozóicos que antecederam o derrame basáltico na bacia. Há uma nova transição para valores de fase inferiores a 45° a partir de períodos aproximados a 10s (lado oeste do perfil) ou inferiores a 0,02s (lado leste do perfil), correspondendo ao embasamento sob a bacia ou a efeitos do pacote magmático na base da bacia (*underplating*). Por fim, dados de período muito longo (acima de 1000s) parecem indicar uma outra transição para rochas condutoras (fase acima de 45°) em grandes profundidades da crosta ou do manto superior.

4.3 Avaliação de Dimensionalidade e Strike

O passo seguinte no processamento dos dados MT é a determinação da dimensionalidade espacial das estruturas de condutividade sob o perfil de medidas, pois ela vai determinar o nível de complexidade necessária para as etapas posteriores de modelagem e inversão. Nesse caso, a dimensionalidade refere-se ao número de direções nas quais ocorrem mudanças na condutividade da Terra, podendo corresponder a estruturas geoelétricas 1D, 2D ou 3D. Conforme anteriormente descrito, há vários métodos para realizar a análise da dimensionalidade dos dados medidos. Neste trabalho, a dimensionalidade será estudada usando os códigos WALDIM (MARTÍ et al., 2009), baseado nos parâmetros invariantes a rotação propostos por (WEAVER et al., 2000), e STRIKE (MCNEICE; JONES, 2001), baseado na decomposição tensorial proposta por (GROOM; BAILEY, 1989). Este último método permite também definir o *strike* geológico, caso as estruturas possam ser regionalmente representadas como 2D.

A Figura 4.3 mostra os resultados obtidos utilizando o código WALDIM em todas as estações MT para todo o intervalo de períodos dos dados. Os resultados são classificados nessa figura em 1D, 2D, 3D ou os modelos de sobreposição definidos seguindo os critérios estabelecidos por (WEAVER et al., 2000). Os resultados mostram predomínio de estruturas 1D (cor verde) em períodos inferiores a 1*s* na parte oeste do perfil, correspondendo à região com pacote sedimentar/basáltico mais espesso, e em períodos inferiores a 0,01*s* em parte do extremo leste, correspondendo à região onde afloram sedimentos Paleozóicos. No restante do conjunto de dados predominam estruturas 3D (células vermelhas) ou regiões com dimensionalidade indeterminada (cor branca), possivelmente indicando dados afetados por ruído. Com base exclusivamente nesses resultados não parece trivial usar inversões 1D ou 2D para modelar os dados.



Figura 4.3 - Mapa da análise de dimensionalidade usando o código WALDIM.

São mostrados os resultados em cada estação MT para todo o intervalo de períodos.

4.3.1 Decomposição de Groom-Bailey

Uma análise alternativa de dimensionalidade foi feita com base na decomposição de (GROOM; BAILEY, 1989) usando o código STRIKE (MCNEICE; JONES, 2001), o qual permite também derivar a direção do *strike* geológico regional 2D para o perfil e remover parte dos efeitos de distorções galvânicas. Caso a análise permita interpretar os dados segundo o conceito 3D/2D (estrutura regional 2D afetada localmente por inomogeneidades 3D), modelos de distorção podem ser ajustados aos dados selecionados usando a direção de *strike* determinada, permitindo definir os modos TE e TM para a inversão 2D.

Ao usar o STRIKE, os parâmetros de distorção angulares mencionados na Subseção 2.6.3 são calculados para cada frequência para cada uma das estações. As Figuras 4.4 a 4.8 detalham passo-a-passo o procedimento realizado para cada uma das 37 estações a fim de verificar se os dados se ajustam a um modelo de distorção 3D/2D. O procedimento consiste em observar a estabilidade de cada parâmetro e, em um dado passo, escolher um valor fixo para o considerado mais estável, para em seguida recalcular os demais parâmetros com variação livre. Após fixar os valores de twist e shear, um valor é atribuído ao ângulo de strike. Ao fixar os parâmetros, é importante observar que os erros não ultrapassem uma faixa pré-determinada para que a curva de resistividade aparente recalculada não seja distorcida a ponto de ser incompatível com os valores originais. Realizando o procedimento para cada estação, serão obtidos diversos valores de twist, shear e strike. O valor de strike se alinhará em torno de um valor central ao termos estruturas regionais que podem ser consideradas 3D/2D. Uma vez determinado o strike, os parâmetros de distorção são recalculados variando livremente. Uma forma de validar se o valor do strike é correto é verificando se os parâmetros de distorção recuperam seus valores originais. Com esse procedimento é gerado um novo conjunto de dados para cada estação, consistindo dos tensores de impedâncias livres de distorção.

O modelo de distorção considera o caso de os dados serem do tipo 3D/2D (estrutura regional 2D afetada localmente por inomogeneidades 3D), e a qualidade do ajuste desse modelo ao conjunto de dados disponíveis fornece uma medida da dimensionalidade da estrutura regional. Um RMS (desvio quadrático médio) muito grande entre o modelo e os dados experimentais indica que os dados não podem ser explicados por uma estrutura de condutividade regional 2D, ou que os erros estimados para a impedância são muito pequenos. No nosso caso, considerou-se um *error floor* de 5% para os componentes do tensor de impedância com o que se obteve ajustes aceitáveis para os dados medidos (RMS inferior a 2,0 em praticamente todos os períodos para todas as estações).

De forma mais detalhada, o procedimento se inicia rodando o programa STRIKE e deixando todos os parâmetros de distorção e o azimute (*strike* geológico da estação) variarem livremente (Figura 4.4). Observa-se uma grande dispersão dos parâmetros e do azimute, mas com bom ajuste do modelo aos dados (RMS em todas as frequências abaixo do limite de 3, considerado o valor aceitável).

O passo seguinte consiste em escolher um dos parâmetros de distorção que apresente mais estabilidade em longos períodos para fixá-lo nesse valor. A ên-fase é dada nos períodos mais longos pois a tentativa é de encontrar um *strike* regional representativo na parte multidimensional das estruturas geoelétricas (em

períodos curtos, amostrando a bacia, a estrutura é aproximadamente 1D). No caso foi escolhido o *shear*, com valor fixado em -2° (valores vermelhos na figura indicam ângulos negativos, enquanto os azuis indicam ângulos positivos). O programa STRIKE é novamente executado com o *shear* fixo nesse valor e os demais parâmetros livres. O resultado é exibido na (Figura 4.5). O RMS continua abaixo do limite aceitável e o parâmetro *twist* em longos períodos concentra-se em torno de 2° .

O próximo passo consiste em fixar também o *twist* nesse valor e rodar novamente o programa STRIKE deixando apenas o azimute variar livremente. O resultado mostrado na (Figura 4.6) indica que o RMS continua aceitável e o azimute em longos períodos parece se estabilizar para um número significativo de frequências em torno de 0°.

A (Figura 4.7) mostra o resultado com todos os parâmetros de distorção e o azimute fixos. O RMS abaixo de 3 em todas as frequências indica um ajuste satisfatório dos dados ao modelo de distorção. Esse fato pode ser comprovado comparando o resultado do ajuste dos elementos da diagonal não-principal do tensor de impedâncias (Z_{xy} e Z_{yx}) na parte inferior da figura. Como o modelo que se tenta ajustar é 2D, o ajuste dos outros dois elementos (Z_{xx} e Z_{yy}) não é significativo.

Por fim, roda-se novamente o STRIKE apenas com o azimute fixo no valor do *strike* determinado (0°) e deixando os parâmetros de distorção livres em todas as frequências (Figura 4.8). Os valores de resistividade aparente e fase obtidos (parte superior esquerda da figura) são os que serão utilizados na etapa seguinte de inversão dos dados.



Figura 4.4 - Exemplo de obtenção dos parâmetros de distorção usando o código STRIKE - Passo 1

Esquerda superior: Erros (RMS) entre os valores experimentais e calculados. Valores de *twist, shear* e *strike* calculados com variação livre, sendo que o eixo das ordenadas a esquerda do gráfico corresponde aos parâmetros de *strike*, enquanto o eixo das ordenadas à direita corresponde aos parâmetros de *twist* e *shear*. *Twist* e *shear* apresentados em azul são valores positivos e em vermelho são valores negativos. Direita superior: curvas de resistividade aparente e fase. Abaixo as quatro componentes do tensor de impedância.



Figura 4.5 - Exemplo de obtenção dos parâmetros de distorção usando o código STRIKE - Passo 2

Esquerda superior: Erros (RMS) entre os valores experimentais e calculados. Valores de *twist* e *strike* calculados com variação livre, *shear* fixo. Direita superior: curvas de resistividade aparente e fase. Abaixo as quatro componentes do tensor de impedância.



Figura 4.6 - Exemplo de obtenção dos parâmetros de distorção usando o código STRIKE - Passo 3

Esquerda superior: Erros (RMS) entre os valores experimentais e calculados. Valores de*strike* calculado com variação livre, *shear* e *twist* fixos. Direita superior: curvas de resistividade aparente e fase. Abaixo as quatro componentes do tensor de impedância.



