

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

ALANE NEVES BARBOSA

**ESTUDO MAGNETOTELÚRICO NA REGIÃO CENTRO-SUL DA PROVÍNCIA
BORBOREMA**

Caçapava do Sul - RS

2017

ALANE NEVES BARBOSA

**ESTUDO MAGNETOTELÚRICO NA REGIÃO CENTRO-SUL DA PROVÍNCIA
BORBOREMA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geofísica da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para a obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Orientadora: Dra. Andrea Cristina Lima dos Santos Matos

Coorientador: Dr. Antônio Lopes Padilha

Caçapava do Sul - RS

2017

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

N518e Neves Barbosa, Alane
ESTUDO MAGNETOTELÚRICO NA REGIÃO CENTRO-SUL DA PROVÍNCIA
BORBOREMA / Alane Neves Barbosa.
73 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade
Federal do Pampa, GEOFÍSICA, 2017.

"Orientação: Andrea Cristina Lima Santos Matos".

1. Magnetotelúrico. 2. Província Borborema. I. Título.

ALANE NEVES BARBOSA

ESTUDO MAGNETOTELÚRICO NA REGIÃO CENTRO-SUL DA PROVÍNCIA
BORBOREMA

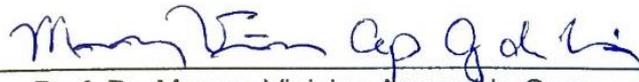
Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geofísica da Universidade
Federal do Pampa, como requisito parcial para
a obtenção do Título de Bacharel em
Geofísica.

Trabalho de conclusão de curso defendido e aprovado em: 27/11/2017.

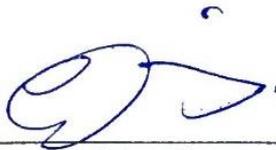
Banca examinadora:



Prof. Dra. Andréa Cristina Lima dos Santos Matos
Orientadora
UNIPAMPA



Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima
UNIPAMPA



Prof. Dr. Everton Frigo
UNIPAMPA

Com amor a meu pai, José Geraldo e aos
meus avós Bela e Vado.

AGRADECIMENTOS

Agradecer é o ato de reconhecimento que não estamos sozinhos e que constantemente dependemos uns dos outros para conseguir algo que tanto queremos. Assim, eu gostaria de agradecer primeiramente à Deus, por guiar meus passos durante esse trabalho e todo o período da graduação.

À minha orientadora Dra. Andréa Cristina Lima dos Santos Matos pelo voto de confiança e pelas orientações que permitiram que este trabalho se realizasse e meu coorientador Dr. Antônio Lopes Padilha por ofertar a estrutura do INPE, além do voto de confiança na realização desse trabalho.

Ao grupo GEOMA, em especial ao Rafael, José Antônio e o Dr. Marcelo Banik de Pádua, por estarem sempre disposto a saciar minhas dúvidas. Ao INPE, pelo acolhimento durante uma das etapas desse trabalho, a disponibilização de dados para realização desse trabalho e também a bolsa de iniciação científica em parceria com a CNPq.

Aos professores Dr. Marcus Vinicius, Dr. Everton Frigo e Dr. Vinicius Abreu pelas considerações com objetivo de melhorar esse trabalho. À Universidade Federal do Pampa (Unipampa) representada por seu corpo docente, técnicos em educação e servidores terceirizados, pela formação profissional e suporte durante a caminhada.

À minha mãe, Eliane Stela, por ser amor estando do meu lado incentivando, apoiando e acreditando nos meus objetivos. Às minhas irmãs, Aline e Júnia, por abrirem mão do convívio do dia a dia em prol da minha realização profissional. À minha família, Pessoa Neves, pela torcida constante em todas as etapas da graduação. Aos meus padrinhos, Ivo e Lúcia, pelo incentivo desde a mudança da BA para RS até o término da graduação.

Ao Flavio, pela compreensão e companheirismo nessa etapa, além das incansáveis revisões e conselhos sobre esse texto. A Sra. Evelin e Sr. Paulo por estarem sempre dispostos em ajudar.

Aos amigos, Camila e David, obrigada por iniciarem essa caminhada, pela paciência e pelos trabalhos realizados juntos. Aos colegas, Andréia, Lissa, Marieli, Eduardo, Felipe, Lucas e Rodrigo, por me acolherem pós intercâmbio, pelas dúvidas compartilhadas e competições saudáveis que fazem a nossa turma estarem todos no mesmo vagão (como diz o Prof. Mario). Aos amigos que a faculdade me deu, em especial Jéssica, Karolina, Haline, Bruna, Paulo, Caiuan, Victor, Giovanna e Gleicy pelos momentos de diversão e companheirismo durante todo o tempo. Aos amigos da vida, em especial Mayara, Neto, Siena, Lucas, Karina, Camila Hita, Amanda Maciel, Eduarda, Jamile, Fernanda e Isabela, pela amizade a distância durante todos esses anos. Aos amigos que o intercâmbio me deu, por expandirem minha visão de mundo. Aos outros amigos que não foram citados, mas que torcem sempre por mim, meu muito obrigado!

“Feliz, aquele que vive sem pensar nos finais e revive seus começos por meio do amor. ”

Eu me chamo Antônio (Pedro Gabriel)

RESUMO

O método magnetotelúrico (MT), método geofísico passivo de sondagem eletromagnética, vem sendo cada vez mais utilizado como alternativa para estudo do arcabouço geológico. Assim, o presente trabalho propôs um estudo magnetotelúrico da subsuperfície da região centro-sul da Província Borborema para a obtenção dos parâmetros geoeletricos da crosta. A escolha da região é dada pela complexidade tectônica na qual a Província Borborema foi formada, além das escassas informações sobre seus limites em subsuperfície. Para a realização desse estudo foram utilizados dados magnetotelúricos, provenientes do projeto “Estudo da estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq, 573713/2008-1), disponibilizados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), de 33 estações dispostas em perfil quase linear que corta as principais estruturas e terrenos da área do estudo. Esses dados foram processados a partir de técnicas avançadas disponíveis para a comunidade de estudos de indução eletromagnética no interior da Terra e apresentadas em forma de pseudosseções. As pseudosseções consistem em seções das componentes do tensor impedância em função do período do sinal e sugere uma subsuperfície geoeletricamente heterogênea com estruturas muito resistivas com exceção nas regiões das bacias sedimentares Jatobá e Rio Peixe e nos subdomínios Alto Pajeú e Cabrobó que apresentam anomalias condutivas. Essas anomalias condutivas nas regiões das bacias sedimentares são correlacionadas com o pacote sedimentar já mapeado nessas áreas e as anomalias condutivas nos subdomínios Alto Pajeú e Cabrobó dispostas nos dados apresentam uma origem incerta.

Palavras-chave: Província Borborema, Magnetotelúrico, Processamento.

ABSTRACT

The Magnetotelluric method (MT), a geophysical method of passive electromagnetic polling, is an alternative for the study of the geologic outline, used more and more for this objective. Therefore, the present work proposes a magnetotelluric study of the subsurface of the south-central region of the Borborema Province to obtain the geoelectric parameters of the crust. The motivation for this work lays on the tectonic complexity in which the formation of Borborema province occurred, further on the rare information about it limits in subsurface. For the realization of this study, magnetotelluric data from 33 stations, placed in a semi linear profile, obtained through project "Estudo da estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil" (MCT/CNPq, 573713/2008-1), made available by the "Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)" was used. The processing of this data used advanced technics, available for the community of electromagnetics studies in the earth core and presented in the form of pseudosections. The pseudosections consist of sections of the components of the tensor impedance as a function of the signal period and suggest a geoelectrically heterogeneous subsurface with very resistive structures except in the regions of the Jatobá and Rio Peixe sedimentary basins and in the sub domain Alto Pajeú and Cabrobó that have conductive anomalies. These conductive anomalies in the regions of the sedimentary basins are correlated with the sedimentary package already mapped in these areas and the conductive anomalies in the subdomain Alto Pajeú and Cabrobó arranged in the data present an uncertain origin.

Keywords: Borborema Province, Magnetotelluric, Processing.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de Localização da Província Borborema.....	16
Figura 2 – Mapa Cronoestratigráfico simplificado da Província Borborema.....	18
Figura 3 – Domínios Geofísicos-Tectônicos.....	20
Figura 4 – Mapa das Estações MT em seus respectivos domínios Geofísicos-Tectônicos.....	21
Figura 5 – Interação do vento solar com a magnetosfera.....	26
Figura 6 - Espectro de amplitude do campo geomagnético, com identificação de algumas das principais fontes de pulsações do campo.....	27
Figura 7 – Representação ilustrativa referente aos fenômenos meteorológicos.....	28
Figura 8 – Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método.....	29
Figura 9 – Intervalos de variação mais comuns para algumas rochas e minerais.....	37
Figura 10 - Esquema ilustrativo do equipamento montado em campo.....	38
Figura 11 - Fotos da Instalação do equipamento em campo. Em A, a disposição do magnetômetro antes de ser enterrado. B mostra a conexão entre a central de processamento, os eletrodos e os magnetômetros. Em C e D, o equipamento pronto para começar a aquisição. Em E a realização do “disparo” (início da aquisição magnetotelúrica)	39
Figura 12 - Fluxograma de processamento.....	45
Figura 13 - Curvas de resistividade aparente e fase (estação 20a) como exemplo do resultado do processamento e união das bandas A, B, C e D.....	47
Figura 14 - Curvas de resistividade aparente e fase resultantes da estimativa pelo programa RHOPPLUS sobrepostas a dados experimentais.....	48
Figura 15 – Pseudosseção, interpolada, do logaritmo na base 10 da resistividade aparente do tensor de impedância para a direção XY utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)	50
Figura 16 – Pseudosseção, interpolada, do logaritmo na base 10 da resistividade aparente do tensor de impedância para a direção YX utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)	50
Figura 17 – Pseudosseção, interpolada, da fase do tensor de impedância para a direção XY utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)	51

Figura 18 – Pseudosseção, interpolada, da fase do tensor de impedância para a direção YX utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPPLUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)	51
Figura 19 - Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil bor6 com base no WALDIM em função do período.....	52
Figura 20 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 00a, 01a, 01b e 02a, obtidos a partir dos dados brutos.....	65
Figura 21 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 02b, 03a, 03b e 04a, obtidos a partir dos dados brutos.....	66
Figura 22 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 04b, 05a, 05b e 06a, obtidos a partir dos dados brutos.....	67
Figura 23 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 06b, 07a, 07b e 08a, obtidos a partir dos dados brutos.....	68
Figura 24 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 08b, 08c, 09b e 10a, obtidos a partir dos dados brutos.....	69
Figura 25 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 10b, 11a, 11b e 12a, obtidos a partir dos dados brutos.	70
Figura 26 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 12b, 13a, 14a e 15a, obtidos a partir dos dados brutos.....	71
Figura 27 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 16a, 17a, 18a e 19a, obtidos a partir dos dados brutos.....	72
Figura 28 - Gráfico de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para a estação 20a obtido a partir dos dados brutos.....	73

