



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



aa/bb/cc/dd-TDI

INVERSÃO 2-D DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS NA REGIÃO CUPRÍFERA DO VALE DO CURAÇÁ, NORTE DA BAHIA

Leonardo Damasceno Ornellas

Relatório final de iniciação científica do programa PIBIC, orientada pelo Dr. Antonio Lopes Padilha e coorientada pela Dra. Andréa Cristina Lima Santos-Matos.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/xx/yy>>

INPE
São José dos Campos
2021

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) 3945-6923/6921

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

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

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
(CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

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**



aa/bb/cc/dd-TDI

INVERSÃO 2-D DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS NA REGIÃO CUPRÍFERA DO VALE DO CURAÇÁ, NORTE DA BAHIA

Leonardo Damasceno Ornellas

Relatório final de iniciação científica do programa PIBIC, orientada pelo Dr. Antonio Lopes Padilha e coorientada pela Dra. Andréa Cristina Lima Santos-Matos.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/xx/yy>>

INPE
São José dos Campos
2021



CCBYNC.png

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](#).

Informar aqui sobre marca registrada (a modificação desta linha deve ser feita no arquivo publicacao.tex).

RESUMO

O método geofísico magnetotelúrico é utilizado para estimar a distribuição da resistividade elétrica no interior da Terra, a partir da interpretação de medidas simultâneas das variações temporais naturais dos campos geomagnéticos e geoeletricos induzidos observados na superfície. No presente trabalho, o método Magnetotelúrico foi utilizado com o objetivo de entender a evolução tectônica na região de estudo. Os dados utilizados correspondem a um perfil linear de aproximadamente 180 km de extensão, coletado pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo (GEOMA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O perfil magnetotelúrico está localizado na região compreendida pelo norte da Bahia e oeste de Pernambuco, inserida nos ambientes geológicos conhecidos como cráton do São Francisco e província Borborema. Foram processados dados de 10 estações, seguindo fluxograma de processamento do GEOMA, mediante o qual foram obtidas funções de transferência magnetotelúricas entre os campos elétricos e magnéticos medidos. Para análise qualitativa preliminar dessas respostas foram construídas pseudosseções de resistividade e fase nas duas direções ortogonais de medidas (xy e yx), as quais indicaram que a subsuperfície é majoritariamente resistiva. Análises subsequentes de dimensionalidade geoeletrica por invariantes rotacionais e pelo tensor de fase, mostraram que a região de estudo é caracterizada por ambiente predominantemente tridimensional (3D). Os dados foram então invertidos usando um pacote de programas 3D instalado em clusters do INPE. O modelo final indicou a presença de uma significativa anomalia condutora na crosta médio-inferior sob a região de contato entre o cráton do São Francisco e o terreno Pernambuco-Alagoas na província Borborema. Esse condutor é aqui interpretado como feição remanescente de zona de subducção Neoproterozóica durante o ciclo orogênico Brasileiro. O aumento de condutividade está provavelmente associado à presença de minerais condutores interconectados, formados ao longo de planos de cisalhamento durante o processo de metamorfismo provocados pela subducção. A característica subvertical do condutor sugere uma colisão frontal entre os blocos São Francisco e Borborema e sua presença é uma evidência a favor do modelo de colisão Neoproterozóica para a formação da região nordeste da plataforma Sul-Americana.

Palavras-chave: Método magnetotelúrico. Tectônica. Resistividade. Fase. Inversão 3-D.

2-D INVERSION OF MAGNETOTELLURIC DATA FROM THE REGION OF CURAÇÁ VALLEY, NORTHERN OF BAHIA

ABSTRACT

The magnetotelluric method is used to estimate the distribution of electrical resistivity inside the Earth, based on the interpretation of simultaneous measurements of temporal variations of geomagnetic and geoelectric fields on the Earth's surface. The MT method is used here to understand tectonic evolution in the study area. Data were acquired by National Institute of spatial researches' (INPE) Geomagnetism Research Group (GEOMA) along a linear profile of approximately 180 km. It crosses the north of Bahia and west of Pernambuco, inserted in the São Francisco craton and Borborema province. Data from 10 stations were processed using the GEOMA processing flowchart to derive magnetotelluric transfer functions between the measured electric and magnetic fields. For a preliminary qualitative analysis, resistivity and phase pseudosections were constructed in the two orthogonal directions of the measurements (xy and yx), which indicated that the subsurface is mostly resistive. Subsequent analyzes of geoelectric dimensionality by rotational invariants and phase tensor showed that the study region is predominantly three-dimensional (3D). The data were inverted using a 3D software package installed at INPE. The final model shows a significant conductive anomaly in the mid-to-low crust below the contact between the São Francisco craton and the Pernambuco-Alagoas terrane of the Borborema province. This conductor is here interpreted as a remnant feature of a Neoproterozoic subduction zone during the Brasiliano orogenic cycle. The increase in conductivity is probably associated with interconnected conducting minerals, formed along shear planes during metamorphism processes caused by subduction. The subvertical characteristic of the conductor suggests a frontal collision between the São Francisco and Borborema blocks and its presence is evidence in favor of a Neoproterozoic collision model for the formation of this northeast region of the South American platform.

Keywords: Magnetotelluric method. Tectonic. Resistivity. Phase. 3-D inversion.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Mapa geológico e de localização da área de estudo	4
4.1 Amplitudes típicas das variações geomagnéticas em função da frequência. O método MT usa frequências no intervalo de 10^4 Hz até $\sim 5 \times 10^{-5}$ Hz.	12
5.1 Arranjo típico para aquisição MT	19
5.2 Fluxograma de processamento de dados MT	20
5.3 Estimativa das funções de transferência MT para a estação bor715a	21
5.4 Representação gráfica do tensor de fase	26
6.1 Análise de dimensionalidade pelo método WALDIM	28
6.2 Análise de dimensionalidade pelo método do tensor de fase	29
6.3 Pseudosseções de resistividade	30
6.4 Pseudosseções de fase	32
6.5 Modelo de variação da condutividade elétrica sob o perfil	33
A.1 Estimativa das funções de transferência para a estação bor711a	41
A.2 Estimativa das funções de transferência para a estação bor712a	42
A.3 Estimativa das funções de transferência para a estação bor713a	42
A.4 Estimativa das funções de transferência para a estação bor714a	43
A.5 Estimativa das funções de transferência para a estação bor715a	43
A.6 Estimativa das funções de transferência para a estação bor716a	44
A.7 Estimativa das funções de transferência para a estação bor717a	44
A.8 Estimativa das funções de transferência para a estação bor718a	45
A.9 Estimativa das funções de transferência para a estação bor719a	45
A.10 Estimativa das funções de transferência para a estação bor720a	46
B.1 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor711a . . .	46
B.2 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor712a . . .	47
B.3 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor713a . . .	47
B.4 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor714a . . .	48
B.5 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor715a . . .	48
B.6 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor716a . . .	49
B.7 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor717a . . .	49
B.8 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor718a . . .	50
B.9 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor719a . . .	50
B.10 Comparação entre as funções de transferência para a estação bor720a . . .	51

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 Objetivos	3
2.1 Objetivos Gerais	3
2.2 Objeivos específicos	3
3 Área de estudo	3
3.1 Localização	3
3.2 Contexto Geológico	4
3.2.1 Cráton do São Francisco	4
3.2.2 Província Borborema	5
3.2.2.1 Faixa Riacho do Pontal	6
3.2.2.2 Terreno Pernambuco-Alagos	6
3.2.2.3 Terreno Piancó-Alto Brígida	7
4 Fundamentação teórica	7
4.1 O método magnetotelúrico	7
4.1.1 Equações de Maxwell	8
4.1.2 Fontes do sinal MT	11
4.1.3 Profundidade de investigação	12
4.1.4 Dimensionalidade	13
4.1.4.1 Terra unidimensional	13
4.1.4.2 Terra bidimensional	13
4.1.4.3 Terra tridimensional	14
4.1.5 Função de transferência magnética (<i>tipper</i>)	14
4.1.6 Distorções galvânicas	15
4.2 Condutividade elétrica das rochas	15
4.3 Inversão	16
5 Metodologia	18
5.0.1 Aquisição de dados	18
5.0.2 Processamento de dados	19
5.0.2.1 Prcessamento robusto	19
5.0.3 Análise de Dimensionalidade	22

5.0.3.1	Waldim	22
5.0.3.2	Tensor de fase	25
5.0.4	Parâmetros da inversão	27
6	Resultados e discussões	27
6.1	Análise de dimensionalidade	28
6.2	Pseudosseções	29
6.3	Inversão	32
6.4	Interpretação	34
7	CONCLUSÕES	34
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	35
	APÊNDICE A - Estimativa das funções de transferência MT	41
	APÊNDICE B - Comparação entre as funções de transferência medidas e preditas pelo modelo da inversão 3D	46

1 INTRODUÇÃO

A evolução tectônica de uma determinada área é uma das questões fundamentais nas geociências. Os mecanismos de abertura e fechamento de oceano, mediante eventos de colisão (regime compressivo) e geração (regime distensivo) de placas são descritos pelo ciclo de Wilson. Nesse modelo, os processos resultariam em estruturas características, cuja identificação nos dias atuais é evidência que tais eventos ocorreram no passado. Métodos de observação direta são aplicáveis em regiões próximas à superfície e muitas vezes não são suficientes para mapear algumas dessas feições. Nesse sentido uma descrição mais segura e detalhada do contexto tectônico de uma região demanda a obtenção de informações da litosfera profunda, inacessível à observação direta. Por serem capazes de trazer informações de grandes profundidades os métodos geofísicos são, portanto, fundamentais para os estudos tectônicos (BRITO NEVES, 1995).

A consolidação do supercontinente Gondwana ocorrido no Neoproterozóico uniu o cráton do São Francisco-Congo com as porções de litosfera que constituem o que hoje é conhecido como província Borborema. Esse evento de colisão, mediante o

consumo de crosta oceânica, levou à formação de orógenos nas zonas de sutura, consumidos ao longo do tempo geológico. A expressão atual desses orógenos antigos ficou conhecida pela denominação de faixas móveis. No caso do limite entre o cráton do São Francisco e a província Borborema, essas faixas móveis são a Riacho do Pontal, Rio Preto e Sergipana (HEILBRON et al., 2017b).

Por definição (ALMEIDA, 1977), o cráton São Francisco não sofreu deformações significativas em seu interior em decorrência dos eventos colisionais Neoproterozóicos. O mesmo não pode ser dito da província Borborema que experimentou grande volume de magmatismo, principalmente granítico, e o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrente, usadas para subdividir a província em vários domínios tectônicos (BRITO NEVES et al., 2000). Neste trabalho, foi usada a definição de *terrenos tectonoestratigráficos*, tal como descrita em Brito Neves (2019) e Santos et al. (2014) para se referir a esses domínios. Nesse caso, esses terrenos consistem de uma porção litoestratigráfica com história geológica própria e que sofreram deformações, metamorfismos e intrusões, geralmente delimitados por falhas (SANTOS; CAXITO, 2021; LIMA et al., 2020).

Diversos autores tem usado diferentes métodos geofísicos para o mapeamento de estruturas profundas no interior da província Borborema e em seu limite com o cráton do São Francisco (LIMA et al., 2015; CORREA et al., 2016; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2018). Dentre eles, sondagens magnetotelúricas têm sido usadas para compreender a estrutura geológica, mapeando variações de resistividade elétrica crustal e do manto superior abaixo dos vários domínios tectônicos (SANTOS et al., 2014; BOLOGNA et al., 2017; PADILHA et al., 2017; PADILHA et al., 2019; GARCIA et al., 2019). Nesse contexto, esse trabalho se propôs a usar dados magnetotelúricos (MT) com o objetivo de mapear estruturas geoeletricas regionais.

No método MT os campos geomagnéticos (H_x , H_y e H_z) e geoeletricos (E_x e E_y) induzidos por fontes naturais são medidos na superfície e usados para inferir a distribuição de condutividade elétrica em subsuperfície. Sinais com períodos mais longos penetrarão mais profundamente. A aquisição dos dados é feita, portanto, em um largo intervalo de períodos, obtendo-se informações de diferentes profundidades e possibilitando o imageamento de estruturas em toda a litosfera.

Para este trabalho foram processados dados de 10 estações MT, coletadas com um espaçamento de aproximadamente 20 km entre elas e localizadas ao longo de um perfil cortando o extremo norte do estado da Bahia e oeste de Pernambuco. O perfil possui cinco estações na parte norte do cráton do São Francisco e cinco na

província Borborema. Embora essa distribuição de sondagens seja mais adequada para uma modelagem bidimensional (2D), análises de dimensionalidade mostraram que os dados são dominados por efeitos tridimensionais (3D). Conseqüentemente, os dados foram modelados por inversão 3D e a estrutura de resistividade elétrica obtida é avaliada para contribuir no entendimento da evolução tectônica dessa região.

2 Objetivos

2.1 Objetivos Gerais

-Aplicar o método magnetotelúrico para o imageamento geoeletrico da litosfera sob as regiões geológicas conhecidas como cráton do São Francisco e província Borborema.

-Contribuir com o entendimento da evolução tectônica da região em estudo.

2.2 Objetivos específicos

-Obter uma primeira visualização dos dados na forma de pseudosseções de fase e resistividade aparente a partir dos dados brutos do perfil.

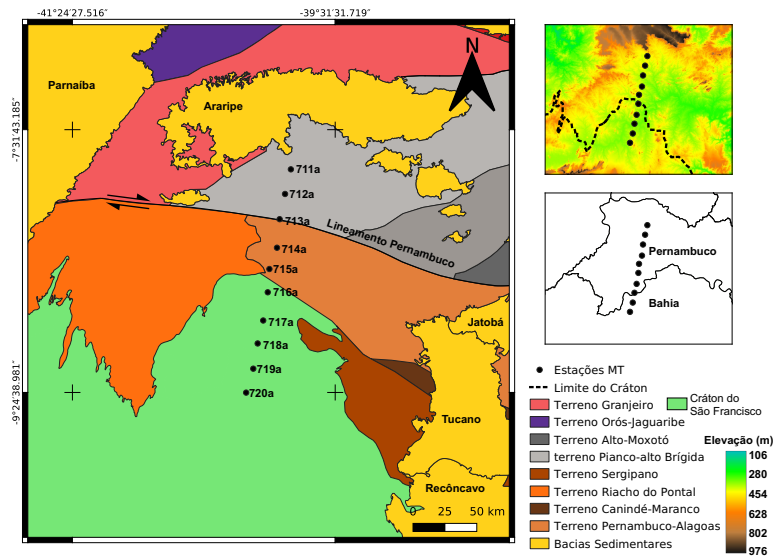
-Obter um modelo de distribuição da condutividade em subsuperfície sob o perfil.

3 Área de estudo

3.1 Localização

A Figura 3.1 mostra a localização geográfica das estações MT e o ambiente geológico em que elas estão inseridas. Os arquivos vetoriais são domínio público e estão disponíveis para download nos sites da CPRM, IBGE e EMBRAPA. O perfil possui 2 estações localizadas no estado da Bahia e 8 estações localizadas no estado de Pernambuco. Além disso, cinco estações estão inseridas no contexto do cráton do São Francisco e cinco estações no contexto da província Borborema. O perfil tem uma extensão aproximada de 180 Km, com cada estação separada uma da outra por cerca de 20 Km.