Figura 4.7 - Obtenção dos parâmetros de distorção usando o código STRIKE - Passo 4

Esquerda superior: Erros (RMS) entre os valores experimentais e calculados. Valores de *strike shear* e *twist* fixos. Direita superior: Curvas de resistividade aparente e fase. Abaixo as quatro componentes do tensor de impedância. Ao lado esquerdo superior curvas de resistividade aparente e fase. Abaixo as quatro componentes do tensor de impedância.



Figura 4.8 - Exemplo de obtenção dos parâmetros de distorção usando o código STRIKE - Passo 5

Esquerda superior: Erros (RMS) entre os valores experimentais e calculados. Valores de *shear* e *twist* recalculados com variação livre, *strike* fixo. Ao lado esquerdo superior curvas de resistividade aparente e fase. Abaixo as quatro componentes do tensor de impedância

Os ângulos de *strike* obtidos a partir da decomposição do tensor seguindo o procedimento acima descrito para cada estação são mostrados na Figura 4.9. Observa-se que, genericamente, os *strikes* se alinham na direção aproximada N-S na maioria das estações (ou E-W, devido à ambiguidade de $\pm 90^{\circ}$ na definição do ângulo do *strike*). Essa direção (ou sua ortogonal) pode então considerada como a do *strike* geológico regional.

Em conclusão, as análises de dimensionalidade pelos dois métodos mostram resultados distintos. De acordo com a técnica de parâmetros invariantes a rotação (código WALDIM), os dados são preferencialmente 3D. Porém, a técnica de decomposição tensorial (código STRIKE) indica que uma direção de *strike* regional pode ser definida, permitindo que os dados possam ser modelados em 2D. Como consequência, as duas hipóteses de inversão (2D e 3D) serão consideradas para interpretar os dados e os resultados obtidos submetidos a testes de sensibilidade para avaliar sua confiabilidade.



Figura 4.9 - Ângulos de strike obtidos para cada estação MT usando o código STRIKE.

Fonte: Produção própria
4.3.2 Funções de Transferência Magnética ou Tippers

As funções de transferência magnética, relacionadas aos campos magnéticos verticais conforme apresentado na seção 2.3 (equações (2.41) a (2.43)) e representadas graficamente por vetores de indução, ajudam tanto a resolver a ambiguidade na definição do *strike* como a interpretar qualitativamente variações laterais de condutividade. Na convenção de Parkinson, a parte real dos vetores de indução aponta para regiões condutoras, com sua magnitude relacionada ao gradiente de condutividade (PARKINSON, 1962). Portanto, para um cenário 2D espera-se que os vetores de indução sejam ortogonais à direção do *strike*.

Vetores de indução em sua componente real são mostrados na (Figura 4.10) para quatro diferentes períodos, revertidos para apontar em direção a zonas de maior condutividade (convenção de Parkinson). No período mais curto (36s), os vetores têm baixa amplitude, controlados principalmente pela característica 1D do pacote vulcânico-sedimentar da Bacia do Paraná. Nos extremos do perfil os vetores são aproximadamente paralelos à direção do perfil, uma indicação preliminar de strike geoelétrico ortogonal a essa direção. Nos dois períodos subsequentes (409 e 1638s), os vetores de indução apontam em sua maioria em direção NW, rumo ao depocentro da bacia. Nesse caso, parecem indicar controle por uma maior condutância (produto da espessura pela condutividade) nessa parte central da bacia. Por fim, no período mais longo (4681s), os vetores têm baixa amplitude e ainda apontam para NW no centro do perfil e aproximadamente ortogonais à direção do perfil em ambos seus extremos. Em particular, os resultados do extremo leste são mais significativos, pois o pacote sedimentar-vulcânico é bem mais fino nessa região, o que pode indicar que esses vetores são controlados principalmente pelo embasamento da bacia. Como conclusão, a análise dos vetores de indução fornece suporte para um strike geoelétrico na direção N-S. Essa direção é corroborada pelos resultados do levantamento GDS regional a ser discutido no capítulo 6 desta dissertação (Figura 6.2). Por outro lado, a direção principal dos digues, sobretudo na região nas proximidades do Rio Paraná, é leste-oeste (ver Figura 3.2). Nesta dissertação adotamos a direção definida pelos dados geofísicos geomagnéticos (vetores de indução de indução ao longo do perfil e direção regional das estruturas definida pelo modelo GDS) como sendo a direção de strike geoelétrico. Como consequência, utilizou-se a direção N-S para a inversão 2D dos dados.



Figura 4.10 - Vetores de indução em sua componente real (convenção de Parkinson) ao longo do perfil MT

Vetores calculados para os períodos de 36s (esquerda superior), 409s (direita superior), 1368s (esquerda inferior e 4681s (direita inferior). Círculos vazios indicam que não há dados disponíveis nessa estação para o período utilizado.

Fonte: Produção própria

5 INVERSÃO

O processo de inversão de dados MT consiste em gerar um modelo de distribuição espacial da condutividade. Os códigos disponíveis utilizam diferentes tipos de algoritmos e discretizam o interior da Terra com blocos com dimensões variáveis, mas fixas durante o processo de inversão, que podem ser 2D (blocos infinitos na direção ortogonal ao perfil e finitos ao longo do perfil e na profundidade) ou 3D (cubos variando em profundidade e 2 direções horizontais). O processo de inversão consiste em variar o valor da resistividade de cada um desses blocos para ajustar os dados experimentais.

De acordo com a análise de dimensionalidade, neste trabalho foram realizados os dois tipos de inversão, 2D e 3D, cujos detalhes serão discutidos a seguir.

5.1 Inversão 2D

O procedimento de inversão 2D foi realizado com o software REBOCC (*Reduced data space Occam*) desenvolvido por (SIRIPUNVARAPORN; EGBERT, 2000) para inversão rápida. O software é de acesso livre para uso científico e encontrase instalado em estações de trabalho do grupo de Geomagnetismo do INPE. Com o REBOCC, modelos são gerados a partir dos ajustes para os modos TE, TM, e também funções de transferência magnética (TP) utilizando um algoritmo otimizado.

Conforme a análise de dimensionalidade, os dados podem ser ajustados por um modelo 2D com *strike* bem definido para todas as estações. Portanto, o primeiro passo consistiu em recalcular os dados de todas as estações usando o código STRIKE, impondo o ângulo de *strike* escolhido (0 graus) conforme exibido na Figura 4.8.

O passo seguinte para gerar os dados de entrada do modelo 2D foi a definição em cada estação dos modos TE (campo elétrico paralelo ao *strike*, campo magnético perpendicular ao *strike*) e TM (campo elétrico perpendicular ao *strike*, campo magnético paralelo ao *strike*), utilizando os dados recalculados.

Em seguida, foram escolhidas as mesmas frequências alvo em todas as estações, perfazendo 48 períodos entre 0.00112s e 13107s equiespaçados em escala logarítmica, sendo que apenas as estações com dados de longo período têm dados em todas essas frequências alvo. As estações foram então projetadas em um plano perpendicular ao *strike* geológico, de forma a definir os subconjuntos TE e TM. A grade de blocos a ser utilizada na inversão depende do espaçamento entre as estações escolhidas, de forma que não haja estações em um mesmo bloco, ou mesmo em blocos contíguos. As estações foram escolhidas com ênfase na qualidade dos dados, na disponibilidade de dados de longo período e na sua projeção no plano definido para a inversão; com este critério descartaram-se as estações 04, 06 e 20, sobrando então 34 estações para análise.

A técnica de inversão escolhida (REBOCC) utiliza o conceito de elementos finitos, o que significa que o semi-espaço sob o perfil é discretizado em blocos com dimensão infinita na direção perpendicular ao perfil (modelo 2D). Conforme anteriormente descrito, os blocos são mantidos fixos durante o processo de inversão, alterando apenas o valor de condutividade de cada bloco para o ajuste dos dados. Para discretizar o plano horizontal, alguns critérios foram seguidos para garantir a convergência do modelo e evitar problemas numéricos (no caso de estações próximas com variações significativas de resistividade aparente e fase):

- O perfil foi subdividido de forma que o espaço entre cada uma das estações contivesse um mínimo de 3 blocos sem dados
- Foi mantido um tamanho similar entre blocos conjugados
- Blocos de ambos os lados das estações devem possuir o mesmo tamanho
- Externamente ao perfil, blocos auxiliares foram adicionados com tamanho que aumenta com a distância das últimas estações

A discretização do plano horizontal resultou em 147 blocos dentro do perfil (tamanho total do perfil de 398Km), com tamanho variando entre 1Km e 5Km, 28 blocos externos em ambos os lados do perfil, com tamanho variando de 4Km a 121, 15Km, perfazendo um total de 175 blocos. O plano vertical foi discretizado tendo-se uma primeira camada superficial com espessura de 20m e a espessura das camadas subsequentes aumentada por um fator multiplicativo de 1,1. Com esse critério o plano vertical possui um total de 80 camadas, tendo a última uma espessura de 37, 244Km. Acima da superfície foram acrescentadas 10 camadas verticais para representar o ar (meio isolante), de forma que a camada mais próxima da superfície tivesse espessura de 10m e a mais distante, 300Km.