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

1D – Unidimensional

2D – Bidimensional

3D – Tridimensional

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

EM – Eletromagnético

ET – Estudos Tectônicos

GEOMA – Grupo de Estudos de Geomagnetismo

INCT – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

MCT - Ministério da Ciência e Tecnologia

MT – Magnetotelúrico

N – Norte

NO – Noroeste

SE – Sudeste

SI – Sistema Internacional

LISTA DE SÍMBOLOS

\vec{J} – Vetor densidade total da corrente elétrica

σ – Condutividade elétrica do meio

\vec{E} – Vetor campo elétrico

$\vec{\nabla}$ - Operador Nabla

\vec{D} – Vetor indução elétrica

\vec{B} – Vetor indução magnética

∂_t – Variação no tempo

\vec{H} – Vetor intensidade magnética

μ – Permeabilidade magnética do meio

ε – Permissividade dielétrica do meio

μ_0 – Permeabilidade magnética no vácuo

$\vec{\nabla}^2$ – Operador Laplaciano

ω – Frequência angular

δ – Profundidade peculiar (*Skin depth*)

ρ_a – Resistividade aparente

φ – Fase

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Objetivo	14
1.1.1	Objetivos Específicos.....	14
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1	Área de Estudo.....	15
2.2	Contexto Geológico.....	16
2.2.1	Geologia Regional	19
3	FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	24
3.1	Tipos de Fontes dos Campos de Indução	25
3.1.1	Fontes de Baixa Frequência (< 1Hz).....	26
3.1.2	Fontes de Alta Frequência (> 1Hz)	27
3.2	Faixa de Frequência	28
3.3	Princípios Físicos	29
3.3.1	As Equações de Maxwell	29
3.3.2	<i>Skin Depth</i> – Profundidades de Investigação	33
3.4	Dimensionalidade das Estruturas da Terra	34
3.4.1	Terra Unidimensional (1D)	34
3.4.2	Terra Bidimensional (2D)	35
3.4.3	Terra Tridimensional (3D).....	35
4	MATERIAIS E MÉTODO	36
4.1	Resistividade elétrica das Rochas	36
4.2	Aquisição Magnetotelúrica	37
4.3	Tensor Impedância	41
4.3.1	Método dos Mínimos Quadrados	42
4.3.2	Referência Remota	43
4.3.3	Métodos Robustos.....	43
4.4	Processamento dos Dados	44
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	48
6	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	53
	REFERÊNCIAS	55
	APÊNDICE A	65

1 INTRODUÇÃO

A Província Borborema, localizada no nordeste do Brasil, consiste em um complexo conjunto de blocos crustais de diferentes idades, origem e evolução, amalgamados durante o Ciclo Brasileiro (850 - 500 Ma). Esse ciclo foi composto por uma série de eventos tectono-orogênicos desencadeados no final do Neoproterozoico Superior, resultando na formação de unidades litoestruturais de rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares consolidadas na crosta (ALMEIDA et al., 1981).

Diferentes autores vêm contribuindo para aumentar o conhecimento do arcabouço geológico e estrutural da Província Borborema (SANTOS-MATOS, 2012; SANTOS-MATOS et al., 2014; PADILHA et al., 2016). No entanto a complexidade tectônica do Nordeste Brasileiro, tem desafiado inúmeros pesquisadores ao longo dos anos. As diversas controvérsias com relação aos inúmeros segmentos geológicos com características próprias, reunidos em subdomínios e domínios, existentes na Província Borborema, apesar de razoavelmente bem conhecidos e delimitados em superfície, ainda não tiveram estabelecidas a verdadeira natureza dos seus limites em subsuperfície. Assim, a utilização do método geofísico magnetotelúrico se apresenta como uma importante ferramenta para o aprofundamento do conhecimento acerca dos processos ocorridos na Província Borborema.

O método magnetotelúrico (MT) fornece imagens do subsolo com uma resolução intermediária entre a da sísmica de reflexão e dos métodos potenciais. Além de se apresentar, nos últimos anos, como alternativa onde o método sísmico encontra dificuldade em obter uma resposta sobre a subsuperfície. Geralmente, isso ocorre em situações de geologia complexa como imageamento de estruturas sub-basáltica, sub-sal e conformidade da estrutura abaixo de espessas camadas de carbonatos.

Assim, devido a sua versatilidade, o método MT, vem sendo utilizado com certa frequência dada as suas especificidades. Este método destaca-se por ser não danoso ao meio ambiente e por oferecer informações estruturais e estratigráficas para exploração de grandes áreas.

O MT caracteriza-se por ser um método eletromagnético, no domínio da frequência, que informa sobre a distribuição da resistividade das rochas em subsuperfície. Este método usa como fonte as variações dos campos de indução magnética, com frequências entre 0,0001 a 10000 Hz.

A aplicabilidade do MT, segundo Chave e Jones (2012, p. 1, tradução nossa), tem sido cada vez maior devido a revolução ocorrida na metodologia desta técnica nos últimos 35 anos, impulsionada por quatro fatores:

- a) O surgimento de sensores digitais eletromagnéticos de 24 bits e tecnologias de gravação;
- b) Melhorias na compreensão do ruído em medições eletromagnéticas, com a evolução concomitante de algoritmos de processamento de dados;
- c) Avanços na capacidade de reconhecer e remover a distorção pela proximidade da estrutura de superfície ao ponto de medição;
- d) Desenvolvimento de modelos rápidos de duas e três dimensões (2D e 3D) de modelagem e inversão simultâneos ao aumento constante do poder dos computadores.

O escopo deste trabalho, inserido no projeto “Estudo da estrutura da litosfera do Nordeste do Brasil” (MCT/CNPq, 573713/2008-1) no âmbito do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET), consistirá no processamento e interpretação de dados geofísicos magnetotelúricos e integração com mapa geológico em um perfil linear que corta transversalmente as principais estruturas e terrenos na região centro-sul da Província Borborema.

1.1 Objetivo

O objetivo deste trabalho é a obtenção de parâmetros geoeletricos em subsuperfície na região da Centro-Sul da Província Borborema, por meio do método magnetotelúrico (MT), que se baseia nas leis do eletromagnetismo, descrevendo a propagação de um campo magnético variável no tempo em um meio condutor. Assim, espera-se obter esses parâmetros de modo a contribuir no conhecimento acerca da região estudada. Além disso, correlacionar as componentes do tensor impedância (fase e resistividade), obtidos por meio do método, com a geologia de superfície na região centro-sul da Província Borborema.

1.1.1 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos referentes a esse trabalho são:

- a) Processar medidas magnetotelúricas através de programas livres, utilizando técnicas de análise espectral em séries temporais coletadas (processamento robusto);

- b) Apresentar uma análise qualitativa entre as componentes do tensor impedância e a geologia de superfície, para isso foram construídas pseudosseções nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX);
- c) Colaborar acrescentando mais informações geofísicas para a região estudada.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Ao longo dos anos, alguns importantes estudos geológicos e geofísicos realizados na Província Borborema buscaram modelos que explicassem a evolução de toda a Província Borborema. No geral, a maioria desses estudos apresentam um caráter regional envolvendo pequenas áreas. A exemplo temos Amaral (2007) que integrou dados aerogeofísicos com a geologia para a região do Domínio Ceará Central, Gonçalves (2009) que através de dados aeromagnéticos faz uma análise do arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte, Cacama (2015) também integra dados aerogeofísicos com informações estruturais do Lineamento Transbrasiliano dentro da Província Borborema.

Os estudos de Oliveira & Santos (1999), Oliveira et al., (2000) e Oliveira (2008), foram os primeiros a realizarem integração de dados geológicos e geofísicos para toda a Província. Além disso, há trabalhos que relacionam a Província com o restante do território Brasileiro, tais como: mapas gravimétricos, magnéticos e tomográficos.

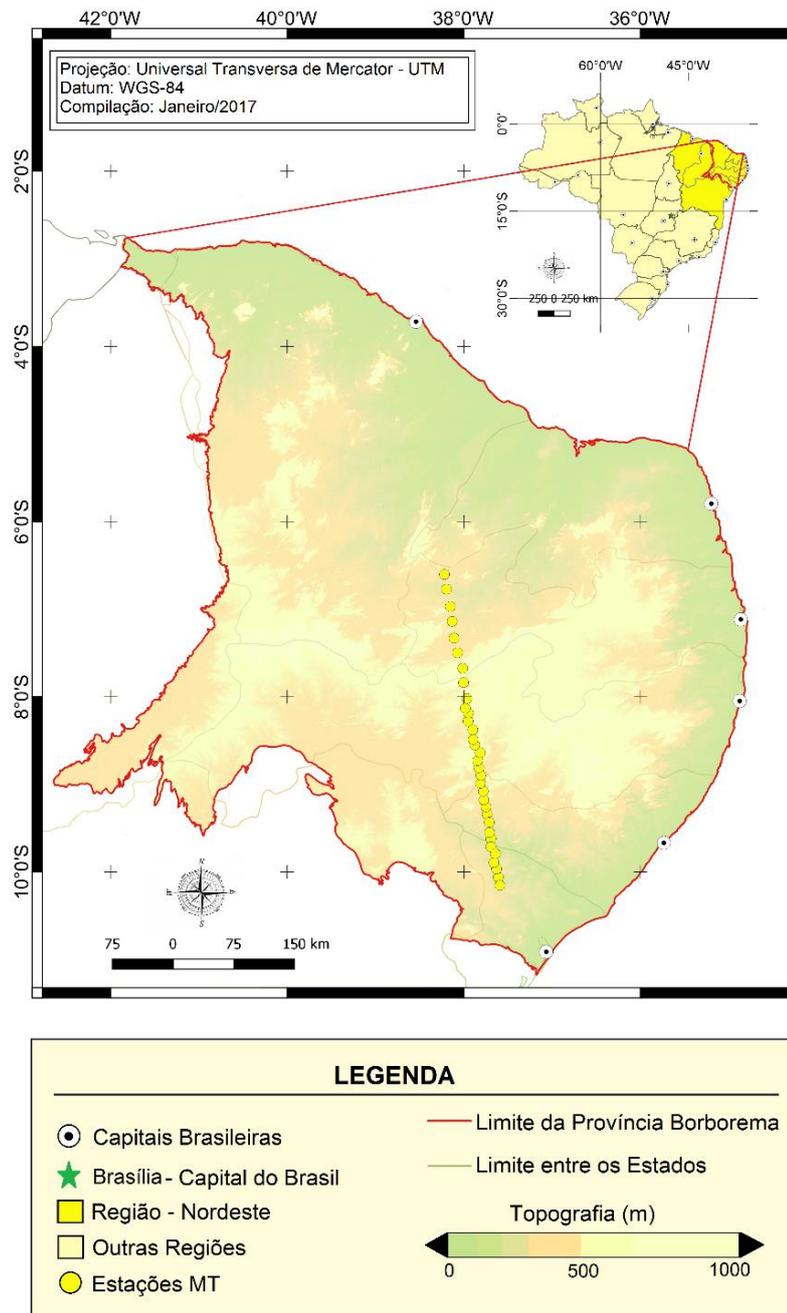
Outros estudos realizados na Província levaram a estimativas de espessuras crustais (LLOYD et al., 2010; SOARES et al., 2011; OLIVEIRA e MEDEIROS, 2012; ASSUMPÇÃO et al., 2013; ALMEIDA et al., 2015; LIMA et al., 2015), evidenciando em geral dois tipos de crosta: (i) uma mais fina, geralmente observada na borda da bacia de *rift* Potiguar, e (ii) outra mais espessa observada na região do Planalto da Borborema. Outros estudos, tais como Jardim de Sá et al. (1997), Campelo (1999) e Oliveira et al. (2001) são destacados pela investigação dos limites dos domínios, bem como investigação da continuação das zonas de cisalhamentos em profundidade por Medeiros (2004).