Figura 3.1 - Mapa geológico e de localização da área de estudo



Fonte: (EMBRAPA, 2006);(IBGE, 2020);(CPRM, 2019);(SANTOS, 2000)

3.2 Contexto Geológico

O perfil MT apresentado na Figura 3.1 cruza diferentes unidades geológicas da região nordeste do Brasil. De sul para o norte, essas unidades são: o cráton do São Francisco, os terrenos Pernambuco-Alagoas, marginalmente o Riacho do Pontal e o terreno Piancó-Alto Brígida. O perfil corta também os lineamentos Pernambuco. Essas unidades geológicas são brevemente discutidas a seguir.

3.2.1 Cráton do São Francisco

Evidências apontam para, pelo menos, três principais eventos de colisão responsáveis por moldar a região que hoje é conhecida como cráton do São Francisco. Esses eventos estariam relacionados a formação de cinturões orogênicos em zonas de sutura e estruturas associadas, como magmatismo e metamorfismo típico de sistemas convergentes. O primeiro deles teria ocorrido entre 2.8 - 2.7 Ga e se refere ao amalgamamento dos núcleos archenos que constituem o embasamento do cráton. Esses núcleos correspondem a associações de granitoides do tipo TTG e *greenstones belts*. O segundo evento teria ocorrido no paleoproterozóico e teria provocado a união do cráton do São Francisco com o cráton Congo em uma única massa continental chamada cráton São Francisco-Congo. O terceiro corresponderia à consolidação do

supercontinente Gondwana, fechando de margens passivas nas bordas do cráton. O rifteamento ocorrido no meso-cenozóico separou os crátons do São Francisco e Congo, conferindo-os suas configurações atuais. No intervalo entre colisões, eventos intraplaca também atuaram sobre a região, como formação de bacias associadas a aulacógenos e intrusões magmáticas não-orogênicas (HEILBRON et al., 2017c).

Almeida (1977) propôs uma delimitação clássica para o cráton do São Francisco, baseada nas características fundamentais de estabilidade e antiguidade. À norte, este limite está relacionada ao terceiro evento de colisão e é estabelecido a partir das falhas de empurrão geradas pelo evento de junção do cráton do São Francisco-Congo com a proto-província Borborema e com vergência para o interior do cráton. As bordas são representadas pelas faixas móveis neoproterozóicas Sergipano, Riacho do Pontal e Rio Preto. Devido ao processo colisional pequenas porções desses terrenos foram projetadas para o interior do cráton durante a colisão (HEILBRON et al., 2017c), formando estruturas do tipo *nappes* e *klippes* (Ou seja, formações alóctones oriundas das faixas móveis embasadas pelo cráton do São Francisco) da faixa sergipano na região de Curaçá-Bahia (SÁ et al., 1992).

Várias tentativas de ajustar os limites do cráton do São Francisco foram, no entanto, propostas (HEILBRON et al., 2017a) (UHLEIN et al., 2011), especialmente com relação a sua margem norte, cujo potencial exploratório (DARDENNE; SCHOBENHAUS, 2001) tem motivado trabalhos para com o intuito de melhor entender a evolução tectônica da área. (TEIXEIRA et al., 2010) (TEIXEIRA et al., 2010)

3.2.2 Província Borborema

A província Borborema pode ser entendida como um conjunto de diferentes domínios tectono-estratigráficos separados por extensas zonas de cisalhamento. Foram propostos diferentes modelos para explicar sua evolução tectônica, dentre os quais podemos citar os modelos de terrenos acrecionários, mecanismos intracontinentais e uma combinação entre eles (SANTOS; CAXITO, 2021). O modelo de terrenos acrecionários envolve ciclos completos de abertura e fechamento de oceano entre os blocos crustais alóctones pré-existentes (BRITO NEVES et al., 2000). Por outro lado, a sugestão de mecanismos intracontinentais propõe que o embasamento da província Borborema, o cráton do São Francisco-Congo e o cráton Amazônico faziam parte de um supercontinente (Atlântica). Nesse caso, as deformações, intrusões e estruturas observadas atualmente na província Borborema seriam resultantes de retrabalhamento intracontinental, como a formação (e inversão) de bacias intracontinentais e propagação de esforços para o interior do continente originados nas zonas de subducção localiza-

das nas bordas desse supercontinente (NEVES, 2003). O terceiro mecanismo combina ciclos de Wilson completos amalgamando os blocos crustais nas bordas sul e oeste da província com retrabalhamento intracontinental de crosta pré-Neoproterozóica na sua porção central (ARAUJO et al., 2014). Neste trabalho, optou-se por discorrer brevemente sobre os terrenos específicos nos quais o perfil está inserido, baseando-se na subdivisão proposta por Santos (2000) e destacando suas principais feições.

3.2.2.1 Faixa Riacho do Pontal

A história geológica das faixas móveis neoproterozóicas na margem norte do cráton do São Francisco pode ser simplificada resumida como sedimentos depositados no contexto distal a proximal de margem passiva, dobrados e metamorfizados no evento de fechamento oceânico do ciclo brasileiro, que consolidou a província Borborema e o cráton do São Francisco (UHLEIN et al., 2011). Especificamente para o caso da faixa Riacho do Pontal (FRP) sua evolução tectônica pode ser entendida por duas fases de deformação principais. A primeira, atribuída à tectônica tangencial, foi responsável por provocar transporte tectônico na direção sul-sudeste para o cráton do São Francisco, gerando estruturas do tipo *nappes* na porção sul da faixa. Associada a essa primeira fase se destaca o *Klippe* do grupo Barra Bonita. A segunda fase se refere à tectônica transcorrente e é caracterizada por transcorrência na porção interna da faixa. O embasamento gnáissico-migmatítico da FRP tem idade Arqueana a paleoproterozóico e é constituído por rochas metassedimentares de ambiente marinho, metavulcânicas e metaplutônicas máficas e ultramáficas de idade Neoproterozóica, e diferentes gerações de intrusões graníticas (UHLEIN et al., 2011).

3.2.2.2 Terreno Pernambuco-Alagoas

O terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) corresponde a um segmento arqueano a paleoproterozóico (gnaiesses e migmatitos) de orientação leste-oeste, intrudida por granitoides brasileiros, cercado por faixas móveis meso a neoproterozóicas. Definido originalmente como um maciço, a análise estrutural sugere uma evolução tectônica policíclica (BRITO NEVES et al., 1982) para o terreno. O terreno PEAL é dividido em dois seguimentos pelas bacias sedimentares do Tucano e Jatobá (com orientação aproximadamente norte-sul), formada durante o evento de separação Brasil-África. Geologicamente, a subdivisão se dá em termos de dois complexos: O complexo Cabrobó, formado por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares metamorfizadas na fácies anfibolito, e o complexo Belém do São Francisco, formado por gnaiesses de composição predominantemente granítica a granodiorítica com níveis

máfico e migmatitos ortoderivados com restos de supracrustais (SANTOS, 1995). Ambos os complexos são intrudidos por rochas plutônicas brasileira deformadas e não deformadas. O Aparecimento de rochas do CSF no margem oeste do terreno sugere que nem sempre o contato do cráton com os terrenos da Borborema se dá mediante as faixas móveis, mas podem ocorrer também de forma "abrupta"(BRITO NEVES et al., 1982).

Dados MT foram analisados para a porção leste desse terreno por Santos (2012). A inversão 2D mostrou uma distribuição heterogênea de condutividades sob o terreno, sendo mais resistiva ao norte. Foi interpretado que a crosta do PEAL, juntamente com a crosta do terreno Sergipano, ao sul, foi significativamente estirada no Cretáceo, durante a abertura do Oceano Atlântico Sul.

3.2.2.3 Terreno Piancó-Alto Brígida

Esse terreno é constituído por um embasamento migmatítico gnáissico de idade paleoproterozóica, supracrustais meso a neoproterozóicas metamorfozadas de baixo a médio grau compostas por micaxistos com quartzitos subordinados e intercalações metavulcânicas com maior grau metamórfico a leste, além de diversos eventos de plutonismo relacionadas ao ciclo brasileiro. Esse plutonismo corresponde a suítes cálcio-alcálicas, trondhjemíticas, peralcalinas e shoshoníticas (BRITO NEVES et al., 2000).

4 Fundamentação teórica

4.1 O método magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT) é um método geofísico eletromagnético que está baseado no fenômeno de indução eletromagnética. Inicialmente proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953), o método supõe que os campos gerados por descargas elétricas na atmosfera (frequências maiores que 1 Hz) ou pela interação da magnetosfera terrestre com o vento solar (frequências menores do que 1 Hz) se propagam como ondas planas verticalmente em direção ao interior da Terra. Esses campos interagem com os materiais geológicos em subsuperfície gerando campos secundários de acordo com a condutividade desses materiais. A profundidade de penetração dos sinais emitidos pela fonte dependerá da frequência do sinal e da condutividade do meio. Assim, a medida em superfície da variação dos campos elétrico e magnético totais reflete a distribuição de condutividade no interior da Terra. A relação entre os

campos medidos e entre os dados coletados e a condutividade elétrica é estabelecida pelo tensor impedância \mathbf{Z} . A possibilidade de trabalhar em um amplo espectro de frequência proporciona um imageamento geoeletrico em diferentes profundidades, fazendo do método MT aplicável a diversas finalidades.

4.1.1 Equações de Maxwell

As equações de Maxwell (4.1-4.4) em sua forma diferencial e no domínio do tempo são o ponto de partida para a descrição matemática de fenômenos eletromagnéticos:

$$\nabla \cdot \vec{D} = Q_V \quad (4.1)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0. \quad (4.2)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (4.3)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}. \quad (4.4)$$

onde, $\vec{D}(\text{C}/\text{m}^2)$ é o campo deslocamento elétrico, $Q_V(\text{C}/\text{m}^3)$ é a densidade de carga, $\vec{B}(\text{T})$ é o campo indução magnética, $\vec{E}(\text{V}/\text{m})$ é o campo elétrico, $\vec{H}(\text{C}/\text{m}^2)$ é o campo magnético e $\vec{J}(\text{A}/\text{m}^2)$ é a densidade de corrente.

As duas primeiras equações são as conhecidas como leis de Gauss e estabelecem que a fonte de campo elétrico é uma distribuição de carga e que não há monopólos magnéticos, respectivamente. A terceira equação é conhecida como lei de Faraday e nos diz que um campo magnético induzido variável no tempo gera um campo elétrico. A última equação é a lei de Ampère, segundo a qual um campo elétrico variável no tempo somado vetorialmente com a densidade de corrente elétrica produz um campo magnético.

As relações constitutivas (4.5-4.7) estabelecem o comportamento do campo eletromagnético em meios isotrópicos, relacionado com os parâmetros físicos do meio μ (permeabilidade magnética, dada em H/m), ϵ (permissividade dielétrica, dada em F/m) e σ (condutividade elétrica, dada em S/m).

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E}, \quad (4.5)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad (4.6)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E}. \quad (4.7)$$

Uma das propriedades da transformada de Fourier estabelece que a derivada no domínio do tempo corresponde a um produto por $i\omega$ no domínio da frequência, ou seja $\frac{\partial}{\partial t} = i\omega$, com $\omega = 2\pi f$. Aplicando essa propriedade e as relações constitutivas nas equações de Maxwell, resulta em:

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{Q_V}{\epsilon}, \quad (4.8)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0, \quad (4.9)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu\vec{H}, \quad (4.10)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{E}(i\omega\epsilon + \sigma). \quad (4.11)$$

Aplicando o rotacional na equação 4.10:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{E}) = -i\omega\mu(\nabla \times \vec{H}), \quad (4.12)$$

$$\nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -i\omega\mu(\nabla \times \vec{H}), \quad (4.13)$$

$$\nabla\left(\frac{\rho}{\epsilon}\right) - \nabla^2 \vec{E} = -i\omega\mu\vec{E}(i\omega\epsilon + \sigma), \quad (4.14)$$

$$- \nabla^2 \vec{E} = \vec{E}(\mu\omega^2\epsilon - i\mu\sigma\omega). \quad (4.15)$$

Considerando a aproximação *quasi*-estática (correntes de deslocamento desprezíveis, o que é válido para os valores de condutividade experimentais observados para a Terra e intervalo de frequências usadas no método)

$$- \nabla^2 \vec{E} = -i\mu\sigma\omega\vec{E}, \quad (4.16)$$

$$\nabla^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0. \quad (4.17)$$

Onde $k = \sqrt{-i\mu\sigma\omega}$ é o número de onda

Para uma onda plana (ou seja, cujos campos são constantes no plano perpendicular à direção de propagação), com $\vec{E}=(E_x,0,0)$ e $\vec{H}=(0,H_y,0)$ e que se propaga verticalmente para o interior da Terra, a equação 4.17 tem solução dada por:

$$E_x(z) = E_{0x}e^{-kz}. \quad (4.18)$$

Analogamente, para \vec{H} :

$$H_y(z) = H_{0y}e^{-kz}. \quad (4.19)$$

. Onde, H_{0x} e E_{0y} são as amplitudes dos campos totais medidos na superfície.

Calculando a derivada parcial em relação a z de 4.18 e aplicando a equação 4.10 com as condições estabelecidas, obtemos:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -kE_{0x}e^{-kz} = -i\mu\omega H_y = -i\mu\omega H_{0y}e^{-kz} = \frac{k^2}{\sigma}H_{0y}e^{-kz}, \quad (4.20)$$

$$\frac{E_{0x}}{H_{0y}} = -\frac{k}{\sigma} = -\frac{i\sqrt{\frac{\mu\omega\sigma(i+1)^2}{2}}}{\sigma}, \quad (4.21)$$

$$\frac{E_{0x}}{H_{0y}} = \frac{(1-i)\sqrt{\frac{\mu\omega\sigma}{2}}}{\sigma}. \quad (4.22)$$

Calculando a norma ao quadrado da equação 4.22, obtem-se:

$$\left| \frac{E_{0x}}{H_{0y}} \right|^2 = \mu\omega\rho_{xy}, \quad (4.23)$$

sendo que ρ_{xy} agora significa resistividade.