A Figura 5.1 mostra as primeiras linhas do arquivo de entrada no programa de inversão REBOCC, no qual são apresentados os parâmetros usados na discretização do modelo 2D. Na primeira linha, temos o nome do arquivo e logo abaixo, o número total de blocos ao longo do perfil (direção y) seguido dos respectivos tamanhos de cada bloco, incluindo os blocos externos. Na linha seguinte, temos o número total de blocos na direção vertical (direção z) seguido nas linhas abaixo pelos valores de espessura de cada camada, iniciando com 20*m*. As últimas duas linhas descrevem os valores de resistividade que serão atribuídos aos blocos.

Figura 5.1 - Discretização do modelo 2D

TITLE MODEL ID NY 175 121150 93192 71686 55143 42418 32629 25099 19307 14852 11424 8788 6760 5200 4000 4000 3000 3000 3000 4000 4000 5000 5000 5000 5000 5000 4000 4000 5000 4000 4000 3000 3000 4000 4000 5000 4000 3000 3000 4000 4000 4000 4000 4000 4000 5000 4000 4000 4000 4000 4000 4000 5000 4000 4000 3000 4000 4000 4000 5200 6760 8788 11424 14852 19307 25099 32629 42418 55143 71686 93192 121150 NZB 80 20 22 24 27 29 32 35 39 43 47 52 57 63 69 76 84 92 101 111 122 135 148 163 179 197 217 238 262 288 317 349 384 422 465 511 562 618 680 748 823 905 996 1095 1205 1325 1458 1604 1764 1940 2134 2348 2583 2841 3125 3437 3781 4159 4575 5033 5536 6090 6699 7368 8105 8916 9807 10788 11867 13054 14359 15795 17374 19112 21023 23125 25438 27982 30780 33858 37244 RESISTIVITY MODEL HalfSpace 100.

Primeiras linhas do arquivo de entrada no programa REBOCC contendo os parâmetros usados na discretização do modelo

Fonte: Produção própria

Como modelo de partida para a inversão 2D escolheu-se preencher todos os blocos em subsuperfície com um valor único de resistividade $(100\Omega.m)$. A adoção desse critério para representar inicialmente todo o semi-espaço por um valor constante objetiva não colocar qualquer vínculo inicial no modelo, enquanto o valor de $100\Omega.m$ é aquele comumente utilizado na literatura como valor de par-

tida para a inversão. A Figura 5.2 mostra a seção vertical do modelo de partida, enfatizando a grade utilizada e a localização das estações MT na superfície do modelo.





Seção vertical do modelo 2D usado para iteração inicial no processo de inversão. São mostradas a grade pela qual o semi-espaço no interior da Terra foi subdividido e a localização das estações MT cujos dados foram usados na inversão.

Fonte: Produção própria

O procedimento de inversão foi feito em várias etapas, conforme descrito na seção 2.6. Nesse processo foram utilizadas as opções pré-selecionadas (*default*) sugeridas pelos autores do programa para solucionar o problema de minimização entre o ajuste dos dados e a suavidade do modelo. Inverteu-se inicialmente apenas o modo TM com *error floors* de 50% em ρ e 20% em ϕ para equacionar o *static shift*. Esses *error floors* correspondem aos erros mínimos usados pelo programa para cada dado no caso em que o erro estatístico obtido no processamento dos dados seja muito pequeno (inferior a esse *error floor* préestabelecido). As iterações foram realizadas até reduzir o RMS entre os dados medidos e os calculados pelo modelo para valores abaixo de 2,0. Durante o processo, dados individuais de resistividade aparente e fase do modo TM com desvio muito grande da tendência suave dos dados MT foram removidos do cálculo.

Na etapa seguinte, a inversão foi realizada com os modos TE e TM em conjunto, usando o modelo final derivado no estágio anterior como o ponto de partida e gradualmente reduzindo os error floors até 10% em ϕ . Novamente, dados ruido-

sos em algumas das estações, agora também do modo TE, foram eliminados do cálculo. O processo foi continuado até se obter RMS inferior a 2,0.

Em seguida, foram realizadas as rodadas finais incluindo também os dados de *tippers* a partir de 10*s*, com *error floor* de 0,05. O mesmo procedimento de uso do último modelo obtido no passo anterior, eliminação de dados ruidosos e redução dos *error floors* foi realizado.

O resultado final da inversão, utilizando conjuntamente os modos TE, TM e TP, e usando *error floors* de 10% na resistividade aparente, 5% na fase e 0,05 no tipper, está apresentado na Figuras 5.3 e 5.4. Esse modelo ajusta os dados com RMS de 1,506, sendo que a comparação entre os ajustes do modelo e os dados para cada estação nos modos TE e TM encontra-se no Apêndice B.

A Figura 5.3 mostra o modelo até a profundidade de 100Km, em escala 1:1 entre as distâncias horizontais e verticais. A localização das estações é mostrada na superfície, com as estações com dados completos (banda larga e longo período) identificadas por triângulos pretos (triângulos brancos são estações com apenas dados de banda larga). Superposto ao modelo de condutividade temos indicadores de profundidade máxima de investigação, calculados através da transformada de Nibblet-Bostick (NIBLETT; SAYN-WITTGENSTEIN, 1960), representados por barras horizontais. Observa-se que para a maioria das estações os dados trazem informação até a profundidade máxima indicada pelo modelo. No extremo oeste do perfil, as estações que têm apenas dados de banda larga não chegam a essa profundidade devido ao aumento de condutividade detectado pelo modelo na crosta e manto dessa região. Porém, devido à característica indutiva de propagação do sinal eletromagnético, as estações vizinhas com período longo complementam o resultado e permitem obter informação sobre toda a porção mais profunda dessa área. Esse aumento de condutividade, localizado principalmente no manto superior dessa região onde o Rio Paraná se situa na superfície, é considerada a parte mais saliente do modelo e será discutida em mais detalhes na sequência do trabalho.



Figura 5.3 - Seção vertical do modelo final de condutividade da Inversão 2D

O modelo ajusta os dados experimentais com RMS de 1,506. É mostrada a localização do Rio Paraná (PR) e das estações MT na superfície. Barras horizontais pretas marcam a profundidade máxima de investigação conforme a transformada de Nibblet-Bostick

Fonte: Produção própria

A expansão da escala de profundidade feita na Figura 5.4 permite visualizar mais claramente os 10Km mais rasos do modelo e, consequentemente, as características da bacia sedimentar.

A interpretação das variações de condutividade da parte superior do modelo são similares à análise da pseudo-seção de fase feita anteriormente, correlacionando os diferentes pacotes sedimentares da bacia com as regiões de maior condutividade, enquanto o valor mais resistivo é associado aos derrames basálticos do Cretáceo inferior. O aspecto mais importante aqui é o incremento de condutividade no pacote sedimentar pré-vulcânico (profundidades de 2 a 4Km) observado a oeste do Rio Paraná. Esse incremento de condutividade dentro da bacia é mapeado por várias estações e coincide em grande parte com aquele observado no manto superior dessa mesma região, o qual vai ser posteriormente discutido em mais detalhes. Alguns incrementos locais de condutividade também aparecem nesse pacote sedimentar na proximidade de algumas das estações. Porém, esses condutores geralmente se situam entre as estações, o que pode ser interpretado como possíveis artefatos gerados no procedimento de inversão.



Figura 5.4 - Seção vertical do modelo de Inversão 2D até 10Km de profundidade

5.1.1 Testes de Sensibilidade

Após obter um modelo inverso, é necessário verificar sua consistência. As técnicas de modelagem inversa não oferecem uma resposta única, sendo que é possível que diversos ajustes sejam compatíveis com os dados experimentais. Devido a essa não-unicidade, é importante verificar que as principais feições do modelo são necessárias para ajustar corretamente os dados, e se a resolução dos dados nos permite afirmar que as feições são coerentes com a geologia local.

Em nossa análise de sensibilidade do modelo, o foco dos testes foi a região com aumento de condutividade na crosta inferior/manto superior no extremo WNW do perfil (ver Figura 5.3).

Os testes consistem em fazer um estudo de sensibilidade não linear do modelo (SCHWALENBERG et al., 2002) construindo modelos de resistividade alternativos, adicionando, removendo ou alterando estruturas do modelo original, computando as respostas modificadas do modelo através de modelagem direta, e comparando os ajustes entre as respostas do modelo de inversão final e as respostas do modelo modificado com os dados medidos.

Foram realizados três testes alterando as regiões com aumento de condutividade:

- Primeiro teste: Resistividade da região condutora de interesse alterada para 80Ω.m, valor pouco mais alto que apresentado no modelo
- Segundo teste: Resistividade da região condutora aumentada a 800Ω.m, valor que se aproxima do que é observado na crosta médiasuperior do modelo
- Terceiro teste: Resistividade entre a crosta superior e o manto igualada para o valor do entorno ($\approx 100\Omega.m$) para verificar se o estreito condutor vertical conectando o aumento de condutividade no manto com a crosta superior (bacia sedimentar) é requerido pelos dados

A Figura 5.5 mostra os modelos acima descritos, usados para testar os condutores profundos identificados na borda oeste do perfil. A Figura mostra tanto o modelo original (Figura 5.5a) como cada um dos 3 modelos (Figuras 5.5b-d) testados.