2.1 Área de Estudo

A área onde esse estudo foi realizado está localizada na região Nordeste do Brasil, conhecida geologicamente como Província Borborema (Figura 1). As 33 (trinta e três) estações de sondagem magnetotelúrica (representadas na Figura 1 como

círculos amarelos), foram dispostas em um perfil quase linear de aproximadamente 400 km de extensão, que inicia ao noroeste (NW) do estado da Paraíba e vai até norte (N) do estado de Sergipe, passando pelos estados de Alagoas e Pernambuco.

Figura 3 - Mapa de Localização da Província Borborema.



Fonte: Modificado de Miranda (2005) e Bizzi et al. (2003).

2.2 Contexto Geológico

Por ser um país continental, o Brasil apresenta uma grande diversidade geológica tendo seu arcabouço principalmente composto de rochas metamórficas e ígneas, quase que inteiramente da era Pré-cambriana (ALMEIDA et al., 1981). A

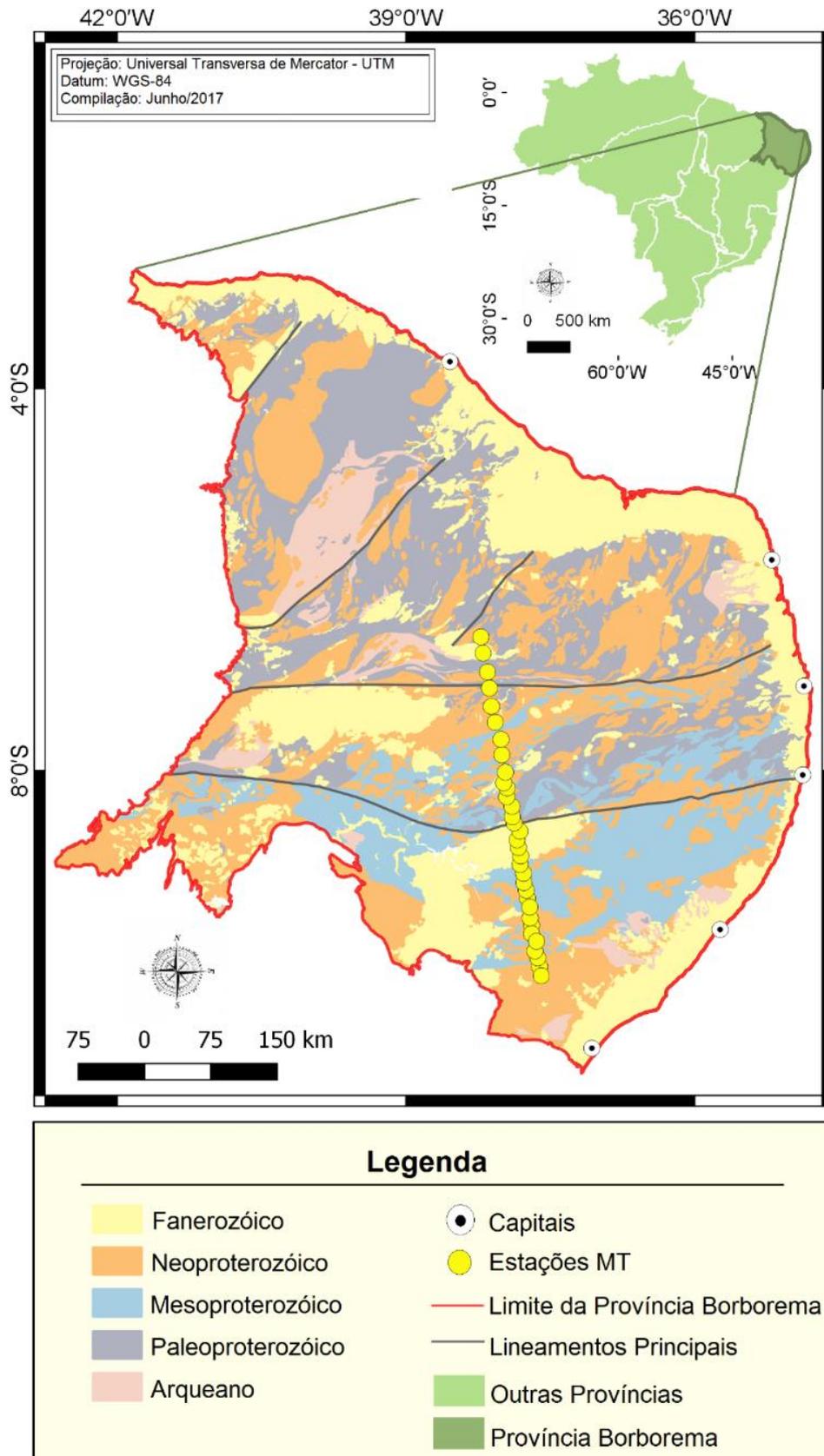
maior acumulação de cobertura sedimentar no Brasil ocorreu no Siluriano (444 – 416 Ma). Essa principal cobertura, preencheu as três maiores bacias sedimentares: Amazonas, Parnaíba e Paraná. As demais bacias sedimentares, de menor porte, têm idade variada e encontra-se espalhadas pelo território.

Considerando esses pressupostos, é possível reconhecer as províncias estruturais delimitadas por Almeida et al. (1981). Essas áreas apresentam características próprias de evolução estratigráfica, tectônica, metamórfica e magmática. A delimitação das províncias pode ocorrer através da geologia, com presenças de zonas de falhas, litologia e etc.

Assim, o Brasil pode ser dividido em 10 províncias: Província Rio Branco, Província Tapajós, Província São Francisco, Província Tocantins, Província Mantiqueira, Província Borborema, Província Amazonas, Província Parnaíba, Província Paraná e Província Costal, além da margem continental.

Como a área de estudo desse trabalho se encontra na Província Borborema (Figura 2), mais sobre a geologia dessa província será discutido nas subseções seguintes.

Figura 4 – Mapa Cronoestratigráfico simplificado da Província Borborema



Fonte: Adaptado de Bizzi et al. (2003).

2.2.1 Geologia Regional

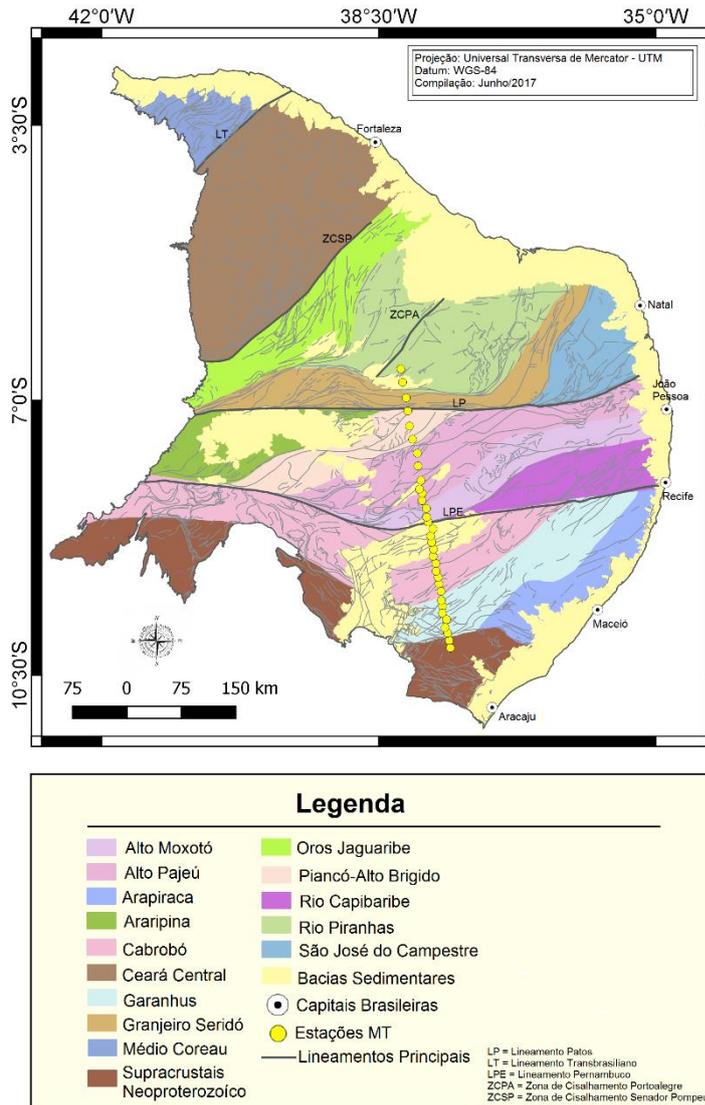
Devido à complexidade tectônica da Província Borborema, um modelo geológico, em origem e evolução da crosta continental, vem sendo discutido por diferentes pesquisadores, para determinar o que mais se adequa a essa estrutura geológica. Sabe-se que a Província Borborema se formou como resultado da convergência dos Crátons da África Ocidental-São Luís e São Francisco-Congo durante a montagem da Gondwana Ocidental.