A relação 4.23 define o tensor impedância, \mathbf{Z} , que estabelece a relação entre os campos medidos e é dado por:

$$|Z_{xy}|^2 = \left| \frac{E_{0x}}{H_{0y}} \right|^2. \quad (4.24)$$

Portanto, pode-se obter a resistividade a partir dos campos medidos mediante o tensor impedância. Ou seja, o tensor impedância é o elo entre os dados medidos (campos elétrico e magnético na superfície) e a informação que se deseja obter (resistividade, ou seu inverso, condutividade) da subsuperfície.

$$\rho_{xy} = \frac{|Z_{xy}|^2}{\mu\omega}. \quad (4.25)$$

A partir do tensor impedância, que é uma grandeza complexa, também pode ser obtida sua fase:

$$\phi_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(z_{xy})}{\text{Re}(z_{xy})} \right). \quad (4.26)$$

De forma generalizada:

$$\rho_{ij} = \frac{|Z_{ij}|^2}{\mu\omega}, \quad (4.27)$$

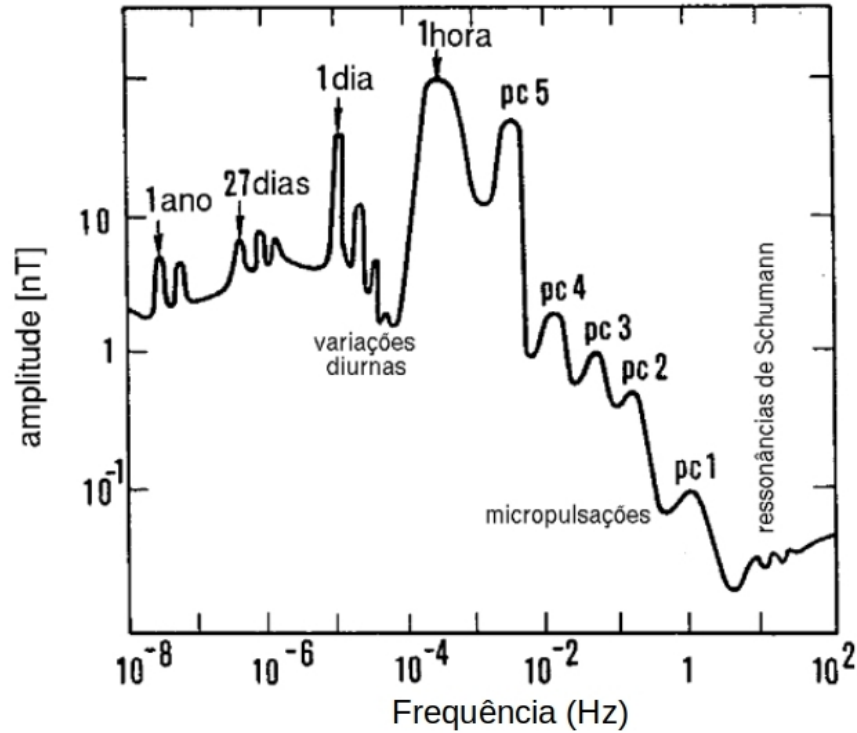
$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}g(z_{ij})}{\text{Re}(z_{ij})} \right). \quad (4.28)$$

A equação 4.27 fornece a resistividade aparente, uma estimativa aproximada para a resistividade real. A fase (equação 4.28), por outro lado, nos fornece uma informação qualitativa sobre como a resistividade está variando em profundidade. Fases maiores que 45° indicam um aumento da condutividade, enquanto que fases menores que 45° indicam um aumento de resistividade.

4.1.2 Fontes do sinal MT

Um aspecto a ser levado em consideração em relação ao método magnetotelúrico é o fato de o método trabalhar com fontes naturais. Como aponta Pádua (2004), uma das vantagens de se trabalhar com esse tipo de fonte está na logística a ser empregada na aquisição dos dados, sem a necessidade de equipamentos que injetem corrente no solo. Por outro lado, a principal desvantagem é a falta de controle sobre parâmetros relacionados à fonte do sinal durante a aquisição. Essas fontes podem ser basicamente subdivididas em duas partes: as de frequências maiores que 1 Hz, e que correspondem a descargas elétricas na atmosfera, e aquelas menores do que 1 Hz, que são atribuídas às interações do ventos solares com a magnetosfera (micropulsações contínuas e irregulares e outros tipos de variações observadas principalmente durante tempestades magnéticas). Em torno de 1 Hz tem-se a chamada banda morta, onde a amplitude do sinal emitido pela fonte cai significativamente. Devido a isso, dados adquiridos nessa faixa de frequência muitas vezes possuem um baixa razão sinal/ruído. O pressuposto assumido pelo método magnetotelúrico de que as perturbações no campo geomagnético se propagam como ondas planas é consequência das fontes estarem suficientemente afastadas do ponto de medição. A Figura 4.1, mostra como a amplitude do sinal magnético utilizado pelo método MT varia em função da frequência.

Figura 4.1 - Amplitudes típicas das variações geomagnéticas em função da frequência. O método MT usa frequências no intervalo de 10^4 Hz até $\sim 5 \times 10^{-5}$ Hz.



Fonte: Modificado de Pádua (2004).

4.1.3 Profundidade de investigação

A profundidade de investigação do método MT está relacionada com o conceito de profundidade pelicular (*skin depth*) e é função da resistividade do meio e do período (frequência) do sinal, conforme expressa a equação 4.29:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\omega\sigma}} \approx 500\sqrt{T\rho}. \quad (4.29)$$

Isso implica que, para uma mesma frequência, a profundidade de investigação do método é menor em meios mais condutivos do que em meios mais resistivos. Também, para regiões de mesma resistividade, as maiores frequências (períodos mais curtos) só vão atingir, e trazer informação, sobre profundidades mais rasas, enquanto que menores frequências (períodos mais longos) vão penetrar mais profundamente no interior da Terra (SANTOS, 2012).

4.1.4 Dimensionalidade

O conceito de dimensionalidade no método MT se refere às direções em que a resistividade elétrica varia em subsuperfície, podendo ser unidimensional (1D), bidimensional (2D) ou tridimensional (3D). A dimensionalidade da estrutura geoeétrica determina o tipo de inversão mais adequado para ser aplicada sobre os dados para obter a distribuição de resistividade no interior da Terra. Assim, se uma área é majoritariamente 3D, o mais adequado é uma inversão 3D. Para entender o significado de dimensionalidade geoeétrica, devemos recorrer à definição do tensor impedância. Ele é uma função de transferência que relaciona a variável de entrada (campo magnético) com a variável de saída (campo elétrico induzido) que, em sua forma matricial, é dado por:

$$\begin{bmatrix} Ex \\ Ey \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Hx \\ Hy \end{bmatrix}. \quad (4.30)$$

4.1.4.1 Terra unidimensional

Nesse modelo, a resistividade varia apenas com a profundidade. É o mais simples dos três e pode representar satisfatoriamente a estrutura de uma bacia sedimentar, por exemplo. Nesse modelo, as componentes da diagonal principal da matriz impedância são nulos e os elementos da diagonal secundária são iguais e de sinais opostos, tal que:

$$\begin{bmatrix} Ex \\ Ey \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1D} \\ -Z_{1D} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Hx \\ Hy \end{bmatrix}. \quad (4.31)$$

4.1.4.2 Terra bidimensional

Em meios 2D, a resistividade varia com a profundidade e em uma das direções horizontais. A direção horizontal em que a resistividade não varia é conhecida como strike geoeétrico. Se uma das direções de medida está alinhada com o strike, a expressão do tensor impedância se reduz a:

$$\begin{bmatrix} Ex \\ Ey \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Hx \\ Hy \end{bmatrix}, \quad (4.32)$$

onde $Z_{xy} \neq Z_{yx}$.

Quando o campo elétrico é paralelo ao strike geoeletrico, tem-se o modo transversal elétrico (TE) e quando o campo magnético é paralelo ao strike tem-se o modo transversal magnético (TM). Como essas direções não são conhecidas a priori, os campos medidos podem não coincidir com essa direção e a matriz de impedância terá todas as suas componentes diferentes entre si e não nulas, mesmo em uma situação 2D. Para resolver esse problema é feita uma rotação matemática dos elementos do tensor de impedância, de forma que uma das direções coincida com o strike e, assim, se obtenha a expressão simplificada acima. Como exemplo, um modelo de dique vertical pode ser entendido como uma estrutura geológica 2D.

4.1.4.3 Terra tridimensional

É a situação mais geral, onde nenhum dos componentes do tensor MT se anula, independente de qualquer rotação que seja aplicada. Em regiões de geologia complexa, esse é o tipo esperado de dimensionalidade, dado por:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}. \quad (4.33)$$

4.1.5 Função de transferência magnética (*tipper*)

Além das funções de transferência entre campos elétricos e magnéticos, define-se também uma função de transferência exclusivamente entre os campos magnéticos. O *tipper* é um vetor complexo que estabelece a relação entre as componentes horizontais e vertical do campo magnético (VOZOFF, 1991), dada por:

$$H_z = T_{zx}H_x + T_{zy}H_y, \quad (4.34)$$

de onde pode-se extrair seu módulo

$$|\vec{T}| = \sqrt{T_{zx}^2 + T_{zy}^2} \quad (4.35)$$

e direção

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{T_{zy}}{T_{zx}} \right). \quad (4.36)$$

Em situações 1D, o *tipper* é aproximadamente nulo. Para situações 2D e 3D, quando plotados como vetores de indução, seguindo a convenção de Parkinson (1959), \vec{T} aponta para a região condutora e tem magnitude proporcional ao contraste de resis-

tividade. Dessa forma, a função de transferência magnética é mais uma ferramenta dentro do método MT para auxiliar na interpretação sobre a distribuição de resistividade em subsuperfície e da dimensionalidade geométrica das estruturas.

4.1.6 Distorções galvânicas

A presença de heterogeneidades próximas à superfície e de escala muito menor do que as estruturas de interesse são fontes de distorção do sinal MT. Essas distorções acontecem devido ao acúmulo de carga na superfície desses corpos, cujo campo anômalo e independente da frequência se soma vetorialmente ao campo induzido para manter a condição de continuidade da densidade de corrente ao longo da interface.

Como os campos anômalos estão em fase com o campo principal (JIRACEK, 1990), as distorções galvânicas podem ser reconhecidas através de um deslocamento relativo das curvas de resistividade aparente em função do período entre os dois elementos da diagonal secundária do tensor de impedância (xy e yx), enquanto não ocorre qualquer deslocamento relativo entre as fases desses mesmos elementos. Esse fenômeno se tornou conhecido na literatura como "*static shift*".

4.2 Condutividade elétrica das rochas

Através da lei de Ohm (equação 4.7) verifica-se que a resistividade de um material é diretamente proporcional ao fluxo de corrente em seu interior, o qual é proporcional à quantidade de portadores de carga e à sua mobilidade. A resistividade é menor para materiais com alta quantidade de portadores de carga e alta mobilidade (por exemplo, metais) e mais 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 ou iônica (CHAVE; JONES, 2012).

A condução eletrônica ocorre em metais devido ao seu elevado número de elétrons livres com alta mobilidade. Valores típicos de resistividade em metais são baixos, em torno de $10^{-8} \Omega.m$ (HORVATH, 2017). 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 da Terra, 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 na 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 $10^{-5} \Omega.m$ (HORVATH, 2017). Dentro da Terra, rochas ígneas são exemplos desse tipo de condução e que apresentam também uma dependência com a temperatura. Essa dependência geralmente assume a forma $\rho \approx e^{E/KT}$, onde K é a constante de Boltzmann, 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. 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. 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) e dada por:

$$\rho = a\phi^{-b}f^{-c}\rho_w, \quad (4.37)$$

onde ρ_w é a resistividade do fluido interporoso, f é a fração dos poros preenchidos com fluido, ϕ é a porosidade da rocha, a , b e c são constantes empíricas.

Em resumo, nas rochas no interior da Terra, o mecanismo mais comum é a semi-condução, enquanto próximo à 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 fatores que alteram a resistividade.

4.3 Inversão

O procedimento de inversão geofísica consiste em obter um modelo de distribuição de determinada propriedade física em subsuperfície que explique satisfatoriamente os dados medidos. No caso do método magnetotelúrico esse modelo corresponde a uma distribuição de resistividade elétrica em profundidade, a partir do qual calcula-se os parâmetros obtidos na aquisição (funções de transferência). A medida da qualidade do modelo proposto pode ser simplificada entendida pelo desvio quadrático médio (RMS, do inglês *root mean square*), cujo objetivo é minimizar a diferença entre os valores medidos e calculados 4.38.

$$\chi^2 = \left| W(\vec{d} - \vec{F}(m)) \right|^2, \quad (4.38)$$

onde, χ^2 é o RMS, W é uma matriz de pesos atribuídos de acordo com o erro em cada medida, \vec{d} representa um vetor com os dados medidos e $\vec{F}(m)$ é outro vetor com os dados preditos pelo modelo. Além disso, um vínculo adicional de regularização é usado para impor estabilidade à solução (TIKHONOV, 1963), caso em que a função objetiva a ser minimizada (aqui definida como Φ) é expandida para minimizar o desajuste sujeito a certas restrições:

$$\Phi = \chi^2 + \lambda S(m), \quad (4.39)$$

onde λ é o parâmetro de regularização de Tikhonov (também conhecido como o parâmetro "trade-off") e $S(m)$ é alguma característica desejável do modelo.

Como a solução do problema inverso não é única (existem diversos modelos que explicam os mesmos dados), a interpretação deve também ser consistente com o conhecimento geológico da região e integrada com demais informações geofísicas disponíveis. Por isso, a inversão 2D é usada como padrão para método MT, uma vez que modelos 1D (modelo de camadas) raramente estão de acordo com a geologia.

Comumente, $S(m)$ é uma medida da suavidade do modelo, normalmente dada pela soma das derivadas (1ª ou 2ª derivada) através de limites verticais (em 1D) ou horizontais e verticais (em 2D e 3D) do modelo. Outra característica desejada do processo de inversão é a proximidade entre o novo modelo gerado e o modelo anterior, de forma que:

$$S(m) = |\vec{m} - \vec{m}_0|^2, \quad (4.40)$$

onde m_0 é o modelo anterior.

O procedimento para a inversão 3D é similar que o da inversão 2D. Porém, por ter uma complexidade muito maior que a 2D, é feita em subconjuntos limitados (número menor de estações e/ou de períodos utilizados). Neste trabalho foi usado o programa ModEM (*modular eletromagnetic inversion*) (EGBERT; KELBERT, 2012) para a inversão 3D. Esse programa se baseia na minimização da função:

$$\Phi(\vec{m}, \vec{d}) = (\vec{d} - \vec{f}(m))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\vec{d} - \vec{f}(m)) + \nu (\vec{m} - \vec{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\vec{m} - \vec{m}_0), \quad (4.41)$$

onde, \vec{m} é o vetor do parâmetro do modelo, \vec{d} é o vetor dos dados medidos, $\vec{f}(m)$ é

a modelagem direta, \mathbf{C}_d e \mathbf{C}_m são as covariâncias dos dados e do modelo, respectivamente e ν é o parâmetro *trade-off*.

As equações diferenciais parciais para campos eletromagnéticos no domínio da frequência podem ser discretizadas da seguinte form:

$$\mathbf{S}_m \vec{e} = \vec{b}, \quad (4.42)$$

em que \mathbf{S}_m é a matriz dos coeficientes, \vec{e} e \vec{b} correspondem ao campo elétrico e as condições de contorno, respectivamente. A solução desse sistema é, então, usada para calcular os dados preditos:

$$f_i(\vec{m}) = \psi_i(\vec{e}(\vec{m}), \vec{m}), \quad (4.43)$$

a partir do qual obtemos o Jacobiano:

$$J_{jk} = \frac{\partial f_i}{\partial m_k} = \sum_l \frac{\partial \psi_j}{\partial e_l} \frac{\partial e_l}{\partial m_k} + \frac{\partial \psi_j}{\partial m_k}. \quad (4.44)$$

Colando a 4.44 em notação matricial:

$$\mathbf{J} = \mathbf{LF} + \mathbf{Q}. \quad (4.45)$$

O programa consiste, basicamente, em calcular os parâmetros \mathbf{L} , \mathbf{F} e \mathbf{Q} para o qual obtem-se a matriz jacobiana. Essa matriz é, então, aplicada em algoritmos de inversão (gradiente conjugado não linear) para se obter uma estimativa da distribuição de resistividade em profundidade. Formulações explícitas para \mathbf{L} , \mathbf{F} e \mathbf{Q} podem ser encontradas em Egbert e Kelbert (2012) e Kelbert et al. (2014).