Os resultados desses testes são apresentados nas Figuras 5.6 (modo TE) e 5.7 (modo TM). É mostrada a comparação das respostas calculadas por cada um dos modelos com os dados experimentais em uma das estações situada na superfície sobre a região onde as alterações no modelo foram realizadas. A estação escolhida para o teste foi a de número 5, que se situa na borda oeste do condutor vertical observado no modelo e apresenta dados de longo período. Pode-se observar que a alteração no modelo é sentida em ambos os modos (TE e TM) e apenas no segundo teste (quando se elimina a camada condutora profunda). Nem o aumento reduzido na condutividade do condutor profundo, nem a eliminação do condutor vertical conectando a crosta ao manto provocam alterações significativas no ajuste dos dados. Esses resultados indicam que os dados não têm resolução suficiente para detectar a possível conexão entre os condutores do manto e da bacia sedimentar e que a camada condutora profunda (manto) é requerida pelos dados, mas o valor intrínseco de sua resistividade não é bem vinculado.



Figura 5.5 - Teste de sensibilidade da Inversão 2D; Modelos utilizados

Edição do modelo inverso para testar o condutor profundo: (a) Modelo original (b) Modelo do primeiro teste (c) Modelo do segundo teste (d) Modelo do terceiro teste

Fonte: Produção própria



Figura 5.6 - Comparação de Ajustes: Teste de sensibilidade da Inversão 2D, Modo TE

Ajustes para uma estação: (a) Modelo inverso (b) Primeiro teste (c) Segundo teste (d) Terceiro teste

Fonte: Produção própria

5.2 Inversão 3D

A inversão 3D foi realizada usando o código ModEM (EGBERT; KELBERT, 2012) de uso científico livre, instalado no *cluster* localizado no CEA/INPE.

A motivação de realizar este tipo de inversão partiu de estudos anteriores com resultados sintéticos e experimentais que mostraram que em alguns casos é vantajoso interpretar dados de perfis 2D usando inversão 3D (SIRIPUNVARAPORN et al., 2005; PATRO; EGBERT, 2011), além dos resultados obtidos na análise de dimensionalidade com o código WALDIM.

A maior limitação da inversão 3D é o longo tempo computacional requerido, além de uma grande quantidade de memória necessária para executar o procedimento de inversão, fatores que impõem limitações tanto no tamanho da malha de dis-



Figura 5.7 - Comparação de Ajustes: Teste de sensibilidade da Inversão 2D, Modo TM

Ajustes para uma estação: (a) Modelo inverso (b) Primeiro teste (c) Segundo teste (d) Terceiro teste

Fonte: Produção própria

cretização do modelo como na quantidade de dados a serem usados na inversão. Para manter o tempo utilizado na inversão 3D dentro de um limite razoável, foram selecionados subconjuntos de estações e de períodos. Também, para minimizar o tamanho da grade, o sistema de coordenadas da malha foi rotacionado de forma que um dos eixos de coordenadas do modelo 3D ficasse alinhado com a direção principal do perfil de medidas MT. Como consequência da escolha desse sistema de coordenadas, os dados foram também numericamente rotacionados (equação 2.55) para a direção (N30°E).

O modelo 3D requer uma discretização na direção vertical e também nos dois eixos horizontais. O semi-espaço representando a Terra foi discretizado na parte interna do modelo (onde situam-se as estações MT) em uma malha contendo 20 células na direção x (NE), 100 células na direção y (SE; ao longo do perfil) e 76 células na vertical. O tamanho das células na parte interna do perfil teve

comprimentos de 10Km na direção x e 5Km na direção y.

Em todos os quatro lados horizontais do modelo, externos ao espaço onde se situam as estações, este domínio central foi aumentado por 16 células, onde seu tamanho aumenta lateralmente por um fator de 1,2. O tamanho das células na direção z começa a partir de 20m para a primeira célula na superfície e aumenta por um fator de 1,1 para as camadas mais profundas.

Os resultados de (SIRIPUNVARAPORN et al., 2005) e (PATRO; EGBERT, 2011) mostraram também que imagens mais realistas sob o perfil e resolução de estruturas próximas fora do perfil são obtidas quando todos os elementos do tensor de impedância e o *tipper* estão incluídos na inversão 3D, portanto os arquivos de entrada foram gerados levando esse fato em consideração.

Tendo como critério a qualidade dos dados, principalmente de longo período, foram escolhidas 20 estações para a inversão, sendo realizadas tentativas com 48, 31 e 24 períodos (variando entre 0,00112 s e 13107s) distribuídos uniformemente em escala logarítmica para representar os elementos de impedância, e 20 períodos (entre 10 e 6500s) para representar o *tipper*. O posicionamento das estações dentro da malha também influiu na escolha das estações, buscando-se manter algumas células sem dados entre aquelas nas quais se localizam as estações. Analogamente ao caso 2D, as barras de erros nos dados foram substituídos por *error floors*, usando erros de 20% do valor absoluto de impedância para a diagonal principal ($Z_{xx} e Z_{yy}$), 10% na diagonal secundária ($Z_{xy} e Z_{yx}$) e um valor constante de 0,05 para o *tipper*.

A (Figura 5.8) mostra uma seção horizontal na superfície do modelo, mostrando a grade utilizada e a localização das estações escolhidas para a inversão, de acordo com os critérios anteriormente definidos. O valor da resistividade que preenche as várias células foi aquela escolhida para o modelo de partida no processo de inversão ($100\Omega.m$).

O procedimento de inversão foi feito usando a versão paralelizada do programa ModEM (EGBERT; KELBERT, 2012) e o parâmetro que controla a suavização do modelo foi fixado em 0,3 (valor *default* sugerido pelos autores do código) para todas as três direções espaciais (x, y e z). Foram utilizados 49 nós do *cluster* da CEA para a inversão de 24 períodos, 63 nós para a tentativa de 31 períodos e 97 nós na tentativa de inversão com 48 períodos. Os dados experimentais de entrada para a inversão foram suavizados, com a eliminação de valores ruidosos.



Figura 5.8 - Grade horizontal de Inversão 3D

Mostra-se uma seção horizontal na superfície (z=0) com a grade horizontal utilizada na inversão e a localização das estações escolhidas para a inversão 3D. A resistividade é aquela usada no modelo de partida. A barra vermelha marca o centro do perfil.

Fonte: Produção própria

A inversão com 48 períodos durou cerca de 2 semanas, e após 88 iterações atingiu o critério de parada, com RMS final de 1,543.

O modelo resultante da inversão utilizando 48 períodos é apresentado na forma de duas seções verticais ao longo do perfil (Figuras 5.9 e 5.10) e uma seção horizontal do modelo à profundidade de 30Km (Figura 5.11). Para identificar os locais onde se têm dados, e portanto onde os resultados do modelo são mais confiáveis, a localização das estações usadas na modelagem é também apresentada nessas figuras.

Figura 5.9 - Seção vertical completa (até 100Km de profundidade) do modelo de Inversão 3D ao longo do perfil de medidas; Tentativa com 48 períodos



A localização das estações é mostrada na superfície do modelo. Seção sem exageração vertical

Fonte: Produção própria

Figura 5.10 - Seção vertical rasa (até 10 Km de profundidade) do modelo de Inversão 3D ao longo do perfil de medidas



A localização das estações é mostrada na superfície do modelo. Seção com exageração vertical de 10:1

Fonte: Produção própria



Figura 5.11 - Seção horizontal da inversão 3D; Tentativa com 48 períodos

A projeção da localização das estações na superfície é mostrada. Profundidade da seção horizontal: 30Km

Fonte: Produção própria

As (Figuras 5.12 e 5.13) mostram o ajuste dos dados aos resultados gerados pelo modelo às componentes reais e imaginárias dos dois elementos principais (Z_{xy} e Z_{yx}) do tensor de impedâncias. Pode-se observar que, apesar do baixo RMS obtido, várias das estações não têm bom ajuste. O elemento Z_{yx} tem ajuste deficiente em quase todas as estações, especialmente em períodos superiores a 10 s. Por outro lado, o elemento Z_{xy} não tem bom ajuste em períodos entre 10 e 1000s para a maioria das estações do lado leste do perfil.

Como consequência dessa análise, a parte rasa da seção geológica sob o perfil, relacionada aos dados de períodos mais curtos, está corretamente modelada pelos dados. A parte mais profunda, porém, vinculada com dados de períodos mais longos, não têm significado pelo fato do modelo não ajustar os dados. De fato, na análise dos resultados da Figura 5.10 (seção rasa dos modelos) observase que a seção reproduz várias das características observadas na seção rasa do modelo 2D (Figura 5.4). O detalhamento das várias estruturas da bacia é melhor na modelagem 2D por se ter usado uma quantidade maior de informação

(número maior de estações e grade mais detalhada).