Segundo Almeida et al. (1981), a Província Borborema caracteriza-se como um complexo conjunto de blocos crustais reunidos por causa de processos geológicos que finalizaram na Orogenia Brasileira/Pan-africana (700 a 450 Ma). Essa província limita-se a sul com o Cráton São Francisco; a oeste com a Bacia do Parnaíba (sedimentos fanerozóico); a norte e a leste com as bacias sedimentares costeiras e interiores do Nordeste do Brasil (bacias Potiguar, Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas, além da bacia Tucano-Jatobá que transpassa o limite da província com o Cráton São Francisco) (MEDEIROS, 2004).

A partir de dados geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd), foi possível dividir a Província Borborema em três segmentos tectônicos delimitados pelos extensos lineamentos de direção E-W (Lineamentos Patos e Pernambuco). Esses segmentos são chamados de Subprovíncia Setentrional, Subprovíncia da Zona Transversal ou Central e Subprovíncia Externa ou Meridional (VAN SCHUMS et al, 1995, 2011). Cada uma dessas subprovíncias ainda é subdividida em domínios e subdomínios caracterizados por particularidades geológicas e propriedades que permitem distinguir os domínios e subdomínios adjacentes.

Diversos autores (BRITO NEVES, 1975; ALMEIDA et al., 1976; SANTOS et al. 1984) propuseram modelos de compartilhamento sobre a Província Borborema em diferentes segmentos abrangendo faixas supracrustais e maciços medianos. A partir dessas subdivisões e utilizando a já determinada Faixa de Dobramentos Nordeste (SANTOS et al., 1984; JARDIM DE SÁ, 1994) classificaram essas subdivisões em domínios e terrenos tectono-estratigráfico. Entretanto, Oliveira (2008) propôs uma nova subdivisão contextualizada com estudos geofísicos para toda a província (Figura 3), sendo essa a subdivisão adotada, a fins de comparação, nesse trabalho.

Figura 3 – Domínios Geofísicos-Tectônicos



Fonte: Modificado de Oliveira (2008) e Cordani et al. (2016).

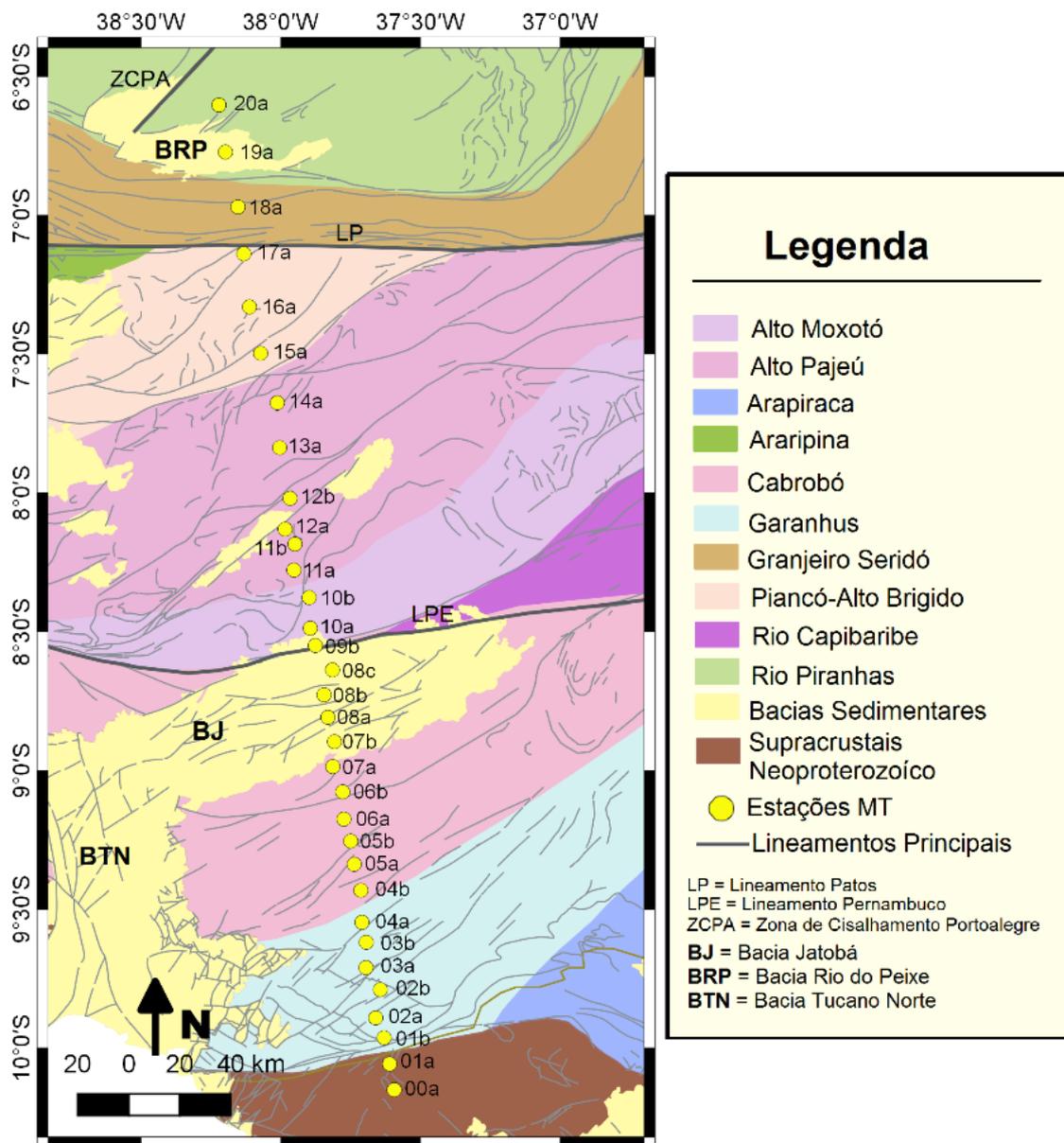
A partir do modelo proposto de Oliveira (2008) a Província Borborema é dividida em cinco maiores domínios geofísicos-tectônicos: Médio Coreau, Ceará, Rio Grande do Norte, Central (Transversal) e Sul. Esses domínios maiores ainda podem ser dividido em subdomínios ou domínios menores. São eles:

- Médio Coreau: Médio Coreau (MC);
- Ceará: Ceará Central (CC), Jaguaribe (JG);
- Rio Grande do Norte: São José do Campestre (SJC), Granjeiro-Seridó (GSE), Rio Piranhas (RP);
- Central (Transversal): Rio Capibaribe (RC), Alto Moxotó (AM), Alto Pajeú (AP), Piancó-Alto Brígida (PAB), Araripina (ARP);
- Sul: Arapiraca (AR), Ganhuns (GA), Cabrobó (CAB).

Além desses domínios, destaca-se a presença dos seguintes principais lineamentos localizados na província: Lineamento Transbrasiliano (LT), Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPA), Lineamento Patos (LP) e Lineamento Pernambuco (LPE).

O perfil, NNW-SSE, onde os dados estão dispostos, atravessa a Província Borborema pelos domínios RP, GSE, PAB, AP, AM, CAB e GA, Bacias sedimentares Jatobá e Rio do Peixe, Lineamentos Pernambuco e Patos e uma área de origem supracrustal neoproterozóica, como mostra a Figura 4.

Figura 4 – Mapa das Estações MT em seus respectivos domínios Geofísicos-Tectônicos



Fonte: Modificado de Oliveira (2008).

O subdomínio Rio Piranhas apresenta um embasamento paleoproterozóico da Faixa Seridó com exposições de rochas metassedimentares e magmatismo neoproterozóico. Esse subdomínio é composto principalmente por ortognaisses cálcio-alcálicos do Complexo Caicó (JARDIM DE SÁ, 1994, apud DELGADO et al., 2003).

O subdomínio Granjeiro Seridó corresponde, em parte, ao Terreno Granjeiro de Santos (2000). Esse subdomínio ocorre ao longo de uma faixa contínua de direção predominantemente E-W, que se inflete para SW-NE na sua porção mais oeste (DELGADO et al., 2003). Ainda, esse subdomínio é composto por duas associações litoestratigráficas distintas. A mais antiga é representada por uma sequência supracrustal formada por metamórficas anfibolitizadas, tufos máficos, félsicos e rochas metaultramáficas associadas a gnaiss, xisto, rocha calcissilicática, metacalcário, quartzito e formação ferrífera bandada, que caracterizam uma associação vulcanossedimentar, comuns em ambiente de crosta oceânica (VASCONCELOS, 1998). Na região da Faixa Seridó, segundo Moreira et al. (1989), há blocos máficos e magnéticos na crosta inferior que estão em superposição com sequências metassedimentares.

O subdomínio Piancó-Alto Brigido, que corresponde ao terreno Piancó – Alto Brígida de Santos (2000). Ele é constituído por rochas metassedimentares do Grupo Cachoeirinha (SILVA FILHO et al., 1985; BITTAR, 1998; MEDEIROS, 2004) e por rochas plutônicas neoproterozóicas do tipo Conceição e Itaporanga (SIAL, 1986).

O subdomínio Alto Pajeú, que corresponde ao Terreno Alto Pajeú de Santos (2000), é caracterizado por rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas que pertencem à Suíte Cariri Velhos de idades eoneoproterozóicas, além da ocorrência de plútons relacionados ao evento brasileiro (DELGADO et al., 2003). Segundo Rodrigues e Brito Neves (2008), esse terreno possui associação vulcanosedimentar denominada de complexo São Caetano que é caracterizado como uma sequência metassedimentar e metavulcanoclástica predominantemente félsica-intermediária.

O subdomínio Alto Moxotó, que corresponde ao Terreno Alto Moxotó de Santos (2000), é caracterizado por ter o seu embasamento constituído por ortognaisses migmatíticos dioríticos-granodioríticos a tonalíticos, do paleoproterozóica, havendo evidências de protolitos do arqueano (BRITO NEVES et al., 2000; RODRIGUES e BRITO NEVES, 2008). Esse embasamento é sobreposto pelas sequências

metavulcanossedimentares do Complexo Sertânia. Tanto o embasamento, como a sua sobreposição são intrudidos pelas rochas félsicas e máficas. Acima de todo esse conjunto descrito, ainda há uma sequência metassedimentar do Neoproterozóico.