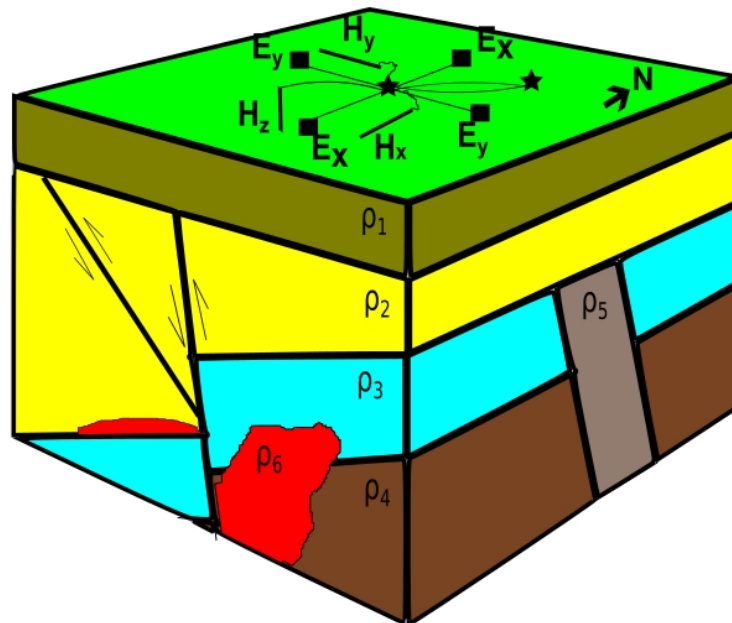
5 Metodologia

5.0.1 Aquisição de dados

Os dados usados neste trabalho foram coletados grupo de pesquisa em geomagnetismo da Divisão de Heliofísica, Ciências Planetárias e Aeronomia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (GEOMA/DIHPA/INPE) e correspondem a um

perfil linear de 10 estações MT separadas por aproximadamente 20 km, totalizando quase 180 Km. Foram medidos três componentes do campo (H_x , H_y e H_z) através de magnetômetros alinhados na superfície do terreno e diferença de potencial elétrico em duas direções (E_x e E_y) utilizando-se eletrodos não polarizáveis e um arranjo típico para aquisição de dados magnetotelúricos, com o eixo x alinhado com o norte magnético e o eixo y perpendicular a ele. A Figura 5.1 ilustra o arranjo para uma aquisição MT.

Figura 5.1 - Arranjo típico para aquisição MT



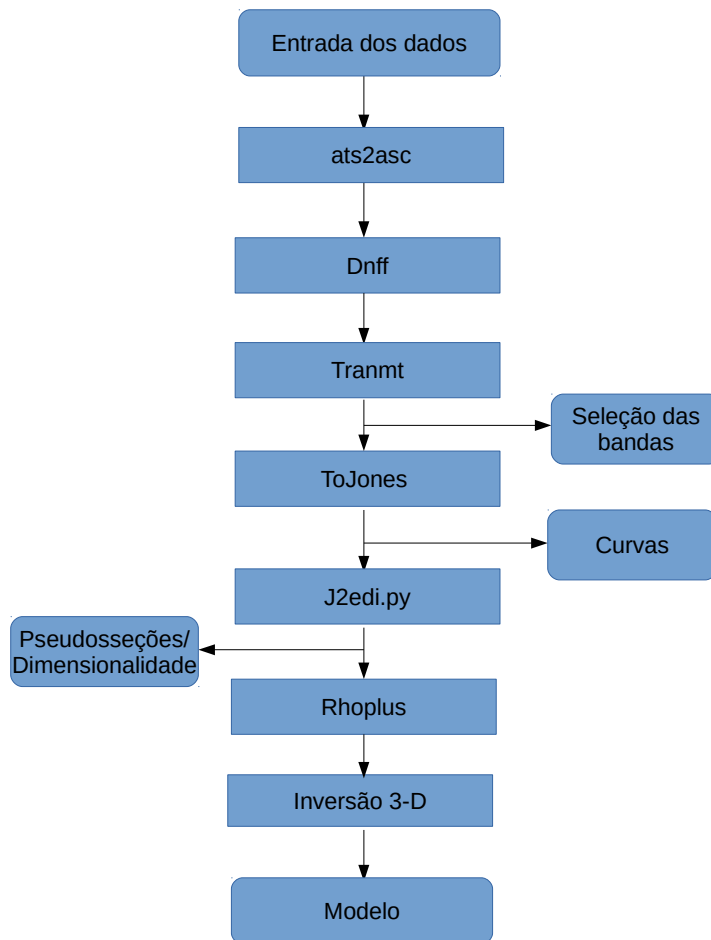
Fonte: Autor

5.0.2 Processamento de dados

5.0.2.1 Prcessamento robusto

O fluxograma apresentado na Figura 5.2 sintetiza as principais etapas seguidas no processamento dos dados até a apresentação do modelo final, sendo desenvolvido pelo GEOMA/INPE (SANTOS, 2012). A etapa inicial é a conversão dos dados binários coletados em campo do formato .ats para a extensão ASCII. Esse procedimento é realizado pelo script ats2asc desenvolvido pelo grupo de geomagnetismo do INPE.

Figura 5.2 - Fluxograma de processamento de dados MT



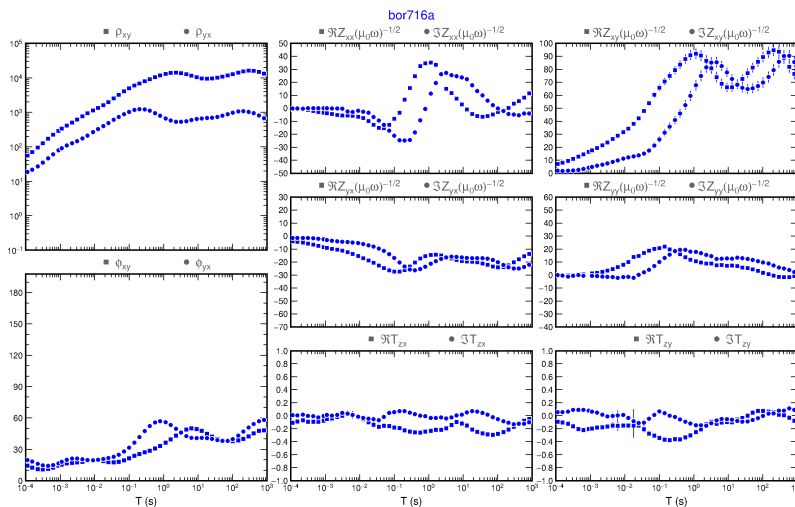
Fonte: Modificado de Santos (2012)

Em seguida, o programa dnff (EGBERT, 1997) converte os dados do formato de séries temporais para o domínio da frequência através da aplicação da transformada rápida de Fourier (FFT). Para realizar esse procedimento as séries temporais são subdivididas em janelas, cujo tamanho está relacionado ao maior período que se deseja extrair e a resolução e erro das estimativas. Os dados são organizados em bandas com diferentes frequências de amostragem. A dnff aplica diferentes janelas em cada banda com o objetivo de produzir curvas suaves de resistividade aparente e fase.

A subrotina tranmt (EGBERT, 1997) remove *outliers* de cada conjunto de dados,

ou seja, realiza a estatística robusta. Obtem-se ao aplicar a tranmt as estimativas das componentes do tensor impedância e da função transferência eletromagnética. O programa ToJones (EGBERT, 1997) junta as estimativas produzidas na etapa anterior (separadas em bandas) em um único arquivo e os converte para o formato .dat, necessário para a próxima etapa. A figura 5.3 apresenta um dos resultados obtidos ao final dessa etapa para a estação bor716a, primeira dentro do cráton do São Francisco (de norte para sul). São mostrados os dados de resistividade aparente e fase para os elementos da diagonal secundária do tensor de impedância (ρ_{xy} , ρ_{yx} , ϕ_{xy} e ϕ_{yx}), em função do período, discretizadas em frequências alvo equiespaçadas em escala logarítmica e cobrindo todo espectro dos dados processados (intervalo entre 10^{-4} e 10^3 s), além das estimativas das 4 componentes complexas do tensor impedância (Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} e Z_{yy}) e das componentes reais e imaginárias das duas componentes da função de transferência magnética (T_{zx} e T_{zy}). Os resultados obtidos pelo processamento de dados para as demais estações são apresentados no Apêndice A.

Figura 5.3 - Estimativa das funções de transferência MT para a estação bor715a



Fonte: Autor

Para fazer a análise de dimensionalidade é necessário que os dados estejam com extensão .edi. Esse procedimento é realizado pela subrotina j2edi.py.

Antes de passar para a etapa de inversão foi verificada a consistência dos dados.

Essa etapa é importante para evitar que ruídos sejam invertidos junto com os dados. Esse ajuste foi feito manualmente através de curvas geradas pelo programa rhoplus (PARKER; BOOKER, 1996), que basicamente realiza uma inversão 1D dos dados, a partir do qual comparam-se as duas curvas. Apenas após esse processamento foram gerados os modelos de resistividade em profundidade através de técnicas de inversão de dados.

5.0.3 Análise de Dimensionalidade

A análise de dimensionalidade nos fornece informações sobre as direções em que a condutividade elétrica varia em subsuperfície. Nesse trabalho a dimensionalidade foi avaliada por dois métodos: Waldim (MARTÍ et al., 2009) e tensor de fase (CALDWELL et al., 2004).

5.0.3.1 Waldim

O tensor MT (equação 5.1) pode ser associado a escalares chamadas rotacionais invariantes, parâmetros calculados a partir do tensor rotacionado a um certo ângulo e cujo significado físico está relacionado à estrutura geoeletrica. O método Waldim se baseia na possibilidade de diferentes combinações desses invariantes serem iguais a zero (WEAVER et al., 2000).

$$\mathbf{M}(\omega) = \frac{\mathbf{Z}(\omega)}{\mu_0}, \quad (5.1)$$

onde $\mathbf{M}(\omega)$ é o tensor MT e $\mathbf{Z}(\omega)$ é o tensor impedância.

Quando livre de ruídos, o tensor MT rotacionado em um ângulo α pode ser escrito como:

$$\mathbf{M}'(\omega) = \mathbf{R}_\alpha \mathbf{M}(\omega) \mathbf{R}_\alpha^T \quad (5.2)$$

sendo que \mathbf{R}_α é a matriz de rotação, \mathbf{R}_α^T sua transposta e α é o ângulo de rotação com respeito à direção na qual o tensor corresponde à estrutura regional. A partir da 5.2, Weaver et al. (2000) representam o tensor MT como:

$$\mathbf{M}(\omega) = \begin{bmatrix} \epsilon_1 + \epsilon_3 & \epsilon_2 + \epsilon_4 \\ \epsilon_2 - \epsilon_4 & \epsilon_1 - \epsilon_3 \end{bmatrix} + i \begin{bmatrix} \eta_1 + \eta_3 & \eta_2 + \eta_4 \\ \eta_2 - \eta_4 & \eta_1 - \eta_3 \end{bmatrix} \quad (5.3)$$

onde,

$$\epsilon_1 + i\eta_1 = \frac{1}{2}(M_{11} + M_{22}), \quad (5.4)$$

$$\epsilon_2 + i\eta_2 = \frac{1}{2}(M_{12} + M_{21}), \quad (5.5)$$

$$\epsilon_3 + i\eta_3 = \frac{1}{2}(M_{11} - M_{22}), \quad (5.6)$$

$$\epsilon_4 + i\eta_4 = \frac{1}{2}(M_{12} - M_{21}) \quad (5.7)$$

e define,

$$d_{ij} = \frac{\epsilon_i\eta_j - \epsilon_j\eta_i}{(\epsilon_4^2 + \epsilon_1^2 + \eta_4^2 + \eta_1^2)^{\frac{1}{2}}}, \quad (5.8)$$

$$s_{ij} = \frac{\epsilon_i\eta_j + \epsilon_j\eta_i}{(\epsilon_4^2 + \epsilon_1^2 + \eta_4^2 + \eta_1^2)^{\frac{1}{2}}}, \quad (5.9)$$

a partir dos quais calculam-se os invariantes:

$$I_1 = (\epsilon_1^2 + \epsilon_4^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (5.10)$$

$$I_2 = (\eta_1^2 + \eta_4^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (5.11)$$

$$I_3 = \frac{(\epsilon_2^2 + \epsilon_3^2)^{\frac{1}{2}}}{I_1}, \quad (5.12)$$

$$I_4 = \frac{(\eta_2^2 + \eta_3^2)^{\frac{1}{2}}}{I_2}, \quad (5.13)$$

$$I_5 = s_{41} = \frac{(\epsilon_4\eta_1 + \epsilon_1\eta_4)}{I_1 I_2}, \quad (5.14)$$

$$I_6 = d_{41} = \frac{(\epsilon_4\eta_1 - \epsilon_1\eta_4)}{I_1 I_2}, \quad (5.15)$$

$$I_7 = \frac{d_{41} - d_{23}}{Q}, \quad (5.16)$$

$$Q = \left[(d_{12} - d_{34})^2 + (d_{13} + d_{24})^2 \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (5.17)$$

A tabela 5.0.3.1 relaciona os critérios associados com a dimensionalidade das estruturas e a simbologia adotada pelo programa Waldim para cada uma delas (onde DG = distorções galvânicas). As subdivisões dentro de uma mesma dimensionalidade se referem aos diferentes significados obtidos pela anulação de algum invariante. A terceira coluna é a legenda fornecida pelo programa para identificar a dimensionalidade.

Tabela 5.1 - Critério de dimensionalidade WALDIM.