Após obter resultados insatisfatórios com essas primeiras inversões, outras tentativas foram feitas para melhorar o ajuste do modelo aos dados. Essas tentativas incluíram a redução do número de dados de entrada (utilizando 31 períodos a partir de 10*s*) e uso do modelo anterior como modelo de partidas para tentar forçar o modelo a ajustar melhor os longos períodos. Essa tentativa gerou um modelo com RMS de 1,559, mas as características gerais do ajuste mostrado nas Figuras 5.12 e 5.13 foram mantidas. Também foram utilizados 24 períodos com um maior espaçamento, entre 0.00112 e 13107*s*. O resultado foi um modelo com RMS de 1,549, mas novamente nem o modelo nem o ajuste dos dados foram significativamente alterados.

Todas essas tentativas adicionais de inversão 3D não produziram resultado satisfatório para ajuste dos dados de longo período. Outras tentativas, além daquelas aqui realizadas, poderiam ser feitas, incluindo alteração nos parâmetros relacionados com a suavização do modelo. Foram porém restringidas pelo longo tempo de processamento da inversão 3D. De qualquer forma, esse exercício mostrou a dificuldade de se realizar inversão 3D ao longo de perfis isolados. Embora recomendado na literatura por vários autores (citados anteriormente), não parece simples resolver a ambiguidade e efeitos gerados por estruturas fora do perfil. Tanto essas estruturas, como os pesos relativos a serem atribuídos aos diferentes elementos do tensor de impedância, acabam tendo um papel significativo no ajuste do modelo e no resultado final obtido para as estruturas sob o perfil. Como conclusão, esse tipo de inversão 3D ao longo de perfis isolados deve ser usado com bastante critério. A inversão 3D para essa região vai exigir um tratamento mais detalhado no futuro, incluindo estações MT de outros perfis em uma tentativa de fornecer um modelo 3D regional mais adequado. Como consequência, para este trabalho, a interpretação dos resultados vai se basear exclusivamente no modelo 2D anteriormente obtido.



Figura 5.12 - Ajustes de Inversão 3D - elemento ${\it Z}_{xy}$

Dados experimentais mostrados com a barra de erro derivada do *error floor* utilizado. Linhas contínuas referem-se aos resultados gerados pelo modelo. Valores de impedância ponderados para facilitar a visualização na figura

Fonte: Produção própria



Figura 5.13 - Ajustes de Inversão 3D - elemento Z_{yx}

Dados experimentais mostrados com a barra de erro derivada do *error floor* utilizado. Linhas contínuas referem-se aos resultados gerados pelo modelo. Valores de impedância ponderados para facilitar a visualização na figura

Fonte: Produção própria

6 DISCUSSÃO

Conforme discutido no capítulo precedente, a variação mais importante em condutividade no modelo 2D aparece a oeste do Rio Paraná. Nessa região são observados incrementos de condutividade tanto na parte mais rasa da crosta (sedimentos da Bacia do Paraná) como em maiores profundidades (manto superior). Essas duas características são discutidas nos próximos itens, em conjunto com outras informações geofísicas disponíveis para essa região.

6.1 Anomalia de Condutividade na Crosta Superior

A Figura 6.1 mostra o mesmo modelo expandido de resistividades da crosta superior apresentado na Figura 5.4, mas incluindo também os limites interpretados para os diferentes pacotes na bacia e um perfil de anomalias Bouguer obtido a partir do banco de dados gravimétricos do IAG/USP. Deve-se observar que os limites apresentados para a base dos pacotes condutores (sedimentos pré e pós-vulcânicos) são meramente ilustrativos, pois o método MT é eficiente para detalhar apenas o topo e a condutância integrada dessas estruturas. Nessa interpretação, as rochas pós-vulcânicas na superfície (grupo Bauru) apresentam resistividade inferior a $30\Omega.m$; os basaltos subjacentes da Formação Serra Geral, que afloram na parte leste do perfil, têm resistividades entre 60 e $100\Omega.m$; os sedimentos pré-vulcânicos (sedimentos paleozóicos) também têm resistividades inferiores a $30\Omega.m$, com algumas anomalias localizadas que podem chegar a $5\Omega.m$; e o embasamento apresenta resistividades acima de $100\Omega.m$.

Nos dados gravimétricos são apresentadas a anomalia total de Bouguer (curva contínua em vermelho) e a componente regional (curva tracejada em azul) obtida através de um ajuste polinomial de terceiro grau. As anomalias residuais, geradas pela subtração da componente regional dos valores da componente total, são mais significativas na parte leste (anomalia negativa em distâncias de 320 a 400Km) e na parte central do perfil (anomalia positiva em distâncias de 120 a 220Km). Por outro lado, a região onde se situa o forte aumento de condutividade nos sedimentos pré-vulcânicos (distâncias entre 20 e 100 km no perfil) não apresenta qualquer anomalia gravimétrica residual mais saliente. Esse fato indica que o aumento de condutividade não está associado a qualquer variação significativa na densidade do pacote pré-vulcânico.

Genericamente, um aumento de condutividade na crosta é frequentemente atribuída a pequenas quantidades de elementos altamente condutores interconec-



Figura 6.1 - Mapa de resistividade em profundidades de até 10Km e perfil de anomalias Bouguer

Fonte: Produção própria

tados na matriz cristalina das rochas, incluindo fluidos com alto conteúdo iônico, minerais condutores, tais como sulfetos, óxidos de ferro ou filmes de grafite, e ocorrência de fusão parcial (NOVER, 2005). Fusão parcial pode ser seguramente descartada na área de estudo devido à profundidade da anomalia de condutividade, o longo tempo decorrido desde o último evento tectono-magmático (Cretáceo Superior) e os valores baixos de fluxo térmico observados na bacia (HURTER; POLLACK, 1996).

Por outro lado, embora a possível conexão entre o condutor na base da bacia e aquele no manto superior não seja requerida para ajustar os dados MT, a correlação entre ambos os condutores não pode ser totalmente descartada. Nesse caso, (PADILHA et al., 2015) em seu estudo integrado da parte central da Bacia do Paraná observaram padrões bem definidos de estruturas condutoras verticais que foram interpretadas como antigas zonas de fraqueza no embasamento que favoreceram o fluxo ascendente de eventos magmáticos do Cretáceo Inferior. Por essa hipótese, o condutor no pacote sedimentar pré-vulcânico poderia

Curva vermelha é a anomalia Bouguer total; curva azul é o valor regional da anomalia. Linhas tracejadas no gráfico de resistividades indicam limites para os quais se têm mais certeza na localização (topo do pacote condutor); linhas com ponto e traço são limites indefinidos (base do pacote condutor)

ser associado à precipitação de fases minerais altamente condutoras em uma região que teria servido como conduto para a ascensão de voláteis e magmas. (PADILHA et al., 2015) priorizam óxidos e sulfetos de ferro (magnetita e pirrotita, respectivamente) como as principais fontes condutoras. Esses elementos, caso presentes em volume considerável, tenderiam a aumentar a densidade do pacote sedimentar e, consequentemente, gerar uma anomalia residual Bouguer positiva. Essa possibilidade não é observada no perfil gravimétrico mostrado na Figura 6.1. Uma alternativa seria que o volume de elementos condutores necessários para gerar o aumento de condutividade seria muito pequeno (intersticial) para gerar alterações significativas de densidade. Porém, o principal fator contrário à possibilidade de minerais condutores serem responsáveis pela anomalia é a sua geometria. A deposição e interconexão entre minerais condutores para gerar aumento de condutividade á no longo de zonas de cisalhamento, as quais geralmente são vinculadas a anomalias com formato subvertical alongado.

A geometria do corpo condutor e o fato de que fluidos salinos são sempre uma opção viável para explicar aumento de condutividade em bacias sedimentares fazem dessa hipótese a mais provável para explicar o aumento de condutividade na base do pacote sedimentar dessa parte mais espessa da Bacia do Paraná.

6.2 Anomalia de Condutividade no Manto Superior

O modelo da Figura 5.3 mostra que o manto superior apresenta aumento de condutividade na parte oeste do perfil MT. Os testes de sensibilidade indicam que esse condutor é requerido pelos dados, mas sua resistividade não pode ser definida. Esses resultados podem ser comparados com aqueles obtidos pelo levantamento GDS/MT de (PADILHA et al., 2015) para a parte central da Bacia do Paraná.

A Figura 6.2 mostra a localização do perfil MT sobre uma seção horizontal a 33Km de profundidade do mapa de resistividades obtido para a bacia a partir da inversão 3D dos dados GDS (PADILHA et al., 2015). Esse modelo GDS mostra um condutor alongado na direção aproximada norte-sul na região onde se situa o condutor profundo mapeado por nosso perfil MT. Esse condutor se conecta a outro mais profundo mapeado na parte mais central da bacia e que foi objeto de estudo do perfil MT descrito como P2015 na Figura 3.1.