O subdomínio Cabrobó é composto pela porção interna da Faixa Riacho do Pontal que inclui as unidades Monte Orebe e Brejo Seco e a extremidade leste do Terreno Pernambuco-Alagoas, ambas unidades definidas em Santos (2000). Esse subdomínio é caracterizado por sequência metassedimentar, formada por xisto, paragnaisse, metagrauvaca, quartzito, rocha calcissilicática e mármore, e outra metavulcanossedimentar, que inclui adicionalmente metamáfito (DELGADO et al., 2003), além de um embasamento arqueano-paleoproterozóico (SANTOS, 1999; ANGELIM, 2001).

O subdomínio Garanhuns é caracterizado por rochas meso-neoproterozóicas, compostas por paragnaisses, ortognaisses, metaquartzitos e granitos (AMORIM, 1995; MEDEIROS, 2000; MENDES et al., 2008).

A Faixa Sergipana (dentro da região marrom da Figura 4), limita-se ao Sul com o Cráton São Francisco e a norte Maciço Pernambuco-Alagoas. Em sua estrutura litoestratigráfica, há a presença de diversos domínios: Canidé, Poço Redondo, Marancó, Macururé Vaza Barris e Estância (SILVA FILHO, 1989). Os três primeiros domínios são compostos por rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares e os três últimos por rochas metassedimentares (OLIVEIRA et al. 2010).

A Bacia sedimentar do Rio do Peixe é composta pela sub-bacias Brejo das Freiras, Sousa e Pombal (SANTOS et al. 2001). Segundo Ghignone et al. (1986 apud SILVA et al., 2003), essas bacias apresentam três ciclos granodecrescentes de sedimentação: o ciclo mais inferior consiste-se de conglomerados com clastos do embasamento, granodecrescentes ou desorganizados e siltitos vermelhos, interpretados como cones de dejeção, leques aluviais e fluxos de detritos; o intermediário é formado por ritmitos compostos por arenitos finos, micáceos, folhelhos e siltitos marrons e roxos, folhelhos verdes e calcários, algas e *duricrusts*, que foram interpretados como leques aluviais; o ciclo superior que é composto por arenitos grossos, feldspáticos, intercalados com folhelhos os quais possuem intercaladas cunhas de arenito e conglomerado e foi interpretado como cunhas de clásticos resultantes do rejuvenescimento do relevo a sul da bacia.

A Bacia sedimentar de Betânia, localizada na porção central do estado de Pernambuco, tem uma área de 280 km². Essa bacia é composta pela Formação

Tacaratu, de idade Siluro-Devoniano (~416 Ma), com coberturas colúvio-aluviais, de idade Tércio-Quaternária. A Formação Tacaratu é constituída, litologicamente, por arenitos esbranquiçados a róseos, médios a grosseiros, heterogêneos, de grãos subangulosos e subarredondados (AGUIAR et al., 2010).

A bacia sedimentar de Jatobá representa a parte mais ao norte do sistema de *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) e se estende por mais de 5000 km² (COSTA et al., 2007). A bacia está localizada acima do subdomínio Cabrobó, antigo Terreno Pernambuco-Alagoas definido por Santos (2000), e é preenchida por um pacote de mais de 3000 m de rochas siliciclásticas, composta principalmente de arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados. Sua origem está relacionada a uma série de eventos termomecânicos que ocorreram no Cretáceo Antigo e é estruturalmente caracterizada como um hemigraben (PERARO, 1995). Ussami et al. (1986) sugeriram que essa bacia foi formada pela extensão e rifteamento litosférico que levou à abertura do Atlântico Sul.

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Proposto por Tikhonov (1950) e por Cagniard (1953), o método Magnetotelúrico (MT) caracteriza-se por medir simultaneamente o sinal elétrico e o sinal magnético na superfície da Terra, com a finalidade de se obter um modelo geoeletrico do interior do planeta (PÁDUA, 2004). As medidas obtidas através desses sinais, correlacionam-se com as variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade e salinidade (SANTOS-MATOS, 2012).

Para o desenvolvimento do método MT, alguns princípios e hipóteses foram assumidas referente a indução eletromagnética na Terra por Cagniard (1953) e outros diversos autores, disposta da seguinte forma por Simpson e Bahr (2005, p. 16, tradução nossa).

- I. As equações gerais de Maxwell para o eletromagnetismo são obedecidas.
- II. A Terra não gera energia eletromagnética, apenas a dissipa ou a absorve.
- III. Todos os campos (elétrico e magnético) devem ser tratados como conservativos e analíticos quando distantes de sua origem.
- IV. As fontes naturais utilizadas pelos campos eletromagnéticos, são geradas por sistemas de correntes ionosféricas de grande escala localizadas distantes da superfície terrestre, devem ser tratadas como

ondas eletromagnéticas uniformes, plano polarizadas, que entram na Terra em uma incidência quase vertical. Esta suposição pode ser violada em regiões polares e equatoriais.

- V. Não é esperada uma acumulação sustentada de cargas elétricas livres dentro de uma Terra de multicamadas. Em uma Terra multidimensional, cargas podem se acumular seguindo descontinuidades. Isto gera um fenômeno não indutivo conhecido como *static shift*.
- VI. Cargas elétricas são conservadas, e a Terra se comporta como um condutor ôhmico, seguindo a equação:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \quad (1)$$

onde, \vec{j} é a densidade total da corrente elétrica (Am^{-2}), σ é a condutividade elétrica do meio (Sm^{-1}) e \vec{E} é o campo elétrico (Vm^{-1}).

- VII. O deslocamento do campo elétrico é quase estático para períodos de sondagens magnetotélúricas. Portanto, as correntes de deslocamento variáveis no tempo (decorrentes dos efeitos polarizantes) são insignificantes em comparação com as correntes de condução variáveis no tempo, o que promove o tratamento da indução eletromagnética da terra apenas como um processo de difusão.
- VIII. Qualquer variação na permissividade elétrica e na permeabilidade magnética das rochas são consideradas irrelevantes quando comparadas com as variações da condutividade elétrica no maciço rochoso.

3.1 Tipos de Fontes dos Campos de Indução

Os sinais eletromagnéticos (EM) naturais são gerados por diferentes fontes que vão do núcleo da Terra até às galáxias distantes e tem origem através de diferentes processos (VOZOFF, 1991). Na teoria do método MT leva em consideração as variações temporais dos campos elétrico e magnético naturais causadas pela incidência de ondas eletromagnéticas planas que se propagam verticalmente no interior da Terra (SANTOS-MATOS, 2012).

As causas dessas variações temporais, que serão discutidas melhor nas subseções posteriores, classificam as ondas eletromagnéticas em dois tipos: as ondas eletromagnéticas de baixas frequências (menor que 1 Hz) e as ondas eletromagnéticas de frequências maiores (maior que 1 Hz). Quando as ondas EM chegam em superfície, elas sofrem reflexão e refração, a maior parte da energia

envolvida nesse processo é refletida e a uma outra pequena parte percorre para o interior da Terra. Essa pequena parcela induz correntes telúricas em subsuperfície.

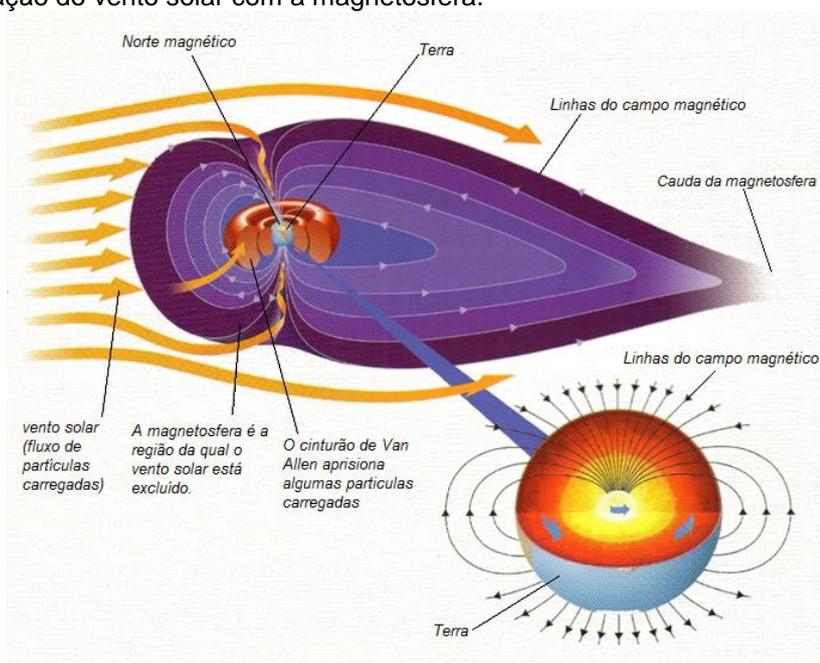
A resolução espacial da estrutura geoeétrica é limitada pela difusão das ondas eletromagnéticas no interior da Terra, enquanto a profundidade de penetração é limitada pela absorção exponencial da energia do campo incidente (MENEZES, 2013). Em geral, as frequências utilizadas no MT estão no intervalo de 10^{-4} a 10^4 Hz, que correspondem aos períodos de 10000 s (segundos) e 0,0001 s, respectivamente.

3.1.1 Fontes de Baixa Frequência (< 1Hz)

As fontes naturais que possuem frequências menores que 1Hz, são geradas através da interação da magnetosfera (campo magnético terrestre) e o vento solar (Figura 5). Destaca-se que por ser um processo lento, a variação secular do campo magnético não influencia nas campanhas magnetotelúricas.