Critério	Dimensionalidade	Waldim
$I_3=I_4=I_5=I_6=0$	1D	1D
$I_3 \neq 0, I_4 \neq 0, I_5 \neq 0, Q=0$	1D ou 2D + DG	3D/1D2D
$I_3 \neq 0, I_4 \neq 0, I_5=I_6=0$ e $I_7=0$ ou $Q=0$ ($\eta_4 = \epsilon_4=0$)	1D ou 2D + DG	3D/1D2D diag
$I_3 \neq 0, I_4 \neq 0, I_5=I_6=0$ e $I_7=0$ ou $Q=0$ ($\eta_4 \neq 0$ e $\epsilon_4 \neq 0$)	2D	2D
$I_3 \neq 0, I_4 \neq 0, I_5 \neq 0, I_6=I_7=0$	2D + DG	3D/2D twist
$I_3 \neq 0, I_4 \neq 0, I_5 \neq 0, I_6 \neq 0$ e $I_7=0$	2D + DG	3D/2D
$I_7 \neq 0$	3D com ou sem DG	3D

Fonte: Modificado de [Weaver et al. \(2000\)](#)

Em dados reais (equação 5.18), a presença de distorções afeta as medidas e, conseqüentemente, os invariantes dificilmente se anulam. Nesse caso:

$$\mathbf{M}'(\omega) = \mathbf{R}_\alpha \mathbf{C} \mathbf{M}(\omega) \mathbf{R}_\alpha^T \quad (5.18)$$

onde \mathbf{C} é a matriz que representa as distorções galvânicas que afetam os dados medidos. Essa questão é resolvida pelo método através do estabelecimento de valores limite abaixo do qual o invariante é considerado como zero ([MARTÍ et al., 2009](#)). O critério de avaliação da dimensionalidade utilizado pelo Waldim se baseia na anulação dos valores de uma série de escalares, calculados a partir do tensor MT e que não dependem da orientação do eixo considerado. O programa computacional desenvolvido por [Martí et al. \(2009\)](#) determina a dimensionalidade em diferentes períodos em cada estação e leva em consideração a presença de distorções galvânicas. A possibilidade de acusar a presença de heterogeneidades é uma das vantagens do método em relação ao tensor de fase.

5.0.3.2 Tensor de fase

Esse método se baseia nas relações de fase entre os campos medidos, que não são alteradas pela presença de distorções galvânicas. Considerando que os efeitos indutivos são insignificantes (campo magnético não é afetado) e que a extensão lateral da heterogeneidade responsável pela distorção galvânica é pequena, pode-se assumir que a matriz 2x2 que represente as distorções (\mathbf{D}) é real e estabelece uma relação linear entre o campo elétrico regional (\vec{E}_R) e o campo elétrico distorcido observado na superfície (\vec{E}) (CALDWELL et al., 2004):

$$\vec{E}(\omega) = \mathbf{D}\vec{E}_R(\omega), \quad (5.19)$$

$$\vec{H}(\omega) = \vec{H}_R(\omega). \quad (5.20)$$

Uma vez que o campo magnético horizontal não é afetado por essas distorções, o tensor impedância é dado por:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \mathbf{D}\mathbf{Z}_R(\omega) \quad (5.21)$$

A partir dessa expressão é definida a fase:

$$\Phi = \mathbf{X}^{-1}\mathbf{Y} \quad (5.22)$$

onde, \mathbf{X} e \mathbf{Y} são as partes real e imaginária do tensor impedância, respectivamente. A partir das equações acima pode-se obter:

$$\Phi = \Phi_R \quad (5.23)$$

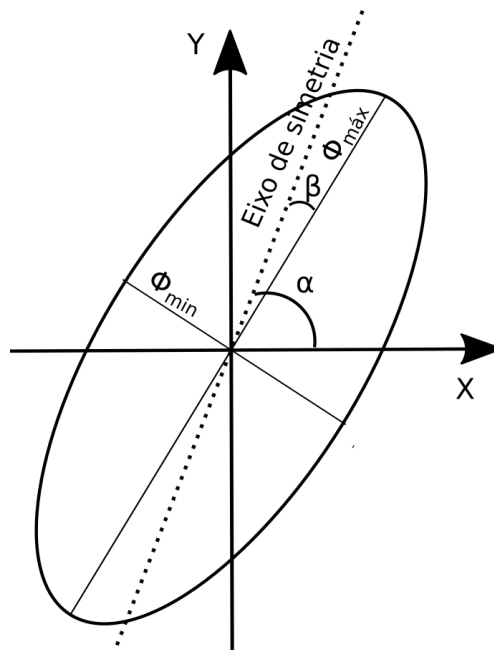
ou seja, a fase medida corresponde a fase da estrutura regional. Reescrevendo o tensor de fase em termos de suas partes real e imaginária:

$$\begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(\mathbf{X})} \begin{bmatrix} X_{11}Y_{22} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad (5.24)$$

A partir da qual são obtidas diferentes configurações para o tensor de fase a depender da dimensionalidade da estrutura geolétrica, tal como descrito na seção 1.1.4.

Uma forma de entender esse método é através da representação gráfica do tensor de fase (Figura 5.4). O ângulo β (*skew angle*), representa a assimetria do tensor de fase, ϕ_{min} e $\phi_{máx}$ são os eixos menor e maior da elipse, respectivamente. Esses três parâmetros são invariantes do tensor de fase e são calculados a partir dos elementos da equação 5.21. O ângulo α também é calculado a partir dos elementos do tensor, mas não é invariante e indica a dependência do tensor em relação ao sistema de coordenadas. Esses quatro parâmetros definem completamente o tensor de fase. (CALDWELL et al., 2004):

Figura 5.4 - Representação gráfica do tensor de fase



Fonte: Modificado de (CALDWELL et al., 2004)

A situação 1D é representada graficamente para $\alpha = \beta = 0$ e $\phi_{min} = \phi_{máx}$, definindo um círculo alinhado aos eixos de referência. Em situações 2D temos que $\alpha = \beta = 0$ e $\phi_{min} \neq \phi_{máx}$, resultando em uma elipse alinhada com os eixos de referência e com um dos eixos alinhado com o strike geolétrico. O caso mais geral é o 3D, onde

$\beta \neq 0$. Ou seja, a tridimensionalidade é representada pelo tensor de fase por meio da inclinação da elipse em relação ao eixo de simetria, eixo para o qual o tensor da equação 5.21 é simétrico. Neste trabalho o tensor de fase foi gerado por meio do software livre MTypy (KRIEGER; PEACOCK, 2014).

5.0.4 Parâmetros da inversão

Para realizar a inversão dos dados foi usada versão paralelizada do código ModEM (EGBERT; KELBERT, 2012) de inversão 3D de dados MT, na qual se obtém um modelo suave de distribuição da condutividade em subsuperfície aplicando-se métodos de diferenças finitas e um algoritmo de gradiente conjugado não linear para fazer convergir o modelo. Através de acordos de cooperação com a Universidade de Oregon, Estados Unidos, o código fonte desse programa de uso científico livre foi disponibilizado ao INPE e ao Observatório Nacional e encontra-se instalado em clusters computacionais dessas instituições. Foram utilizados 33 processadores dos clusters para a inversão de todas as funções de transferência.

Os dados magnetotelúricos usados na inversão correspondem a estações de um perfil linear. Foi feita uma pré-seleção de períodos seguindo o procedimento descrito por Padilha et al. (2021) com o objetivo de melhorar a resolução de estruturas profundas, objetivo desse trabalho. Dos 16 períodos escolhidos para representar as funções de transferência, dois a três períodos por década se situam entre 10^{-3} e 100 s e cinco períodos acima de 100 s. Para o *tipper* foram usados apenas períodos superiores a 1 s. As barras de erros nos dados foram substituídos por "*error floors*", usando erros de 10% do valor absoluto de impedância para a diagonal principal (Z_{xx} e Z_{yy}), 5% na diagonal secundária (Z_{xy} e Z_{yx}) e um valor constante de 0,02 para o *tipper*.

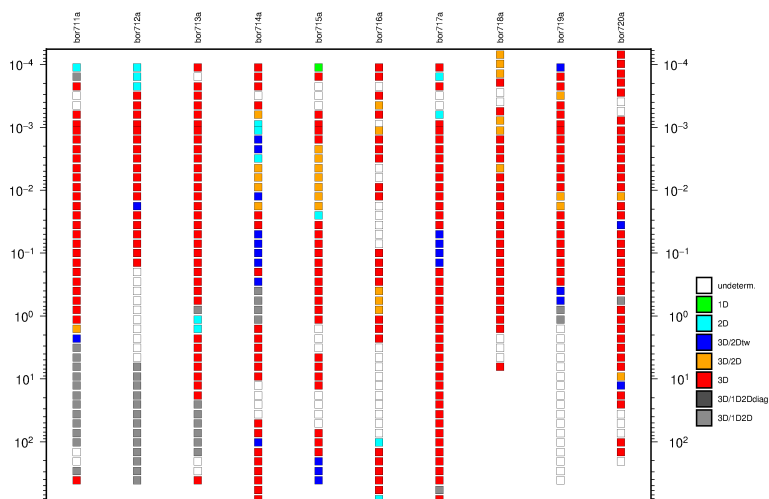
Para alinhar o modelo com a direção em que foram realizadas as medidas, o eixo x foi rotacionado ($N22^\circ W$), coincidindo com a direção do norte magnético. A Terra foi discretizada em uma malha contendo 122 células na direção x , 92 células na direção y e 90 células na vertical. A parte interna do modelo compreendeu uma malha de células de $90 \times 60 \times 90$, com largura de 5 km em ambas as direções horizontais. Um modelo unidimensional foi escolhido como modelo de partida, constituído por uma camada homogênea de $100 \Omega m$ para os primeiros 9 km de profundidade e a distribuição global de resistividades obtida pela constelação de satélites Swarm para maiores profundidades (OLSEN et al., 2013). Foi atribuída uma resistividade de $0,3 \Omega m$ à água do mar, mantida fixa durante a inversão.

6 Resultados e discussões

6.1 Análise de dimensionalidade

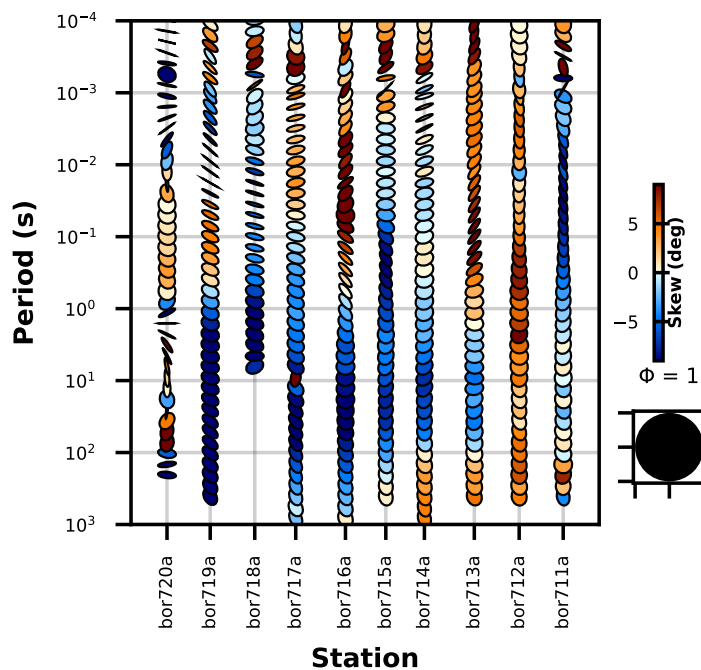
As Figuras 6.1 e 6.2 são as análises de dimensionalidade para o Waldim e tensor de fase respectivamente. Como pode ser observado os dois métodos concordam quanto à dimensionalidade majoritariamente 3D da subsuperfície, indicando que uma técnica de inversão 3D é a mais adequada e sugerindo que a subsuperfície da região em estudo tem geologia complexa. A análise do Waldim retornou 81 (18,24 %) casos indeterminados, 1 (0,23 %) caso 1D, 14 (3,15 %) casos 2D, 23 (5,18 %) casos 3D/2D twist, 29 (6,53 %) casos 3D/2D, 255 (57,43 %) casos 3D e 41 (9,23 %) casos 3D/1D2D.

Figura 6.1 - Análise de dimensionalidade pelo método WALDIM



Fonte: Autor

Figura 6.2 - Análise de dimensionalidade pelo método do tensor de fase



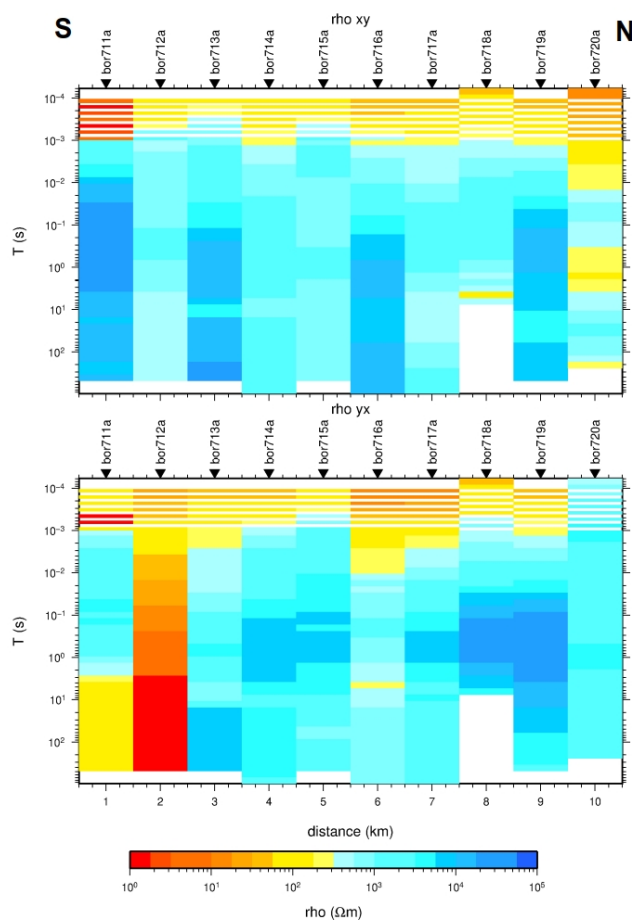
Fonte: Autor

6.2 Pseudosseções

As pseudosseções de resistividade aparente e fase constituem a primeira visualização dos dados. Os resultados de ambas para direções xy e yx são mostrados nas Figuras 6.3 e 6.4.

As pseudosseções de resistividade (6.3) mostraram uma litosfera bastante resistiva, com valores de resistividades variando de 10^3 a 10^4 ohm.m para a maior parte da área dos perfis e com algumas heterogeneidades dentro de um mesmo período. Uma litosfera mais resistiva é esperada em maiores profundidades para regiões cratônicas e para as faixas móveis da província borborema, regiões cujo embasamento é composto majoritariamente por rochas metamórficas.