A Figura 6.2 mostra também que essa região onde se situa a anomalia de condutividade do manto superior detectada neste estudo situa-se no extremo noroeste



Figura 6.2 - Mapa de resistividades obtidos pela inversão 3D de dados GDS para Z=33Km

Triângulos cheios mostram mostram a localização de nossas estações MT, triângulos vazios mostram a localização das estações GDS usadas na inversão 3D

Fonte: Modificado de (PADILHA et al., 2015)

do arranjo de estações GDS. Além desse posicionamento não ser o mais adequado para comparar os resultados, deve-se observar que o espaçamento entre as estações GDS usadas na obtenção do modelo é de cerca de 100Km nessa região, com o que o modelo 3D obtido não tem resolução suficiente para mapear detalhes da distribuição de condutividades. Também, testes sintéticos têm demonstrado que a inversão de dados GDS só consegue recuperar a posição horizontal e contrastes laterais de estruturas anômalas, mas não sua profundidade e os valores absolutos de sua resistividade (SIRIPUNVARAPORN; EGBERT, 2009). Essa limitação leva à não-unicidade dos modelos obtidos pela inversão GDS, pela qual o modelo final obtido depende do modelo de partida usado.

Apesar dessas limitações, seções verticais aproximadamente coincidentes com a localização do nosso perfil foram feitas cortando os modelos de resistividade obtidos pela inversão 3D de dados GDS feita por (PADILHA et al., 2015). A Figura 6.3 mostra os resultados dessas seções nos 3 modelos GDS obtidos usando 3 diferentes modelos de partida. A partir da comparação com a inversão 2D do perfil P2015, o modelo escolhido por (PADILHA et al., 2015) foi o derivado usando como modelo de partida o semi-espaço com resistividade de $50\Omega.m$ (modelo à esquerda na Figura 6.3). A região onde se localiza o nosso condutor profundo situa-se em distâncias de -250 a -300km no eixo y do modelo. Observa-se que o modelo GDS indica que a anomalia condutora concentra-se na crosta dessa região (profundidades inferiores a 30Km). Esse resultado é diverso daquele obtido na nossa inversão 2D que mostra profundidades do manto para a posição da anomalia (topo em profundidades superiores a 30Km na Figura 5.4). As limitações anteriormente citadas relativas à baixa resolução da inversão de dados GDS poderiam em princípio justificar essa discrepância.

Por outro lado, a profundidade obtida para o condutor profundo sob a parte oeste do nosso perfil pode ser comparada com aquela obtida para o condutor mapeado sob o perfil P2015. A Figura 6.4 mostra o modelo 2D do perfil P2015 obtido por (PADILHA et al., 2015). A partir do resultado da modelagem GDS, o nosso condutor profundo, situado a oeste do Rio Paraná, se conectaria com o condutor localizado a distâncias entre 510 e 540Km de distância no perfil P2015, a leste do Rio Paraná. O aspecto mais crítico dessa comparação relaciona-se com a profundidade dos dois condutores, pois aquele mapeado no perfil ao sul situa-se na crosta. Dessa forma, toda a análise feita por (PADILHA et al., 2015) para explicar a origem do condutor sob o perfil P2015 como vinculada a uma antiga zona de falha, estendendo-se por toda a crosta e que teria se envolvido tanto no desenvolvimento das estruturas tectônicas sedimentares da bacia como nos fluxos basálticos, não se aplica no nosso caso.

Os mecanismos de condução sugeridos para aumento de condutividade no manto superior são os mesmos anteriormente discutidos para a crosta. Pelos mesmos argumentos apresentados naquele caso, a possibilidade de fusão par-



Figura 6.3 - Resultados da inversão 3D de dados GDS derivados de três diferentes modelos de partida

As figuras superiores mostram mapas de resistividade horizontais a uma profundidade de 33Km invertidos a partir de semi espaços com resistividade de $50\Omega.m$ (à esquerda), $100\Omega.m$ (no centro) e $500\Omega.m$ (à direita). As figuras inferiores mostram seções verticais de resistividade do modelo imediatamente acima, ao longo do perfil indicado nos modelos horizontais

Fonte: Produção própria

cial pode ser descartada para o manto superior. Também, neste caso específico, a hipótese de fluidos não se sustenta pois seria requerido um longo tempo de permanência no manto desde o último evento tectono-magmático (Cretáceo Superior). Por outro lado, além dessa anomalia localizada na crosta, o modelo 2D do perfil P2015 apresenta outras estruturas condutoras em maiores profundidades que podem ser comparadas com nossos resultados no perfil mais ao norte. Anomalias isoladas em profundidades do manto superior são identificadas em distâncias de 160 a 200Km e de 260 a 380Km no modelo da Figura 6.4. Essas anomalias têm características similares àquela situada na parte oeste do nosso perfil. Na interpretação desses resultados, (PADILHA et al., 2015) fizeram referência à ocorrência de vários complexos alcalino-carbonatíticos localizados principalmente ao longo da borda da bacia, os quais permitiriam supor a possível presença de complexos similares ocultos sob a Bacia do Paraná. Também, sondagens MT sobre um desses complexos carbonatíticos aflorante na Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP), no limite nordeste da Bacia do Paraná, mostra-



Figura 6.4 - Modelo de resistividade 2D da parte centro-oeste do perfil P2015

Fonte: Modificado de(PADILHA et al., 2015)

ram anomalia de condutividade bastante elevada no manto superior (BOLOGNA et al., 2011). Essa anomalia apresenta características bastante similares às anomalias observadas nos modelos geoelétricos 2-D das Figuras 5.3 e 6.4. Como consequência, pode-se especular que alguns desses condutores isolados em profundidades do manto superior sob a Bacia do Paraná poderiam estar associados a intrusões carbonatíticas localizadas.

Essa interpretação leva à hipótese de que a anomalia de condutividade detectada em nosso estudo poderia estar relacionada a possíveis efeitos localizados de refertilização do manto superior por infiltrações carbonatíticas de baixo grau, derivadas de processos metassomáticos de origem mais profunda (hipótese de (BOLOGNA et al., 2011), para a origem da anomalia sob a PIAP). Porém, contrariamente ao caso da PIAP, onde se dispõe de testemunhos na superfície que permitem inferir características geoquímicas das rochas alcalinas e dados de tomografia sísmica, que indicam zonas de baixa velocidade em concordância com a zona de alta condutividade, não há qualquer informação adicional que permita interpretar os dados do manto superior gerados pelo modelo MT. Como consequência, a interpretação da origem dessas anomalias de alta condutividade no manto com os dados atualmente disponíveis permanece especulativa. Dados adicionais, que permitissem, por exemplo, uma visualização 3D dessa região, poderiam indicar se a anomalia é localizada ou se se estende lateralmente, auxiliando na interpretação.

Em relação aos modelos propostos para a configuração do embasamento cristalino sob a bacia, a integração dos nossos resultados com aqueles de (PADILHA et al., 2015) mostra que tanto a crosta média-inferior como o manto superior sob a Bacia do Paraná apresentam vários aumentos de condutividade, localizados ou espalhados por vastas áreas. Esse resultado é incompatível com a hipótese de um núcleo cratônico sob a região central da bacia rodeado por cinturões móveis do Brasiliano (CORDANI et al., 1984; MANTOVANI et al., 2005), pois ela levaria a rochas mais resistivas e refratárias dominando os níveis mais rasos do manto. De forma mais provável, o embasamento da bacia seria composto por uma colagem de vários blocos cratônicos separados por zonas de sutura (MILANI; RAMOS, 1998), as quais facilitariam a ascensão seja de magmas toleíticos como de magmas alcalinos derivados de fontes profundas mais férteis. Como suporte a essa hipótese pode se indicar que a região onde se situa a anomalia do manto superior mapeada por nossos estudos se situa exatamente em uma das regiões sugeridas para transição entre esses blocos cratônicos isolados (ver localização do perfil na Figura 3.3).

7 CONCLUSÕES

Este trabalho descreve a interpretação de resultados de um perfil magnetotelúrico cortando a parte central da Bacia do Paraná para estudar sua distribuição de condutividade elétrica. A inversão 2D dos dados foi escolhida para proceder a interpretação dos resultados. A partir da integração desse modelo com dados gravimétricos concluiu-se que a causa mais provável para uma anomalia de alta condutividade identificada na base do pacote sedimentar pré-vulcânico em região a oeste do Rio Paraná seria o acúmulo de fluidos salinos na parte mais espessa da bacia. O modelo inverso também mostra uma outra anomalia de alta condutividade nessa mesma região em profundidades do manto superior. A interpretação especulativamente sugerida é que ela poderia estar associada a efeitos de intrusões carbonatíticas. Nesse caso, adotou-se como vínculo resultados de estudos anteriores na bacia (BOLOGNA et al., 2011; PADILHA et al., 2015), cujas características assemelham-se em diversos aspectos com a anomalia observada neste estudo. Essa interpretação, em conjunto com os resultados dos outros estudos MT na bacia, dá suporte a um modelo de embasamento composto por blocos cratônicos separados com zonas de sutura, conforme proposto por (MI-LANI; RAMOS, 1998). Isso porque os modelos alternativos de um núcleo cratônico central implicariam na presença de rochas bem mais resistivas na crosta inferior e manto superior do que é que é observado nesses diferentes estudos.