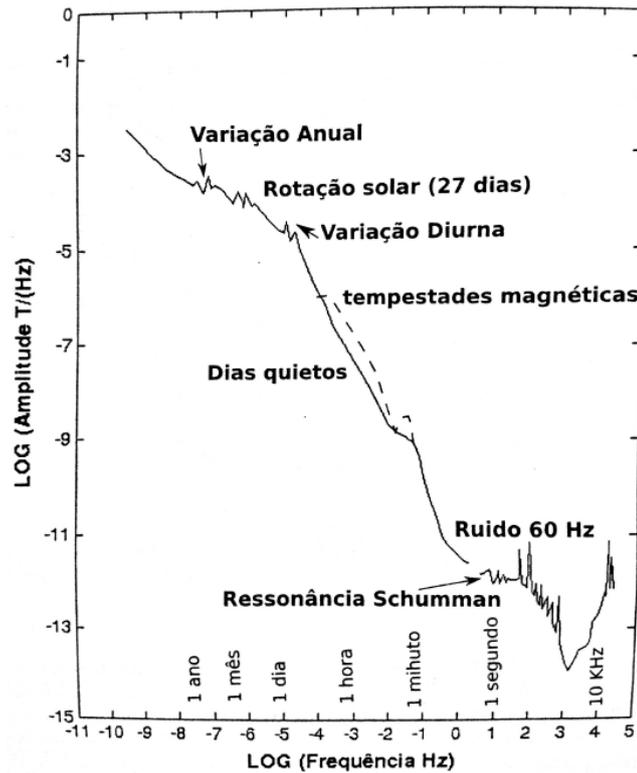
Segundo Kaufman e Keller (1981) o vento solar consiste praticamente de hidrogênio ionizado, sendo um plasma constituído de prótons e elétrons. A interação das partículas ionizadas do vento solar com principal campo magnético terrestre não é constante e causam significativas variações no campo magnético externo. Essas interações dão origem a sistemas de correntes na ionosfera e magnetosfera, as quais podem ser vistas com uma forma de variações geomagnéticas na superfície terrestre conhecidas como pulsações geomagnéticas (MENEZES, 2013).

Figura 5 – Interação do vento solar com a magnetosfera.



A figura a seguir (Figura 6) mostra o espectro de amplitude do campo magnético onde estão algumas das principais fontes do sinal magnetotélico. Cada uma possui um período característico. Nota-se que nos períodos em que ocorrem tempestades magnéticas a energia do campo é maior do que em dias calmos.

Figura 6 - Espectro de amplitude do campo geomagnético, com identificação de algumas das principais fontes de pulsações do campo.



Fonte: Menezes (2013)

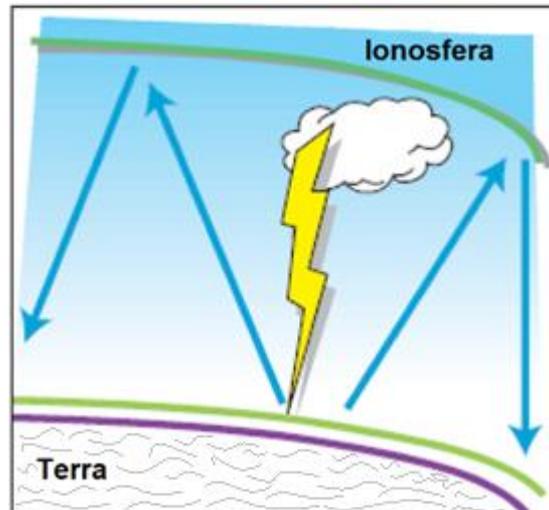
3.1.2 Fontes de Alta Frequência (> 1Hz)

As fontes Magnetotélicas com frequências acima de 1Hz relacionam-se com os fenômenos meteorológicos na atmosfera (eletricamente neutras), ou seja, tempestades que ocorrem no planeta geram descargas originadoras de pulsos eletromagnéticos chamados de esféricas, principalmente na área entre os trópicos (MENEZES, 2013). Esses pulsos eletromagnéticos se propagam juntamente com as ondas geradas pela ionosfera e superfície terrestre. A Figura 7 é uma representação ilustrativa referente a esses fenômenos meteorológicos.

Em todo o planeta Terra, tempestades elétricas são formadas dispondo de energia, através das descargas elétricas, suficiente para campanhas magnetotélicas no Brasil e ao redor do mundo. Entretanto, para essa energia ser

utilizada, essas fontes de alta frequência devem estar localizadas longes da área da aquisição. Caso haja tempestades na região da campanha magnetotelúrica, a aquisição deverá ser interrompida para proteger os equipamentos (MENEZES, 2013).

Figura 7 – Representação ilustrativa referente aos fenômenos meteorológicos.



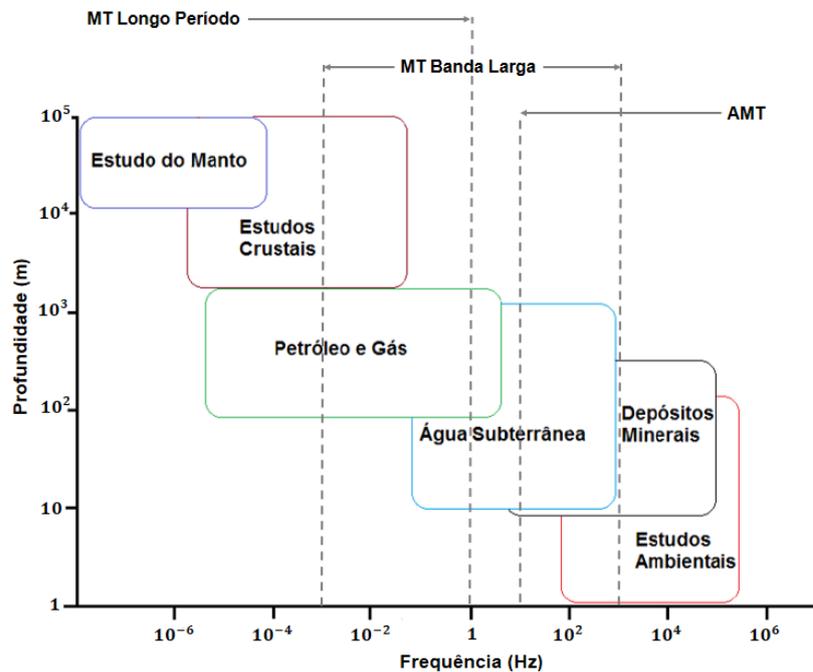
Fonte: Adaptado de Fontes (2010)

3.2 Faixa de Frequência

Os sinais eletromagnéticos naturais abrangem um espectro de frequência que varia de 10^{-6} até 10^5 Hz. Como esta faixa é considerada muito extensa, o método MT é dividido em três diferentes grupos a partir das seguintes faixas de frequência: MT Longo Período, MT Banda Larga e Audiomagnetotelúrico (AMT). Segundo Ribeiro (2017), a escolha da faixa de frequência de operação depende da profundidade do alvo uma vez que baixas frequências tem um grande poder de penetração, enquanto que altas frequências se limitam a profundidades mais rasas, porém com maior resolução. A Figura 8 mostra as faixas de frequência para cada um desses grupos e os relacionam com suas aplicações.

No gama de frequência de Longo período, entre 1 a valores maiores que 100000 segundos, há a exigência de que a aquisição seja feita durante vários dias com o intuito de obter uma longa série temporal para então, prover estatística para o cálculo do tensor impedância nos períodos de interesse. Como a Figura 8 mostra, as ondas eletromagnéticas de baixa frequência penetram em grandes profundidades, embora haja perda de resolução, esses dados são geralmente empregados em estudos tectônicos regionais e globais.

Figura 8 – Gráfico ilustrativo das faixas de frequência utilizadas pelo MT e as respectivas profundidades de investigação alcançadas relacionadas à área de aplicação do método.



Fonte: Adaptado de Lopes (2010) e Ribeiro (2017)

A faixa de frequência da Banda larga, como já dito, varia entre 0,001 Hz a 1000 Hz. Por estar numa região mais centralizada no gama de frequência, dados de Banda larga são aplicados em estudos regionais e de detalhes, meio ambiente, mineração e exploração de hidrocarbonetos. A duração de coleta dos dados de uma estação em campo varia de acordo com o objetivo da aquisição, quanto maior for a profundidade que se deseja alcançar maior será o tempo de aquisição da estação (MENEZES, 2013).

O audiomagnetotelúrico engloba a faixa de alta frequência, ou melhor, frequências acima de 10 Hz. Em geral, esse tipo de levantamento é empregado em escala de detalhe para investigações entre 500 a 1000 metros de profundidade para aplicações em estudos ambientais, geotecnia, água subterrânea e mineração.

3.3 Princípios Físicos

As equações e a fundamentação relacionados à teoria de indução eletromagnética estão detalhadamente descritas por Chave e Weidelt (2012).

3.3.1 As Equações de Maxwell

Como dito anteriormente, o método magnetotelúrico utiliza as variações naturais nos campos eletromagnéticos para sondar a estrutura geológica da Terra.

Assim, uma interpretação das relações entre as componentes dos campos pode fornecer uma imagem da distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície.

O conjunto de equações organizado por Maxwell, conhecido como equações de Maxwell, descreve a relação entre os campos magnéticos e elétricos, no domínio da frequência, independentemente de qual seja o meio em que esses campos estejam submersos. Assim, as equações de Maxwell apresenta-se no formato diferencial em situação de referência inercial de repouso ou movimento usando o sistema internacional (SI):

Lei de Gauss para o campo elétrico,

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho \quad (2)$$

Lei de Gauss para o campo magnético,

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (3)$$

Lei de Faraday,

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\partial_t \vec{B} \quad (4)$$

Lei de Ampère com os termos de Maxwell,

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \partial_t \vec{D} \quad (5)$$

onde, \vec{B} é o vetor de indução magnética (W/m^2 ou T), \vec{H} é o vetor campo magnético (A/m), \vec{D} é o vetor da indução elétrica (C/m^2 ou N/Vm), \vec{E} é o vetor do campo elétrico (V/m ou N/C), \vec{J} é o vetor da densidade da corrente elétrica (A/m^2) e ρ é a densidade da carga elétrica (C/m^3).

A Lei de Faraday, expressa na equação (4), resume que o campo magnético, variando temporalmente, induz “flutuações” em campo elétrico circulando em *loop* fechado com eixo orientado na direção do campo indutor. Já a Lei de Ampère corrigida por Maxwell, equação (5), infere que uma corrente elétrica em *loop* fechado terá associado a ela um campo magnético proporcional ao fluxo de corrente total. Assim, em razão das baixas intensidades dos campos eletromagnéticos naturais podem ser usadas as seguintes relações:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad \vec{D} = \epsilon \vec{E}, \quad \vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (6)$$

onde, ε é a permissividade elétrica (F/m), μ é a permeabilidade magnética (H/m ou N/A^2) e σ é a condutividade elétrica do meio (S/m), esses são parâmetros característicos em que as ondas se propagam.

Assim, para a crosta terrestre utiliza-se os seguintes valores $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$ e $\varepsilon = \varepsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} F/m$. Esses valores estão relacionados com um dos pressupostos do método MT, o qual diz que as variações em ε e μ são irrelevantes comparadas com as variações da condutividade da rocha. Isso é aplicado em estudos de prospecção, ao supor que os meios são isotrópicos e estáticos deixando de lado qualquer dependência temporal dos parâmetros. Essa suposição é feita porque, em geral, os elementos ε , μ e σ são expressos como tensores em meios anisotrópicos e podem variar no tempo.