Figura 6.3 - Pseudosseções de resistividade



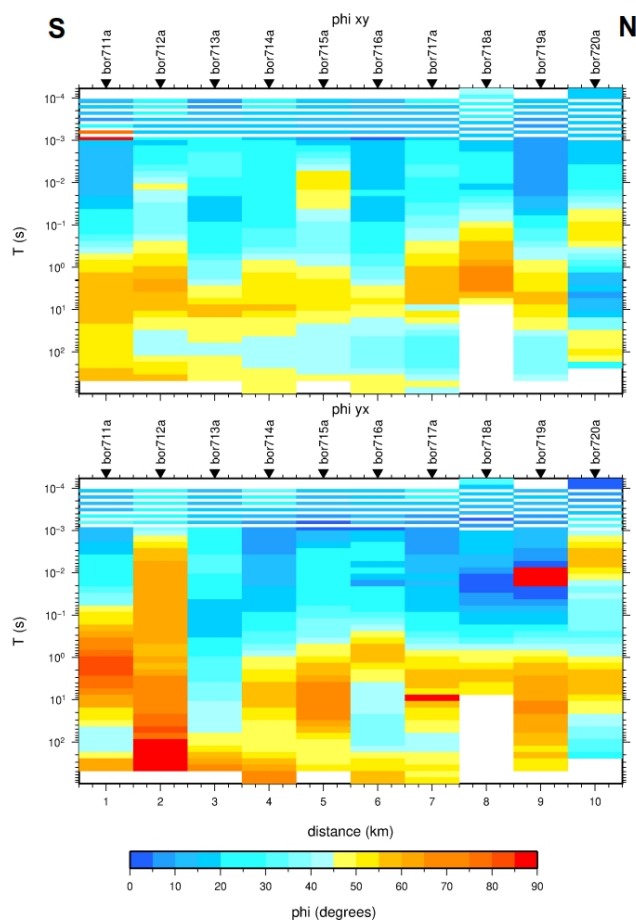
Fonte: Autor

As excessões são para os menores períodos, em ambas as direções, que se apresentam como mais condutivos. Essa maior condutividade em menores períodos e amplamente distribuídos lateralmente em regiões com diferentes características geológicas podem estar associados à presença de água nas camadas mais superficiais, em que as rochas ainda apresentam porosidade primária e secundária ou minerais argilosos resultantes da ação intempérica. Essa interpretação está baseada na ideia de que os diferentes períodos nos fornecem uma ideia aproximada da profundidade. Uma visualização mais exata da distribuição de condutividade em profundidade apenas poderá ser obtida após a inversão dos dados.

Outra região que destoa do comportamento geral é a litosfera sob a estação 712a para a direção yx , localizada sob o terreno Piancó-Alto Brígida e apresenta valores de resistividade baixos ao longo de todo o intervalo de períodos amostrado. Os dados processados não mostraram presença significativa de ruídos nesta estação. Algum detalhamento é, no entanto, necessário para que seja inferido qualquer possibilidade a cerca dessa anomalia.

Nas pseudosseções de fase (6.4) observa-se claramente uma subdivisão dos perfis em duas regiões, com um aumento da condutividade para períodos entre 1 e 10 s. Esse padrão pode estar associado a algum limite geológico profundo, como alguma descontinuidade. Uma anomalia é novamente observada sob a estação 712a. Para a maioria do perfil, entretanto, as pseudosseções de fase não sugerem uma alteração significativa na resistividade elétrica. As pseudosseções de fase também nos permitem identificar estações com comportamento anômalo, uma vez que são esperadas variações mais suaves para a fase do que para a resistividade aparente. Assim, pode-se dizer que a estação bor712a, na direção yx destoa das demais.

Figura 6.4 - Pseudosseções de fase



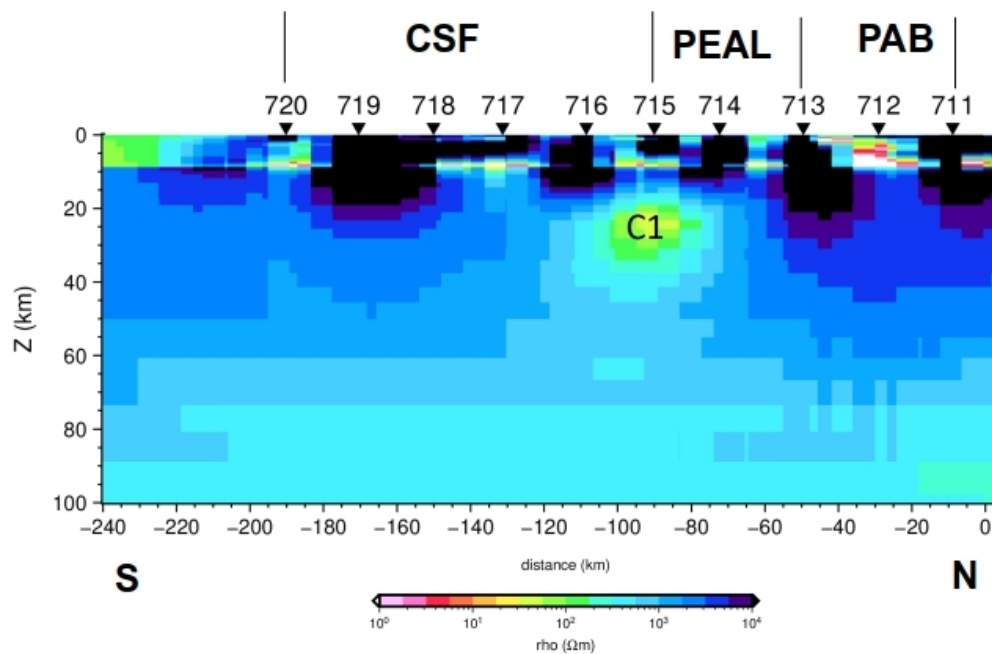
Fonte: Autor

6.3 Inversão

Pelos resultados obtidos na análise de dimensionalidade ficou claro que uma inversão 3D seria mais adequada para o perfil. O modelo de partida iniciou com RMS de 30,78 em relação aos dados medidos e ao final de 98 iterações, realizadas em 11 dias de processamento, a inversão foi encerrada com RMS de 2,44. No apêndice B as curvas obtidas pelo modelo inverso (azul) são comparadas com as curvas experimentais (vermelho). Como pode ser observado, há um bom ajuste entre as curvas. Alguns desvios entre as curvas (observados principalmente nas diagonais principais de algumas estações) são atribuídos a uma baixa relação sinal/ruído.

O modelo de inversão 3D final é representado na Figura 6.5 por uma seção vertical extraída sob o perfil onde se situam as estações MT. O modelo apresentado neste trabalho corresponde a um corte do modelo gerado para um perfil maior que inclui o perfil analisado aqui e pode ser encontrado em [Ornellas \(2021\)](#). Os condutores mais superficiais isolados não foram levados em consideração na interpretação do modelo por dois motivos: O primeiro deles é que essas anomalias devem se tratar de artefatos criados pelo programa tentando ajustar o modelo às curvas experimentais afetadas pelo *static shift*. O segundo motivo se refere à pré-seleção dos períodos, onde foram escolhidos menos dados em menores frequências. Genericamente, o modelo mostra alta resistividade na crosta e manto superior sob o perfil, um resultado esperado para embasamento composto principalmente por rochas bastante antigas (Paleoproterozóicas e Arqueanas). O resultado mais significativo é a anomalia condutora identificada como C1 na figura, posicionada em profundidades da crosta média e inferior, no limite entre o cráton do São Francisco (SFC) e o terreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) da província Borborema.

Figura 6.5 - Modelo de variação da condutividade elétrica sob o perfil



Fonte: Autor

6.4 Interpretação

A anomalia condutora C1 foi interpretada como estando associada a minerais condutores interconectados em planos de cisalhamento. Esses minerais seriam produto do metamorfismo provocado pelo processo de colisão e subducção de placas ocorrida no neoproterozóico (BEDROSIAN, 2007; SELWAY, 2014). A geometria subvertical do condutor indicaria, nesse caso, uma colisão frontal. Outros trabalhos (JONES, 1993; SELWAY, 2014) já haviam reportado anomalias do mesmo tipo de C1 sob orógenos antigos, ou seja, regiões que experimentaram processos tectônicos similares ao da área de estudo e que se encontram, hoje, estáveis. Sendo assim, C1 marcaria uma zona de sutura na área de estudo e seria mais uma evidência a favor dos modelos evolutivos envolvendo fechamento de oceano e colisão de blocos continentais (BRITO NEVES et al., 2000). A identificação dessa anomalia e a interpretação proposta somam-se a outros trabalhos que identificaram anomalias do mesmo tipo na porção oeste (PADILHA et al., 2017) e central (PADILHA et al., 2016) da Borborema e na porção leste do cráton do São Francisco (PADILHA et al., 2019), às quais foram atribuídos significados similares.

7 CONCLUSÕES

A partir da análise dos dados obtidos e das discussões feitas foi possível verificar que a litosfera sob o perfil em estudo é majoritariamente resistiva. Esse resultado já havia sido sugerido pelas pseudosseções de resistividade aparente e fase, sendo confirmado pela inversão 3D. As excessões são para os menores períodos e regiões de comportamento anômalo das demais estações.

Apesar de os dados terem sido adquiridos ao longo de um perfil, as análises de dimensionalidade pelo método do tensor de fases e do programa Waldim concordaram quanto a tridimensionalidade geoeétrica das estruturas em subsuperfície. Esses resultados indicaram que uma inversão 2D não forneceria um modelo realista de distribuição da condutividade elétrica em profundidade, sendo mais adequado um modelo 3D, como foi feito.

O modelo mostrou um condutor em profundidade da crosta e manto superior localizado entre o cráton do São Francisco e terreno Pernambuco-Alagoas da província Borborema. Essa anomalia foi interpretada como evidência de evento de subducção neoproterozóico na região. Nesse caso, a condutividade estaria associada à presença de minerais condutores formados nesse evento. Essa interpretação é mais uma evi-

dência em favor de modelos acrecionários para a evolução tectônica da região e está baseada em trabalhos anteriores que observaram anomalias do mesmo tipo em regiões com história geológica similares além de dados geológicos e geofísicos reportados na literatura em regiões adjacentes ao perfil. A característica subvertical do condutor é indicativo de um processo de colisão frontal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349–364, 1977. 2, 5
- ARAUJO, C. E. G.; WEINBERG, R. F.; CORDANI, U. G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, v. 26, p. 157–168, 2014. 6
- ARCHIE, G. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. **Transactions of the AIME**, v. 146, p. 54–62, 1942. 16
- BEDROSIAN, P. A. MT+, integrating Magnetotellurics to determine Earth structure, physical state, and processes. **Surveys in Geophysics**, v. 28, p. 121–167, 2007. 34
- BOLOGNA, M. S.; EGBERT, G. D.; PADILHA, A. L.; PÁDUA, M. B.; VITORELLO, 3-D inversion of complex magnetotelluric data from an Archean-Proterozoic terrain in northeastern São Francisco Craton, Brazil. **Geophysical Journal International**, v. 210, p. 1545–1559, 2017. 2
- BRITO NEVES, B. B.; SIAL, A. N.; RAND, H. M.; MANSO, V. V. The Pernambuco-Alagoas Massif, northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, p. 240–250, 1982. 6, 7
- BRITO NEVES, B. B. d. Crátons e faixas móveis. **Boletim IG-USP. Série Didática**, n. 7, p. 1–187, 1995. 1
- Brito Neves, B. B. D. Terrenos tectonoestratigráficos e/ou “maciços”: evolução do conceito e aplicação na zona transversal da Província Borborema. **Terræ Didática**, v. 15, p. e019020, doi:10.20396/td.v15i0.8655818, 2019. 2
- BRITO NEVES, B. B. D.; SANTOS, E. J.; SCHMUSS, W. R. V. Tectonic history of the Borborema province. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.;

THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). **Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress**. Rio de Janeiro: SBG, 2000. p. 151–182. 2, 5, 7, 34

CAGNIARD, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 18, n. 3, p. 605–635, 1953. 7

CALDWELL, T. G.; BIBBY, H. M.; BROWN, C. The magnetotelluric phase tensor. **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 158, n. 2, p. 457–469, 2004. 22, 25, 26

CHAVE, A. D.; JONES, A. G. **The magnetotelluric method: Theory and practice**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2012. 15

CORREA, R. T.; VIDOTTI, R. M.; OKSUM, E. Curie surface of Borborema Province, Brazil. **Tectonophysics**, v. 679, p. 73–87, 2016. 2

CPRM. **tectonic map of South America**. 2019.

<https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>, Acessado em 22-nov-2021. 4

DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. [S.l.]: UNB; CPRM, 2001. 5

EGBERT, G. D. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 130, n. 2, p. 475–496, 1997. 20, 21

EGBERT, G. D.; KELBERT, A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. **Geophysical Journal International**, v. 189, p. 251–267, 2012. 17, 18, 27

EMBRAPA. **Brasil em Relevo: processamento de modelos digitais de elevação oriundos da Missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)**. 2006.

<https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/relevobr/download/index.htm>, Acessado em 22-nov-2021. 4

GARCIA, X.; JULIÀ, J.; NEMOCÓN, A. M.; NEUKIRCH, M. Lithospheric thinning under the Araripe basin (NE Brazil) from a long-period magnetotelluric survey: constraints for tectonic inversion. **Gondwana Research**, v. 68, p. 174–184, 2019. 2

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. The são francisco craton and its margins. In: **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. [S.l.]: Springer, 2017. p. 3–13. 5

HEILBRON, M.; CORDANI U, G.; ALKMIM, F. F. The São Francisco craton and its margins. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.; ALKMIM, F. (Ed.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. Cham: Springer, 2017. p. 3–13. 2

HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F.; REIS, H. L. Tectonic genealogy of a miniature continent. In: **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. [S.l.]: Springer, 2017. p. 321–331. 5

HORVATH, K. A. **Estruturas geoeletricas da litosfera sob a porção central da bacia do Paraná a partir de um perfil magnetotelúrico**. Tese (Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 2017. 15, 16

IBGE. **Brasil - Unidades da Federação**. 2020.

<https://portaldemapas.ibge.gov.br/portal.phpmapa223231>, Acessado em 19-ago-2021. 4

JIRACEK, G. R. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. **Surveys in Geophysics**, Springer, v. 11, n. 2, p. 163–203, 1990. 15

JONES, A. G. Electromagnetic images of modern and ancient subduction zones. **Tectonophysics**, v. 219, p. 29–45, 1993. 34

KELBERT, A.; MEQBEL, N.; EGBERT, G. D.; TANDON, K. Modem: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. **Computers & Geosciences**, Elsevier, v. 66, p. 40–53, 2014. 18

KRIEGER, L.; PEACOCK, J. MTpy: A Python toolbox for magnetotellurics. **Computers and Geosciences**, v. 72, p. 167–175, 2014. 27

LIMA, H. M.; SANTOS, L. C. M. de L.; ARGOLLO, R. M. de; SANTOS, E. Geological and structural markers of the eastern Borborema Province based on a geotranssect covering the Paraíba, Pernambuco, Alagoas and Sergipe states, northeastern Brazil. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 3, n. 2, p. 85–95, 2020. 2

LIMA, M. V. A. G.; BERROCAL, J.; SOARES, J. E. P.; FUCK, R. A. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema

province evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 335–349, 2015. 2

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**, Elsevier, v. 35, n. 12, p. 2295–2303, 2009. 22, 24

NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, v. 22, p. 1031, doi:10.1029/2001TC001352, 2003. 6

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. **Precambrian Research**, v. 315, p. 45–65, 2018. 2

OLSEN, N.; FRIIS-CHRISTENSEN, E.; FLOBERGHAGEN, R.; ALKEN, P.; BEGGAN, C. D.; CHULLIAT, A.; DOORNBOS, E.; ENCARNAÇÃO, J. T. da; HAMILTON, B.; HULOT, G.; IJSSEL, J. van den; KUVSHINOV, A.; LESUR, V.; LÜHR, H.; MACMILLAN, S.; MAUS, S.; NOJA, M.; OLSEN, P. E. H.; PARK, J.; PLANK, G.; PÜTHE, C.; RAUBERG, J.; RITTER, P.; ROTHER, M.; SABAKA, T. J.; SCHACHTSCHNEIDER, R.; SIROL, O.; STOLLE, C.; THÉBAULT, E.; THOMSON, A. W. P.; TØFFNER-CLAUSEN, L.; VELÍMSKÝ, J.; VIGNERON, P.; VISSER, P. N. The Swarm Satellite Constellation Application and Research Facility (SCARF) and Swarm data products. **Earth, Planets and Space**, v. 65, p. 1189–1200, 2013. 27

ORNELLAS, L. D. **Inversão 3D de dados magnetotelúricos de um perfil através do cráton do São Francisco e da província Borborema**. Monografia (Trabalho de Graduação em Geofísica) — Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil, dez 2021. 33

PADILHA, A. L.; SANTOS-MATOS, A. C. L.; BATISTA, J. C.; VITORELLO Ícaro; PÁDUA, M. B.; FUCK, R. A. Magnetotelluric evidence for a Rhyacian suture zone hidden underneath the Seridó belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. **Precambrian Research**, v. 365, p. 106413, doi:10.1016/j.precamres.2021.106413, 2021. 27

PADILHA, A. L.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. B.; FUCK, R. A. Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by

magnetotellurics: Implications for the assembly of West Gondwana.