O trabalho também tornou patente algumas das limitações intrínsecas ao método MT. A vantagem de se usar fonte natural para sondar grandes profundidades sofre quando nos deparamos com ruídos artificiais intensos. Essa restrição mostrou-se severa na parte leste do perfil, onde fortes ruídos eletromagnéticos associados a uma linha de transmissão HVDC contaminaram drasticamente um largo intervalo de períodos em sete estações MT. A estratégia adotada nos trabalhos de campo, de se adquirir várias estações de longo período simultaneamente em regiões próximas ao longo do perfil, não permitiu usar adequadamente a técnica de referência remota para eliminar ruídos não-correlacionados. Essa estratégia só é eficaz quando o ruído é local, em um determinado local de medidas, mas não espalhado por uma vasta região como neste caso. Alternativas para permitir estudar essa região próxima à cidade de São Paulo incluem o uso da técnica original de referência remota, com uma estação fixa em região distante não contaminada pelo ruído, ou o desenvolvimento de novas técnicas de processamento que permitissem eliminá-lo de forma mais eficiente. Outra dificuldade encontrada foi a tentativa de se fazer inversão 3D com dados ao longo de um único perfil. Os resultados mostraram-se insatisfatórios e as tentativas feitas de encontrar um melhor ajuste para dados de longo período não se mostraram eficientes. Outros testes poderiam ter sido feitos, alterando parâmetros de controle do processo de inversão, pesos aos diferentes tipos de dados ou mesmo outras definições do modelo de partida tentando fixar partes do modelo. Todas essas alternativas demandariam um tempo demasiado grande pela demora no processo de inversão de cada conjunto de dados. A alternativa mais viável para se ter um modelo 3D mais confiável na região é acoplar outras medidas externas ao perfil, perfazendo efetivamente uma inversão 3D dos dados. Outra alternativa seria a de tentar incluir os dados do arranjo GDS na inversão conjunta com os dados deste perfil.

Limitações para a interpretação dos dados vincularam-se em parte com a própria resolução do método MT, em sua impossibilidade de determinar com precisão a base de estruturas condutoras e o valor real de suas condutividades. Esse último aspecto limita, por exemplo, uma interpretação mais detalhada do condutor na base do pacote sedimentar (em particular, a salinidade necessária para produzir os valores de condutividade observados). Entretanto, a maior limitação encontrada para interpretação do condutor no manto superior decorreu de se ter relativamente poucos dados de outros métodos geofísicos para correlacionar os resultados. Com isso, a interpretação para a fonte do condutor fica extremamente limitada. Novamente, a disponibilidade de mais dados MT para expandir regionalmente a interpretação seria fundamental. Esse levantamento regional poderia auxiliar, por exemplo, na definição da extensão lateral da anomalia detectada na borda oeste do perfil. Com isso, seria possível discernir entre efeitos mais localizados (a interpretação dada neste trabalho trabalha exclusivamente com essa hipótese) ou com uma possível extensão lateral para oeste da anomalia, o que poderia caracterizar diferencas litosféricas mais importantes (como por exemplo observado sob o perfil B2013).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, P.; ARMITAGE, J. Cratonic basins. In: BASBY, C.; AZOR, A. (Ed.). **Tectonics of sedimentary basins: recent advances**. [s.n.], 2012. p. 602–620. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1002/9781444347166.ch30>. 2

ARCHIE, G. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. **Transactions of the AIME**, v. 146, n. 1, p. 54–62, 1942. 18

BAHR, K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor - regional induction and local telluric distortion. **Journal of Geophysics-Zeitschrift fur Geophysik**, v. 62, n. 2, p. 119–127, 1988. 23

BIZZI, L.; SCHOBBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.; BAARS, F.; DELGADO, I.; ABRAM, M.; NETO, R. L.; MATOS, G.; SANTOS, J. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: Sistema de informações geográficas sig e mapas na escala 1:2.500.000. Brasilia,Brazil: CPRM, 2001. 30, 31

BLIOKH, P.; NICKOLAENKO, A.; FILIPPOV, Y. Schumann resonances in the Earth-Ionosphere cavity. London, UK: Peter Peregrinus, 1980. 16

BOLOGNA, M.; NUNES, H.; VITORELLO; PÁDUA, M. Anomalous electrical structure in the northwestern Paraná Basin, Brazil, observed with broadband magnetotellurics. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, n. 1, p. 74–82, 2013. 34

BOLOGNA, M.; PADILHA, A.; PÁDUA, M.; VITORELLO, I.; CHAMALAUN, F.
Paraguay-Araguaia belt conductivity anomaly: A fundamental tectonic boundary in south american platform imaged be electromagnetic induction surveys.
Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 15, n. 3, p. 509–515, 2014. Doi: 10.1002/2013GC004970. 2

BOLOGNA, M.; PADILHA, A.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. Signatures of continental collisions and magmatic activity in central Brazil as indicated by a magnetotelluric profile across distinct tectonic provinces. **Precambrian Research**, v. 185, n. 1, p. 55–64, 2011. 34, 75, 77

BOSTICK, F. **A simple almost exact method of MT analysis**. Salt Lake City, USA: [s.n.], 1977. In: Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, U.S. Geol. Survey contract no. 14080001-8-359. 26

CHAVE, A.; JONES, A. **The magnetotelluric method**: theory and practice. UK: Cambridge University Press, 2012. 402 p. 17

CORDANI, U.; NEVES, B. B.; FUCK, R.; PORTO, R.; FILHO, A. T.; CUNHA, F. Estudo preliminar da integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Brazil: PETROBRÁS, 1984. 70 p. Série Ciência-Técnica-Petróleo. 2, 32, 33, 76

EGBERT, G.; BOOKER, J. Robust estimation of geomagnetic transfer-functions. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 87, n. 1, p. 173–194, 1986. 22, 35

EGBERT, G.; KELBERT, A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. **Geophysical Journal International**, v. 189, n. 2, p. 251–267, 2012. 60, 62

GAMBLE, T.; GOUBAU, W.; CLARKE, J. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. **Geophysics**, v. 44, n. 1, p. 53–68, 1979. 20, 35

GROOM, R.; BAILEY, R. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B2, p. 1913–1925, 1989. 24, 39, 40

HURTER, S. J.; POLLACK, H. N. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. 1, p. 8659–8671, 1996. 70

JACOBS, J.; KATO, Y.; MATSUSHITA, S.; TROITSAYA, V. Classification of geomagnetic micropulsations. **Journal of Geophysical Research**, v. 69, n. 1, p. 180–181, 1964. Doi: 10.1029/JZ069i001p00180. 15

JANASI, V. A.; FREITAS, V. A. de; HEAMAN, L. H. The onset of flood basalt volcanism, northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. **Earth Planetary Science Letters**, v. 302, n. 1, p. 147–153, 2011. Doi:10.1016/j.epsl.2010.12.005. 31

JONES, A. J-format Documentation. 1994. Disponível em: <http://www.complete-mt-solutions.com/mtnet/docs/jformat.txt>. Acesso em: 28 de abril 2016. 35

JULIÀ, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ROCHA, M. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. 1, p. 1–2, 2008. Doi:10.1029/2007JB005374. 2, 33

MANTOVANI, M.; QUINTAS, M.; SHUKOWSKY, W.; NEVES, B. B. Delimitation of the Paranapanema block: A geophysical contribution. **Episodes**, v. 28, n. 1, p. 18–22, 2005. 2, 32, 33, 76

MARIANI, P.; BRAITENBERG, C.; USSAMI, N. Explaining the thick crust in Paraná Basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 45, n. 1, p. 209–223, 2013. 2

MARQUES, A.; ZANOTTO, O.; FRANÇA, A.; ASTOLFI, M.; PAULA, O. **Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná**. Curitiba,Brazil: PETROBRÁS, 1993. 87 p. Relatório PETROBRÁS/NEXPAR. 2, 32

MARTÍ, A.; QUERALT, P.; LEDO, J. WALDIM a code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. **Computers & Geosciences**, v. 35, n. 1, p. 2295–2303, 2009. 24, 39

MCNEICE, G. W.; JONES, A. G. Multisite multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 66, n. 1, p. 158–173, 2001. 25, 39, 40

MCPHERRON, R. Magnetic pulsations: Their sources and relation to solar wind and geomagnetic activity. **Surveys in Geophysics**, v. 26, n. 5, p. 545–592, 2005. Doi:10.1007/s10712-005-1758-7. 15

MENEZES, P.; TRAVASSOS, J. Em modeling of the central-northern portion of Ponta Grossa arch, Paraná Basin, Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 150, n. 1, p. 145–158, 2005. 34

MILANI, E.; RAMOS, V. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 527–544, 1998. 2, 29, 33, 76, 77

MOLINA, E. C.; USSAMI, N.; SÁ, N. C. de; BLITZKOW, D.; MIRANDA FILHO, O. F. Deep crustal structure under the Paraná Basin (Brazil) from gravity study. In: PICCIRILLO E. M.; MELFI, A. J. (Ed.). **The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, USP: [s.n.], 1988. p. 271–283. 2, 31 NIBLETT, E. R.; SAYN-WITTGENSTEIN, C. Variation of electrical conductivity with depth by the magneto-telluric method. **Geophysics**, v. 25, n. 1, p. 998–1008, 1960. 26, 55

NOVER, G. Electrical properties of crustal and mantle rocks - a review of laboratory measurements and their explanation. **Surveys in Geophysics**, v. 26, n. 1, p. 593–651, 2005. 70