Supondo campos harmônicos com dependência temporal $e^{i\omega t}$, onde ω é a frequência angular, as derivadas temporais podem ser expressas no domínio da frequência como:

$$\frac{\partial}{\partial t} = i\omega. \quad (7)$$

Rearranjando as equações (4) e (5) a partir das relações indicadas em (6) e admitindo a suposição acima, obtemos as seguintes equações:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -i\omega\mu\vec{H} \quad (8)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = (\sigma + i\omega\varepsilon)\vec{E} \quad (9)$$

O primeiro termo do lado direito, equação (9), representa as correntes de condução e o segundo termo, desse mesmo lado, representa as correntes de deslocamento. A razão entre os dois tipos de corrente é dada por:

$$\frac{i\omega\varepsilon\vec{E}}{\sigma\vec{E}} = \frac{\omega\varepsilon}{\sigma}. \quad (10)$$

Uma vez que o intervalo de frequências das sondagens MT está entre os valores de 1000 a 0,0001 Hz e as condutividades encontradas nos meios estudados estão na faixa de 0,1 a 10000 ohm.m, é possível desconsiderar as correntes de deslocamento, pois,

$$|i\omega\varepsilon\vec{E}| \ll |\sigma\vec{E}|. \quad (11)$$

Desse modo a equação (9) pode ser reduzida a:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \sigma\vec{E}. \quad (12)$$

Assim, a equação (12) demonstra que um campo magnético variando no tempo (\vec{H}) induz um campo elétrico (\vec{E}) que se propaga no interior da terra (correntes telúricas).

Para uma terra bidimensional (2D), os campos eletromagnéticos se decompõem em dois modos distintos de propagação de onda: o modo TE (*transversal electric*), no qual o campo elétrico (\vec{E}) possui componente somente na direção y (0, E_y , 0) e o campo magnético (\vec{H}) associado tenha as componentes na direção x e z (H_x , 0, H_z) e o modo TM (*transversal magnetic*) onde o campo elétrico possui componentes na direção x e z (E_x , 0, E_z), e o campo magnético somente na direção y (0, H_y , 0).

Calculando o rotacional em (8) temos:

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{E}) = -i\omega\mu\vec{\nabla} \times \vec{H} \quad (13)$$

Substituindo (12) em (13):

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{E}) = -i\omega\mu\sigma\vec{E} \quad (14)$$

Utilizando-se a propriedade do cálculo vetorial de identidade vetorial;

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{F}) = -(\vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla})\vec{F} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{F}) \quad (15)$$

temos:

$$-(\vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla})\vec{E} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{E}) = -i\omega\mu\sigma\vec{E} \quad (16)$$

que pode ser representa do por:

$$-\vec{\nabla}^2\vec{E} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{E}) = -i\omega\mu\sigma\vec{E} \quad (17)$$

onde, $\vec{\nabla}^2$ é o operador Laplaciano.

Considerando-se a região sem nenhum tipo de sinal ou fonte eletromagnética;

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = 0 \quad (18)$$

temos:

$$-\vec{\nabla}^2\vec{E} = -i\omega\mu\sigma\vec{E} \rightarrow \vec{\nabla}^2\vec{E} = i\omega\mu\sigma\vec{E} \quad (19)$$

Assim, podemos representar a equação (19):

$$\vec{\nabla}^2\vec{E} - i\omega\mu\sigma\vec{E} = 0. \quad (20)$$

A partir da suposição de que a onda plana está incidindo na superfície da terra, é possível desprezar as derivadas em relação a x e y. Dessa maneira:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + k^2 E_y = 0, \quad (21)$$

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + k^2 E_x = 0, \quad (22)$$

onde $k^2 = i\omega\mu$. Da equação (22) temos,

$$i\omega\mu H_x = \frac{\partial E_y}{\partial z}, \quad (23)$$

$$i\omega\mu H_y = \frac{\partial E_x}{\partial z}. \quad (24)$$

A solução das equações (21) e (22) é do tipo:

$$E(z) = Ae^{-kz} + Be^{kz},$$

em uma terra estratificada em n camadas horizontais, haverá uma solução para cada camada. Assim, a solução para o campo E_x para a enésima camada é dada por:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-k_n z} + B_n e^{k_n z}, \quad (25)$$

Substituindo (25) em (24) obtém-se:

$$H_y^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-k_n z} + B_n e^{k_n z}). \quad (26)$$

Conforme a lei de ohm para campos eletromagnéticos, temos:

$$\vec{E} = \vec{Z}\vec{H} \quad (27)$$

logo:

$$\vec{Z} = \frac{\vec{E}}{\vec{H}} \quad (28)$$

Assim, dividindo a equação (25) pela (26) temos:

$$Z_x^n y(z) = \left(\frac{i\omega\sigma}{k_n} \right) \left(\frac{A_n e^{-ik_n z} + B_n e^{ik_n z}}{-A_n e^{-ik_n z} + B_n e^{ik_n z}} \right), \quad (29)$$

onde é $Z_x^n y(z)$ a impedância para o modo TM, para a enésima camada.

3.3.2 Skin Depth – Profundidades de Investigação

Devido sua grande extensão referente a faixa de frequência utilizado pelo MT, este método apresenta um amplo intervalo de profundidades de investigação. Cada faixa de frequência apresenta uma profundidade máxima de investigação, a qual é conhecida como *skin depth* (δ).

Em suma, o *skin depth* é definido como a expressão da profundidade de penetração dos sinais eletromagnéticos (EM) no interior da Terra, onde a amplitude da onda eletromagnética decai a $1/e$ do seu valor em superfície, e é dependente do período de oscilação da onda e da condutividade elétrica do meio.

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma} \right)^{1/2} = 0,503 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \text{ (m)} \quad (30)$$

Onde σ é a condutividade elétrica do meio (S/m), ω é a frequência angular (rad/s), f é a frequência linear (Hz), μ é a permeabilidade magnética (H/m) e ρ_a é a resistividade aparente do meio (Ωm).

Assim, as ondas EM penetram a grandes profundidades, para rochas mais resistivas e para frequências mais baixas. Entretanto, na prática, sabendo que o interior da Terra não é homogêneo, utiliza-se o *skin depth* somente como referência para o cálculo do amortecimento que os sinais EM sofrem ao se propagarem em um meio resistivo. Em consequência, utilizam-se técnicas alternativas para estimar a profundidade de propagação dos sinais empregados por diferentes métodos EM, sendo assim os limites de confiabilidade dos modelos derivados dos dados experimentais sobre a distribuição de condutividade elétrica (MENEZES, 2013).

3.4 Dimensionalidade das Estruturas da Terra

As respostas magnetotelúricas são intimamente dependentes da distribuição parcial da resistividade elétrica no meio estudado, em especial entre as relações de seus componentes que são reduzidas a expressões específicas. As distribuições espaciais, citadas, são conhecidas como estruturas geotelúricas (dimensionalidades), podendo ser divididos em unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D) (SANTOS-MATOS, 2012).

3.4.1 Terra Unidimensional (1D)

A variação das resistividades elétricas em profundidade (eixo z) refere-se as medidas unidimensionais (1D) da Terra. Se a resistividade elétrica não varia em qualquer direção horizontal, os campos eletromagnéticos são ortogonais entre si e juntam-se linearmente a partir do tensor impedância eletromagnética. Como condição de contorno para a diminuição do campo com o aumento da profundidade é utilizado os cálculos das equações de impedância (SANTOS-MATOS, 2012).

Assim, para o modelo final, $B=0$ e as equações (19), (20) e (21) reduzem-se a:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-ikz}, \quad (31)$$

$$H_y^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-k_n z}), \quad (32)$$

$$Z_{xy}^n(z) = -\frac{i\omega\mu}{k_n}. \quad (33)$$

$$E_y^n(z) = A_n e^{-ikz}, \quad (34)$$

$$H_x^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-k_n z}), \quad (35)$$

$$Z_{yx}^n(z) = \frac{i\omega\mu}{k_n}. \quad (36)$$

Para o caso em questão, Terra 1D, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e $Z_{xy} = -Z_{yx}$, substituindo k nas equações 3.26 e 3.27 mostra-se que:

$$\rho_a = \frac{|Z|^2}{\omega\mu}, \quad (37)$$

onde ρ_a é a resistividade aparente. A fase da impedância (Z) é definida por:

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z)}{\text{Re}(Z)} \right). \quad (38)$$

3.4.2 Terra Bidimensional (2D)

Embora os modelos 1D tenham uma relevante importância nos desenvolvimentos teóricos e práticos para os estudos de indução eletromagnética, esses modelos não conseguem representar adequadamente grande parte das feições geológicas. Assim, os modelos bidimensionais (2D) apresentam uma melhor visibilidade, proporcionando um progresso substancial na representação da distribuição da condutividade elétrica da Terra em subsuperfície. A exemplo, modelos bidimensionais apresentam aproximações adequadas para muitas feições geológicas, como bordas de bacias, gráben, falhas, diques e etc (SANTO-MATOS, 2012).

3.4.3 Terra Tridimensional (3D)

Em um modelo tridimensional (3D) as resistividades elétricas variam nas três componentes direcionais do tensor impedância (Z), x , y e z , sendo essas diferentes entre si e não nulas. Assim, não será possível encontrar uma direção para qual os elementos em diagonais se anulem em todos os períodos (SANTOS-MATOS, 2012).

É importante ressaltar que as estruturas geológicas possuem geralmente, alguma variação tridimensional, apresentando algumas situações mais características desses ambientes, por exemplo: intrusões magmáticas. Com o intuito de resolver o problema de indução de estruturas 3D, diferentes autores têm aplicado técnicas como equações integrais, elementos finitos e diferenças finitas (JONES e VOZOFF, 1978; MACKIE e MADDEN, 1993).

4 MATERIAIS E MÉTODO

Para alcançar os objetivos propostos por esse trabalho, a metodologia a ser aplicada consta de processamento e modelagem dos dados de 33 sondagens magnetotelúricas.