Tectonophysics, v. 699, p. 164–177, 2017. [2](#), [34](#)

PADILHA, A. L.; VITORELLO, I.; PÁDUA, M. B. P.; FUCK, R. A.

Magnetotelluric images of Paleoproterozoic accretion and Mesoproterozoic to Neoproterozoic reworking processes in the northern São Francisco Craton, central-eastern Brazil. **Precambrian Research**, v. 333, p. 105416

doi:10.1016/j.precamres.2019.105416, 2019. [2](#), [34](#)

PADILHA, A. L.; VITORELLO, ; PÁDUA, M. B.; FUCK, R. A. 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, p. 70–83, 2016. [34](#)

PÁDUA, M. B. D. **Estudos de indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de São Francisco**. Tese

(Tese de Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brasil, 2004. [11](#), [12](#)

PARKER, R. L.; BOOKER, J. R. Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements.

Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 98, p. 269–282, 1996. [22](#)

PARKINSON, W. Directions of rapid geomagnetic fluctuations. **Geophysical**

Journal International, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 2, n. 1, p. 1–14, 1959. [14](#)

SÁ, E. F. J. D.; MACEDO, M. H.; FUCK, R. A.; KAWASHITA, K. Terrenos

proterozóicos na província borborema e a margem norte do cráton São Francisco.

Brazilian Journal of Geology, v. 22, n. 4, p. 472–480, 1992. [5](#)

SANTOS, A. C. L. d. **Imageamento magnetotelúrico de estruturas da**

litosfera na porção SE da Província Borborema. 159 p. Tese (Doutorado em Geologia) — Universidade de Brasília, Brasília, Brasil, 2012. [7](#), [12](#), [19](#), [20](#)

SANTOS, E. J. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. Tese (Tese de

Doutorado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1995. [7](#)

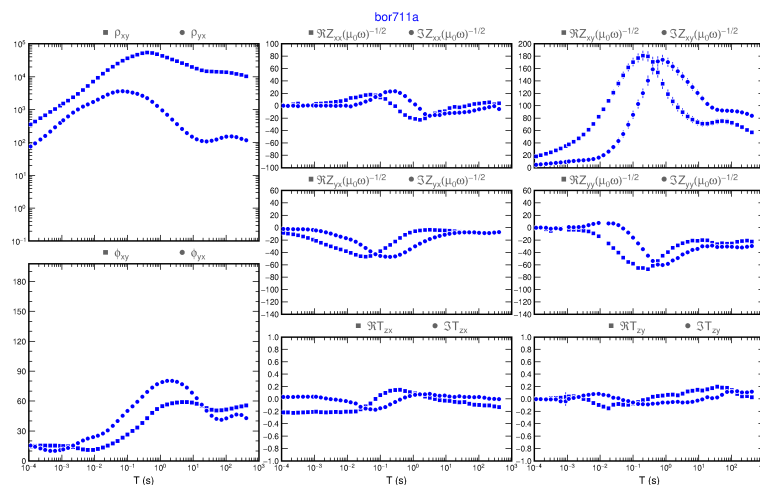
- SANTOS, E. J. Contexto geológico regional. In: MEDEIROS, V. (Ed.). **Programa de levantamentos geológicos básicos. Aracajú NE, Folha SC.24-X. Escala 1:500.000.** Brasília: CPRM, 2000. cap. 2, p. 3–7. 4, 6
- SANTOS, L. C. M. d. L.; CAXITO, F. Accretionary models for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province: advances and open questions. **Brazilian Journal of Geology**, SciELO Brasil, v. 51, p. 20200104, doi:10.1590/2317-4889202120200104, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1590/2317-4889202120200104>>. 2, 5
- SANTOS, L. C. M. d. L.; FUCK, R. A.; SANTOS, E. J. dos; DANTAS, E. L. Análise tectônica de terrenos: Metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplo das províncias Tocantins e Borborema, Brasil. **Geonomos**, v. 22, p. 51–63, 2014. 2
- SELWAY, K. On the causes of electrical conductivity anomalies in tectonically stable lithosphere. **Surveys in Geophysics**, v. 35, p. 219–257, 2014. 34
- TEIXEIRA, J. B. G.; SILVA, M. D. G. D.; ANDRADE, J. B. F. Iv-depósitos de cobre do vale do rio curaçá, bahia. 2010. 5
- TEIXEIRA, J. B. G.; SILVA, M. d. G. da; MISI, A.; CRUZ, S. C. P.; SÁ, J. H. da S. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Elsevier, v. 30, n. 2, p. 71–83, 2010. 5
- TIKHONOV, A. N. On the determination of electrical characteristics of deep layers of the Earth's crust. **Doklady Akademii Nauk**, v. 73, p. 295–297, 1950. 7
- TIKHONOV, A. N. On the solution of ill-posed problems and the method of regularization. **Doklady Akademii Nauk**, v. 151, n. 3, p. 501–504, 1963. 17
- UHLEIN, A.; CAXITO, F. A.; SANGLARD, J. C. D.; UHLEIN, G. J.; SUCKAU, G. L. Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Craton do São Francisco. **Geonomos**, v. 19, p. 8–31, 2011. 5, 6
- VOZOFF, K. The magnetotelluric method. In: NABIGHIAN, M. N. (Ed.). **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B.** [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1991. p. 641–712. 14

WEAVER, J. T.; AGARWAL, A. K.; LILLEY, F. Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 141, n. 2, p. 321–336, 2000. 22, 24

APÊNDICE A - Estimativa das funções de transferência MT

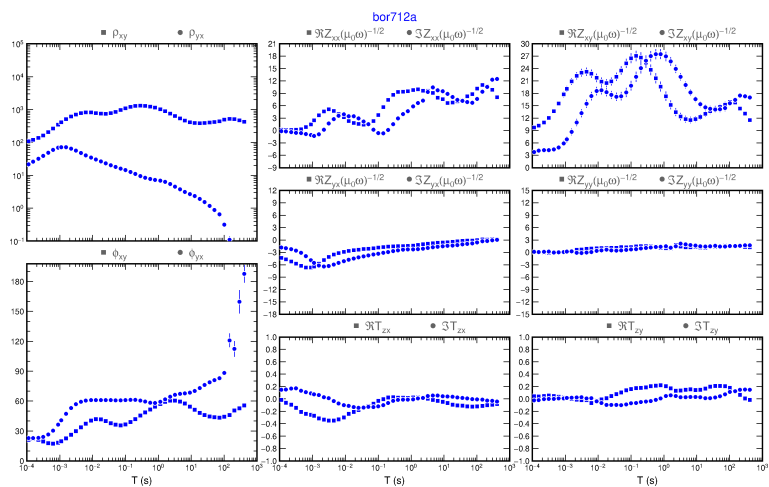
São apresentadas as estimativas para as funções de transferência MT para as 10 estações. São mostradas as curvas de resistividade aparente e fase para os elementos xy e yx , e as partes real e imaginária para as quatro componentes do tensor impedância e duas componentes do *tipper*.