PADILHA, A.; TRIVEDI, N.; VITORELLO, I.; COSTA, J. D. Upper crustal structure of the northeast Paraná Basin, Brazil, determined from integrated magnetotelluric and gravity measurements. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 97, n. B3, p. 3351–3365, 1992. 34

PADILHA, A.; VITORELLO, I. Magnetotelluric and geomagnetic depth soundings around the Torres syncline hinge, southeast Paraná Basin, Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 22, p. 3655–3658, 2000. 34

PADILHA, A.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M.; FUCK, R. Deep magnetotelluric signatures of the early neoproterozoic cariris velhos tectonic event within the transversal sub-province of the borborema province, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 275, n. 1, p. 70–83, 2016. 2

PADILHA, A. L.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. B. Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath thick intracratonic sedimentary basin. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 120, n. 1, p. 4702–4719, 2015. 2, 34, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77

PARKER, R. R.; BOOKER, J. R. Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 98, n. 1, p. 269–282, 1996. 26

PARKINSON, W. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 6, p. 441–449, 1962. 49

PATRO, P. K.; EGBERT, G. D. Application of 3d inversion to magnetotelluric profile data from the Deccan volcanic province of western India. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 187, n. 1, p. 33–46, 2011. 60, 62

ROCHA, M.; SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇAO, M. Upper mantle seismic structure beneath SE and central Brazil from p and s wave regional traveltime tomography. **Geophysical Journal International**, v. 184, n. 1, p. 268–286, 2011. 2

SANTOS, A.; PADILHA, A.; FUCK, R.; PIRES, A.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 610, n. 1, p. 39–50, 2014. 2

SCHWALENBERG, K.; RATH, V.; HAAK, V. Sensitivity studies applied to a two-dimensional resistivity model from the central Andes. **Geophysical Journal International**, v. 150, n. 3, p. 673–686, 2002. Doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01734.x. 57

SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical magnetotellurics**. UK: Cambridge University Press, 2005. 5, 9, 14

SIMS, W.; BOSTICK, F. X.; SMITH, H. Estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. **Geophysics**, v. 36, n. 5, p. 938–, 1971. 21

SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G. An efficient data-subspace inversion method for 2-d magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 65, n. 1, p. 791–803, 2000. 51

_____. WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 173, n. 2, p. 317–329, 2009. 73

SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G.; UYESHIMA, M. Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: Synthetic examples. **Geophysical Journal International**, v. 160, n. 3, p. 804–814, 2005. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02527.x. 60, 62

STANLEY, W.; SAAD, A.; OHOFUGI, W. Regional magnetotelluric surveys in hydrocarbon exploration, Paraná Basin, Brasil. **AAPG Bulletin**, v. 69, n. 3, p. 346–360, 1985. 33

SWIFT, C. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South Western United States. 222 p. Tese (Doutorado) — Massachussets Institute of Technology (MIT), Cambridge,MA USA, 1967. 23 TRIVEDI, N.; VITORELLO, I.; KABATA, W.; DUTRA, S.; PADILHA, A.; BOLOGNA, M.; PÁDUA, M.; SOARES, A.; LUZ, G.; PINTO, F.; PIRJOLA, R.; VILJANEN, A. Geomagnetically induced currents in an electric power transmission system at low latitudes in Brazil: a case study. **Space Weather**, v. 5, n. 4, p. S04004, 2007. Doi:10.1029/2006SW000282. 2

WEAVER, J.; AGARWAL, A. K.; LILLEY, F. Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. **Geophysical Journal International**, v. 141, n. 2, p. 321–336, 2000. DOI: 10.1046/j.1365-246x.2000.00089.x. 24, 39

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.; VIEIRA, I.; CONCEIÇAO, J.; APPI, V.; NETO, E.; CERQUEIRA, J.; MARQUES, A. **The Paraná Basin, Brazil**. Tulsa,USA: American Association of Petroleum Geologists, 1990. 681–708 p. Interior Cratonic Basins. 2, 29
APÊNDICE A - PROCESSAMENTO DE DADOS

As Figuras A.1 a A.44 mostram os resultados do processamento de dados. Cada figura corresponde a uma estação, onde são mostrados os valores dos elementos do tensor de impedância (Z_{ij}), do tipper, resistividade aparente e fase.



Figura A.1 - Gráficos dos dados processados para a estação cat001

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.2 - Gráficos dos dados processados para a estação cat002

Fonte: Produção própria



Figura A.3 - Gráficos dos dados processados para a estação cat003

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.4 - Gráficos dos dados processados para a estação cat004

Fonte: Produção própria



Figura A.5 - Gráficos dos dados processados para a estação cat005

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.6 - Gráficos dos dados processados para a estação cat006

Fonte: Produção própria



Figura A.7 - Gráficos dos dados processados para a estação cat007

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.8 - Gráficos dos dados processados para a estação cat008

Fonte: Produção própria



Figura A.9 - Gráficos dos dados processados para a estação cat009

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.10 - Gráficos dos dados processados para a estação cat010

Fonte: Produção própria



Figura A.11 - Gráficos dos dados processados para a estação cat011

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.12 - Gráficos dos dados processados para a estação cat012

Fonte: Produção própria



Figura A.13 - Gráficos dos dados processados para a estação cat013

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.14 - Gráficos dos dados processados para a estação cat014

Fonte: Produção própria



Figura A.15 - Gráficos dos dados processados para a estação cat015

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.16 - Gráficos dos dados processados para a estação cat016

Fonte: Produção própria



Figura A.17 - Gráficos dos dados processados para a estação cat017

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.18 - Gráficos dos dados processados para a estação cat018

Fonte: Produção própria



Figura A.19 - Gráficos dos dados processados para a estação cat019

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.20 - Gráficos dos dados processados para a estação cat020

Fonte: Produção própria



Figura A.21 - Gráficos dos dados processados para a estação cat021

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.22 - Gráficos dos dados processados para a estação cat022

Fonte: Produção própria



Figura A.23 - Gráficos dos dados processados para a estação cat023

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.24 - Gráficos dos dados processados para a estação cat024

Fonte: Produção própria



Figura A.25 - Gráficos dos dados processados para a estação cat025

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.26 - Gráficos dos dados processados para a estação cat026

Fonte: Produção própria



Figura A.27 - Gráficos dos dados processados para a estação cat027

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.28 - Gráficos dos dados processados para a estação cat028

Fonte: Produção própria



Figura A.29 - Gráficos dos dados processados para a estação cat029

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.30 - Gráficos dos dados processados para a estação cat030

Fonte: Produção própria



Figura A.31 - Gráficos dos dados processados para a estação cat031

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.32 - Gráficos dos dados processados para a estação cat032

Fonte: Produção própria



Figura A.33 - Gráficos dos dados processados para a estação cat033

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.34 - Gráficos dos dados processados para a estação cat034

Fonte: Produção própria



Figura A.35 - Gráficos dos dados processados para a estação cat035

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.36 - Gráficos dos dados processados para a estação cat036

Fonte: Produção própria



Figura A.37 - Gráficos dos dados processados para a estação cat037

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.38 - Gráficos dos dados processados para a estação cat038

Fonte: Produção própria



Figura A.39 - Gráficos dos dados processados para a estação cat039

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.40 - Gráficos dos dados processados para a estação cat040

Fonte: Produção própria



Figura A.41 - Gráficos dos dados processados para a estação cat041

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.42 - Gráficos dos dados processados para a estação cat042

Fonte: Produção própria



Figura A.43 - Gráficos dos dados processados para a estação cat043

Informações de resistividade aparente e fase (esquerda) e elementos de impedância (reais e imaginários) e *tipper* (direita) em função do período.



Figura A.44 - Gráficos dos dados processados para a estação cat044

APÊNDICE B - AJUSTE DE DADOS DA INVERSÃO 2D

Os ajustes resultantes da inversão 2D utilizando o REBOCC fornecem as curvas de resistividade aparente e fase para cada estação. As Figuras B.1 a B.3 correspondem ao modo TE, B.4 a B.6 ao modo TM, e finalmente B.7 a B.9 aos dados de *tipper*.



Figura B.1 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TE - Estações 1 a 12

Os pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo. A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso



Figura B.2 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TE - Estações 13 a 24

Os pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo. A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso



Figura B.3 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TE - Estações 25 a 34

Os pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo. A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso



Figura B.4 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TM - Estações 1 a 12

Os pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo. A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso



Figura B.5 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TM - Estações 13 a 24

Os pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo. A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso



Figura B.6 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TM - Estações 25 a 34

Os pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo. A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso



Figura B.7 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TP - Estações 1 a 12

A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso. A cor vermelha representa a parte real, azul a parte imaginária. Pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo.



Figura B.8 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TP - Estações 13 a 24

A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso. A cor vermelha representa a parte real, azul a parte imaginária. Pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo.



Figura B.9 - Ajuste de dados do Rebocc - Modo TP - Estações 25 a 34

A curva contínua representa o ajuste do modelo inverso. A cor vermelha representa a parte real, azul a parte imaginária. Pontos cheios representam dados considerados no cálculo, pontos vazios dados que foram excluídos do cálculo.