Figura A.1 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor711a



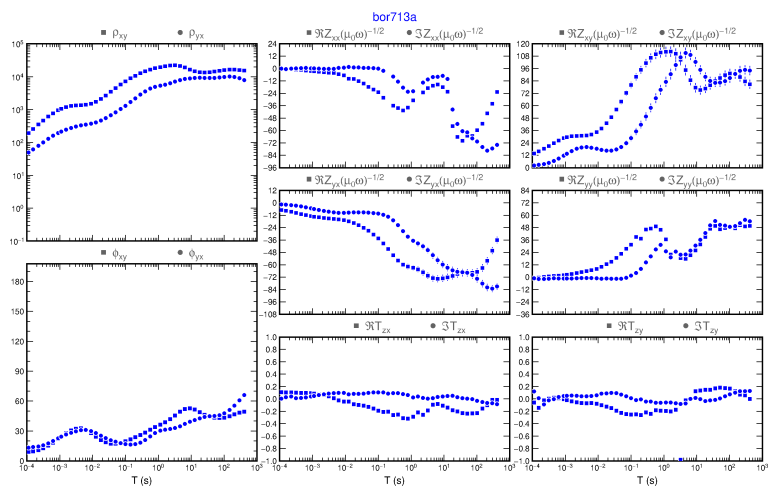
Fonte: Autor

Figura A.2 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor712a



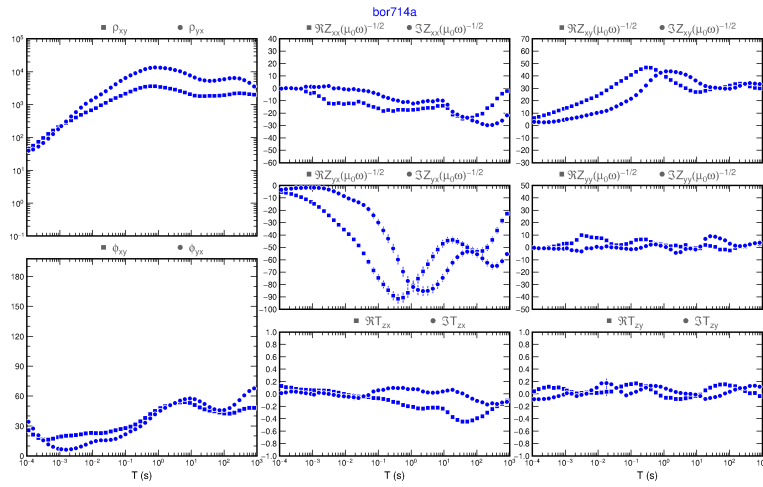
Fonte: Autor

Figura A.3 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor713a



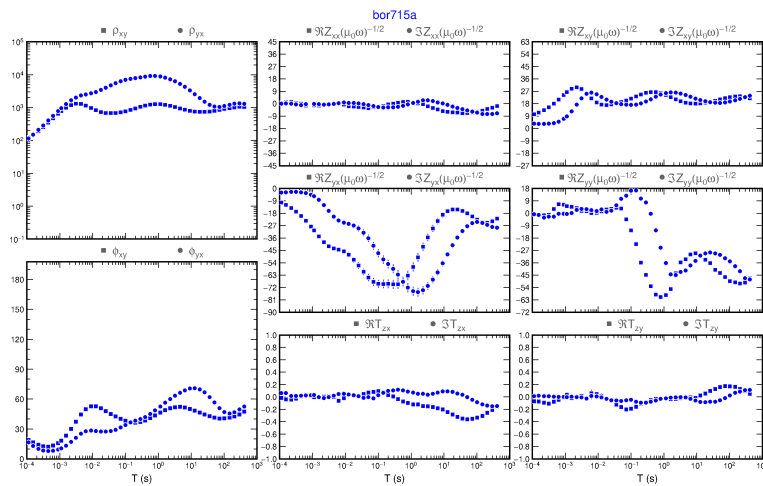
Fonte: Autor

Figura A.4 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor714a



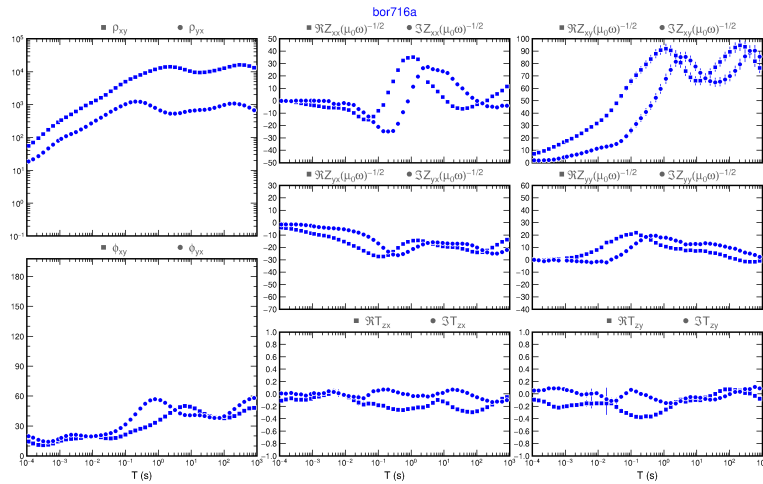
Fonte: Autor

Figura A.5 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor715a



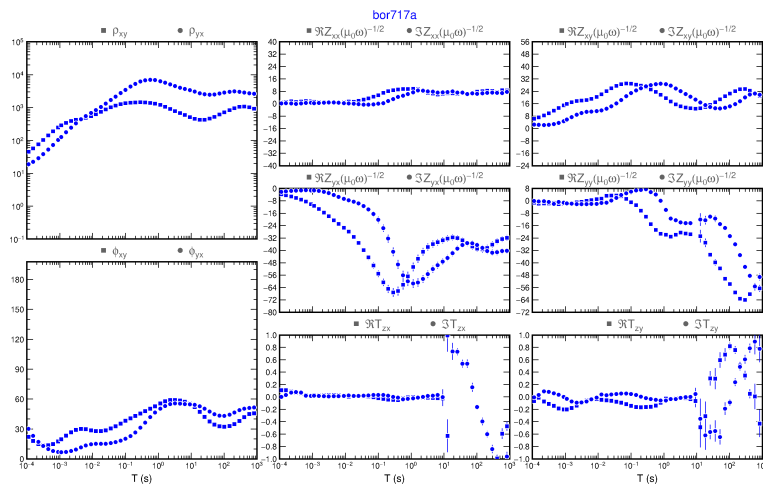
Fonte: Autor

Figura A.6 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor716a



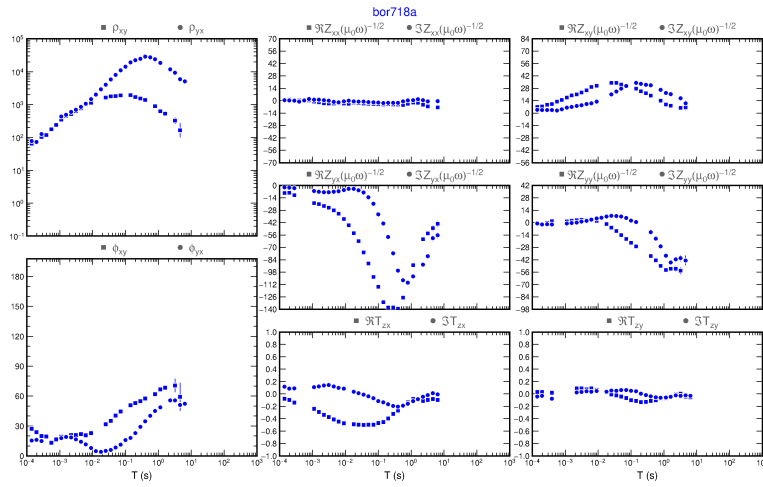
Fonte: Autor

Figura A.7 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor717a



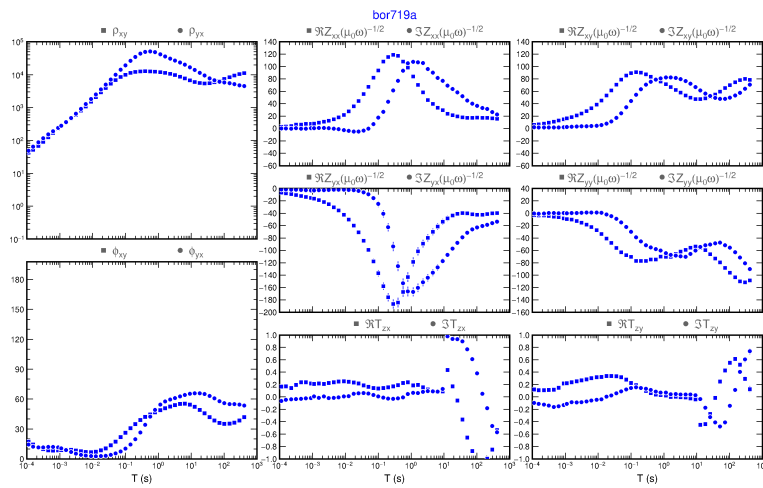
Fonte: Autor

Figura A.8 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor718a



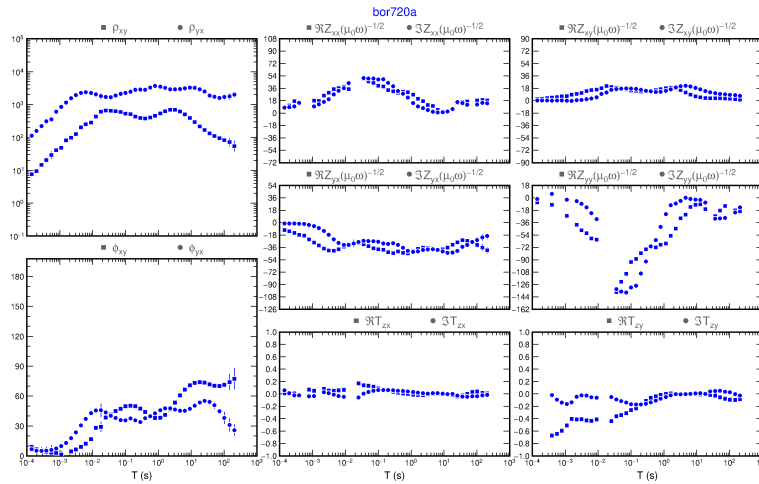
Fonte: Autor

Figura A.9 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor719a



Fonte: Autor

Figura A.10 - Estimativa das funções de transferência para a estação bor720a

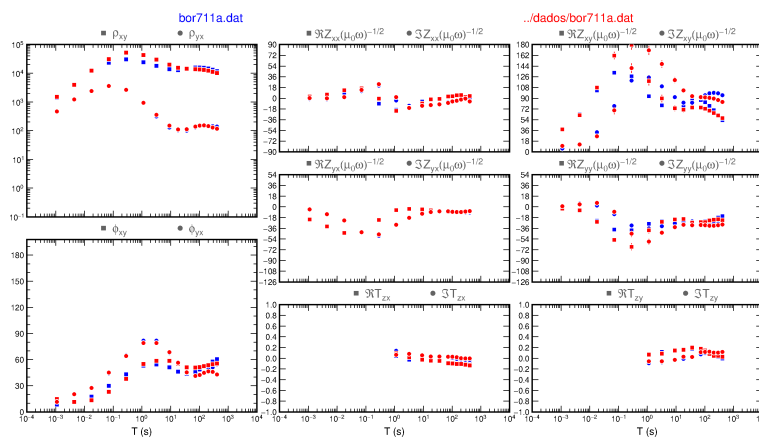


Fonte: Autor

APÊNDICE B - Comparação entre as funções de transferência medidas e preditas pelo modelo da inversão 3D

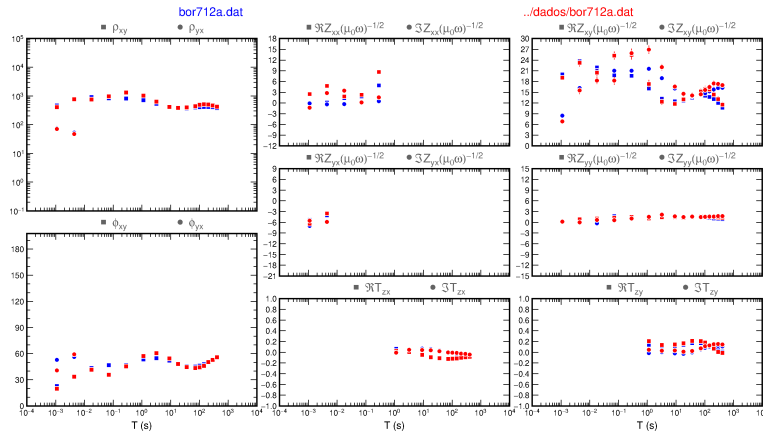
Comparação entre as funções transferência medidas (em vermelho) e preditas pelo modelo obtido pela inversão 3D (em azul).

Figura B.1 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor711a



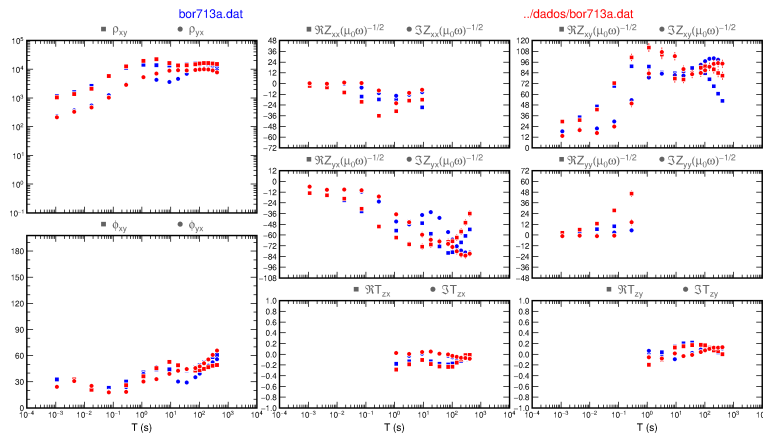
Fonte: Autor

Figura B.2 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor712a



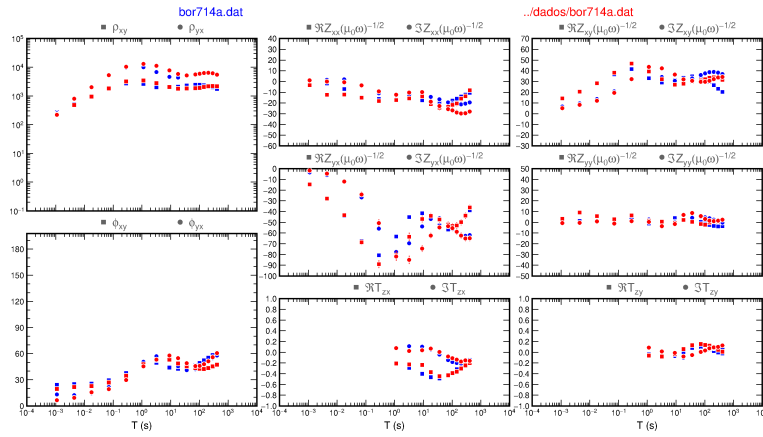
Fonte: Autor

Figura B.3 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor713a



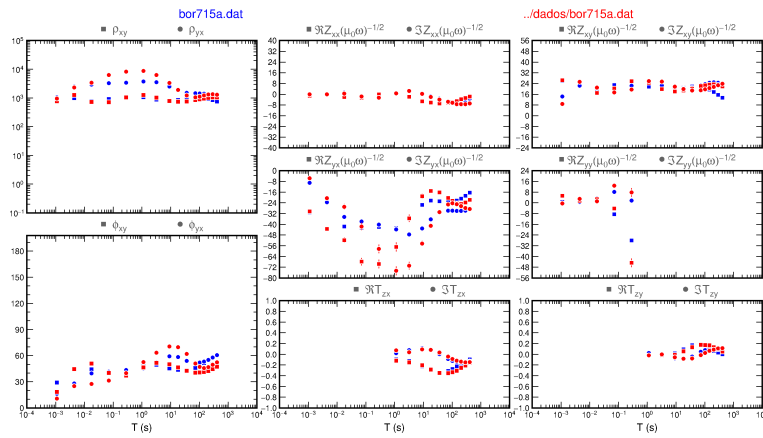
Fonte: Autor

Figura B.4 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor714a



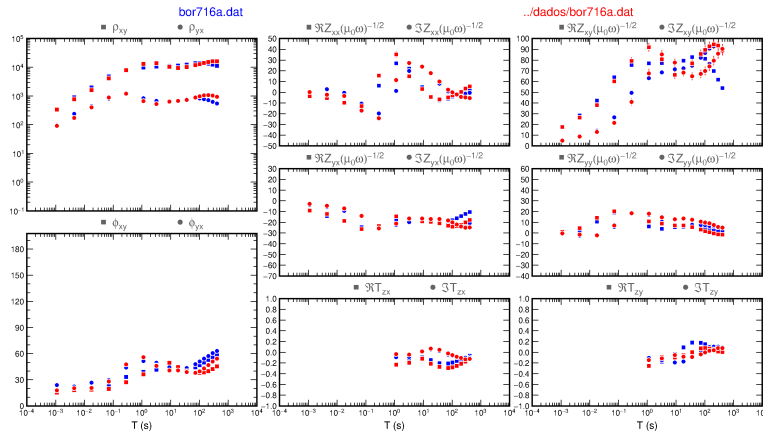
Fonte: Autor

Figura B.5 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor715a



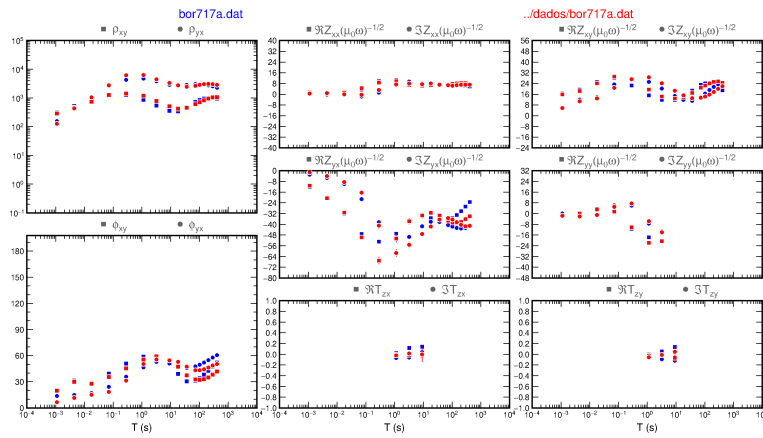
Fonte: Autor

Figura B.6 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor716a



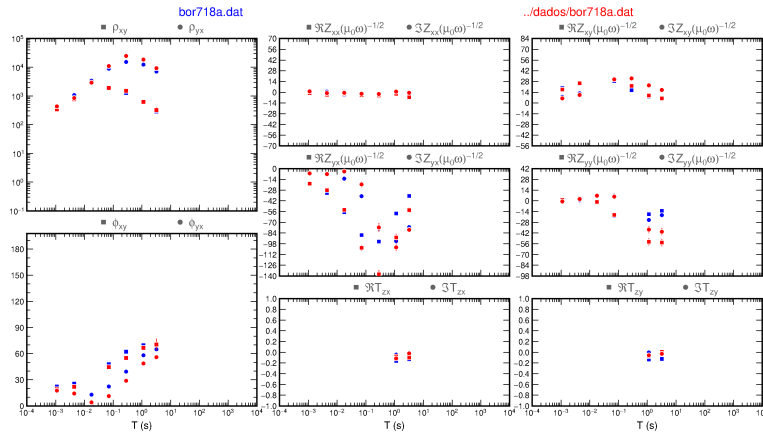
Fonte: Autor

Figura B.7 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor717a



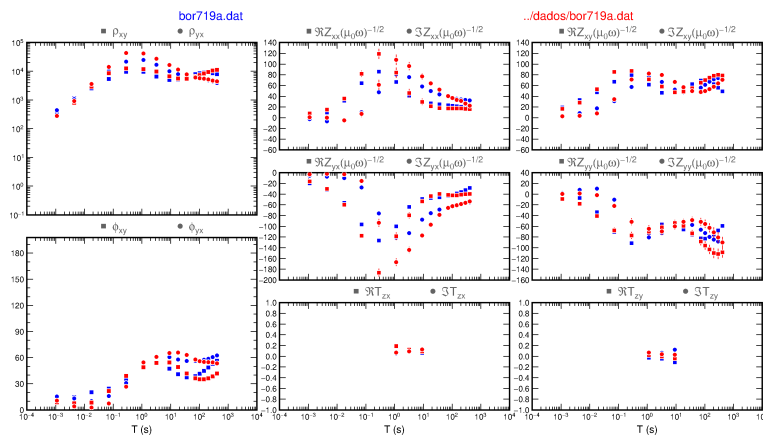
Fonte: Autor

Figura B.8 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor718a



Fonte: Autor

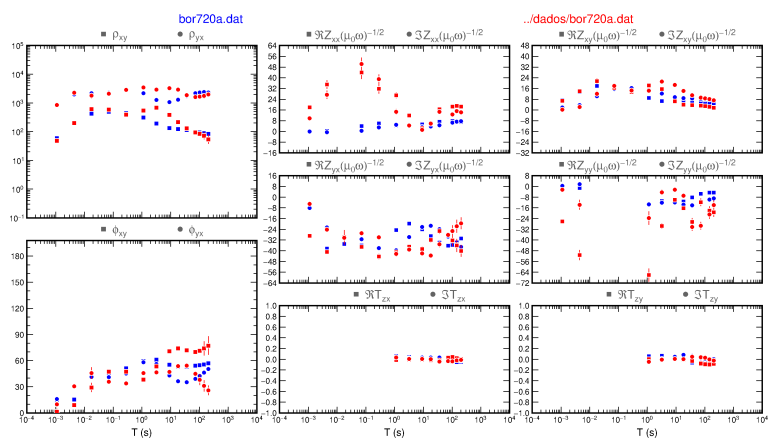
Figura B.9 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor719a



Fonte: Autor

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Figura B.10 - Comparação entre as funções de transferência para a estação bor720a



Fonte: Autor

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.