4.1 Resistividade elétrica das Rochas

Para uma boa interpretação dos resultados do processamento de dados Magnetotelúrico, é imprescindível o conhecimento das propriedades elétricas (condutividade e resistividade) dos minerais compositores do ambiente estudado. Assim, podemos definir resistividade elétrica como a capacidade do material de resistir a passagem de uma corrente elétrica quando há uma tensão aplicada e condutividade o inverso da resistividade. Ainda, destaca-se que dentro de todos os parâmetros geofísicos, a resistividade elétrica é um dos mais sensíveis a variações de composição química e temperatura de materiais geológicos, sendo principalmente sensível à presença de fluídos (distribuição e quantidade), salinidade, porosidade, temperatura e pressão (JONES, 1992).

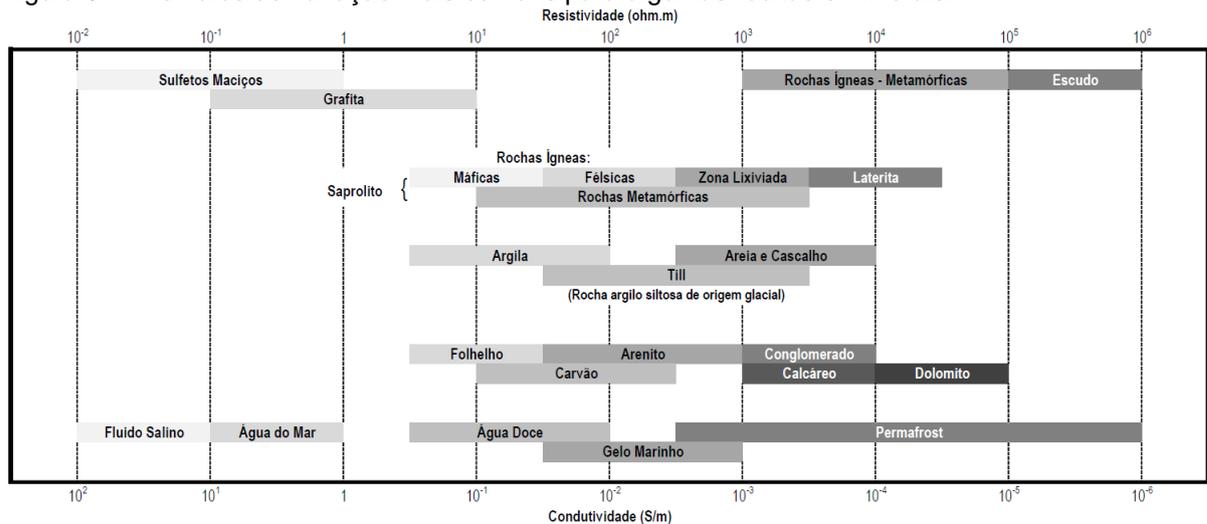
Sabendo que as rochas, além de serem um conjunto de minerais, apresentam uma determinada porosidade e que esses poros estão preenchidos por algum tipo de fluído (água, hidrocarbonetos e etc.), não se pode apenas fazer uma média referente a quantidade de minerais constituintes da rocha. Os fluídos presentes nos poros das rochas em conjunto com os sais dos minerais poderão produzir soluções eletrolíticas, que interagirão com as demais propriedades físicas das rochas, alterando a resistividade e dando uma assinatura para cada tipo de rocha (rocha seca ou rocha saturada). Esse processo conhecido como condução eletrolítica se dá na crosta terrestre a pequena profundidade comparada com as profundidades de outros tipos de condução.

Outro ponto relevante referente a resistividade elétrica é que em profundidades típicas do manto a condução elétrica deve-se à existência de condições apropriadas de interconexão entre componentes, muito pequenas, das rochas constituintes do manto composta por minerais condutores (sulfetos), fluidos salinos, fusões parciais e material volátil (JONES et al., 2009). Nessa situação, a condutividade elétrica de um mineral semicondutor depende da composição e dos efeitos da temperatura. A

condução elétrica tende a aumentar gradualmente com a profundidade em função do aumento da temperatura.

A imagem a seguir (Figura 9), disponível em Palacky (1988), apresenta um pequeno gráfico dos intervalos de variação, dos valores de resistividade elétrica, mais comuns para algumas rochas e minerais.

Figura 9 – Intervalos de variação mais comuns para algumas rochas e minerais.



Fonte: Adaptado de Palacky (1988)

4.2 Aquisição Magnetotelúrica

O êxito de um levantamento geofísico relaciona-se com a coleta de dados de campo com excelente qualidade, ou seja alta relação sinal/ruído. Assim, o cálculo da função resposta magnetotelúrica apresentaria menores erros percentuais possíveis. Para tal é necessário coletar séries temporais com alta exatidão, uma vez que os sinais magnetotelúricos são algumas ordens de grandeza menores já que são provenientes de fontes naturais (MENEZES, 2013).

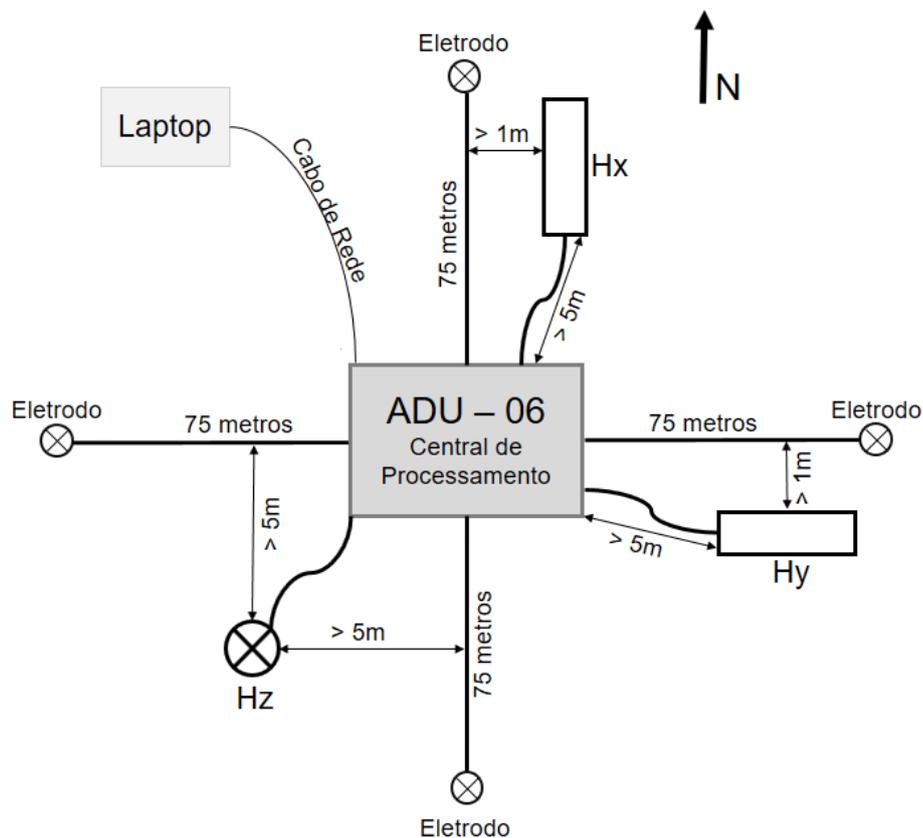
A tarefa de adquirir esses dados vem sendo, cada vez mais, facilitada pelo desenvolvimento de instrumentos mais eficazes. Além disso, o desenvolvimento instrumental permitiu a diminuição em tamanho de grande parte dos equipamentos, o que impacta diretamente nos trabalhos de campo, seja na composição da equipe de aquisição ou na possibilidade de colocar vários equipamentos medindo simultaneamente.

A obtenção dos dados ocorreu através do equipamento magnetotelúrico (GMS06), pertencente ao grupo de estudos de Geomagnetismo (GEOMA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Este mesmo grupo realizou a campanha magnetotelúrica e disponibilizou os dados para o desenvolvimento deste trabalho.

O GMS06 (Metronix GmbH) é um sistema de aquisição magnetotelúrica de banda larga (correspondente aos intervalos de períodos de 0,0001 s a 1000 s). Esse sistema é composto por uma central de pré-processamento para avaliar previamente a qualidade dos dados (ADU – 06), eletrodos não polarizáveis à base de cloreto de chumbo que medem as componentes x e y do campo elétrico e sensores magnéticos do tipo de bobina de indução para as medidas das componentes x, y e z do campo magnético, sistema de referência global (GPS), laptop e um conjunto de baterias que alimenta o sistema.

A ilustração (Figura 10) a seguir, mostra a disposição do sistema magnetotelúrico em campo para aquisição das cinco componentes ortogonais (H_x , H_y , H_z , E_x e E_y) do campo eletromagnético. A Figura 11 são fotos da instalação do equipamento em campo e do início da aquisição dos dados.

Figura 10 - Esquema ilustrativo do equipamento montado em campo.



Fonte: Autor

Figura 11 - Fotos da Instalação do equipamento em campo. Em A, a disposição do magnetômetro antes de ser enterrado. B mostra a conexão entre a central de processamento, os eletrodos e os magnetômetros. Em C e D, o equipamento pronto para começar a aquisição. Em E a realização do “disparo” (início da aquisição magnetotelúrica).



Fonte: Autor

Como mostrado na Figura 10, os elétrodos são dispostos em cruz, como dipolos que pode variar o tamanho entre 50 a 200 metros. Essa distância dependerá da quantidade de espaço disponível para a instalação dos eletrodos.

Em geral, a direção empregada em levantamentos magnetotelúricos são o norte-sul e leste-oeste magnéticos, representando os dipolos E_x e E_y respectivamente. É importante sempre manter a ortogonalidade entre as direções X e Y.

A central de processamento do equipamento magnetotelúrico é colocado ao centro do dipolo em cruz. É a partir do centro do arranjo que partirá os cabos que conectam os eletrodos e as bobinas de indução magnética.

As bobinas de indução magnética, como visto na Figura 10, são posicionadas paralelas as mesmas direções adotadas para o arranjo elétrico da estação. Observa-se que a bobina que mede a componente z do campo magnético (H_z) é disposta verticalmente no arranjo do equipamento magnetotelúrico. As bobinas devem ser completamente enterradas no solo, como forma de garantir a estabilidade térmica do sistema. Caso haja variações de temperatura, poderá ocorrer a dilatação, ou contração, das bobinas de indução gerando ruídos no campo magnético.

Devido ao tempo de aquisição, é um procedimento habitual enterrar não só mente as bobinas de indução magnética, como os eletrodos e cabos que conectam com a central de processamento. Além de “camuflar” a central de processamento com o objetivo de evitar danos ao equipamento ocasionados por animais ou por pessoas. É possível ver isso na Figura 11 D.

Em campo, os dados magnetotelúricos, que estão em formato de séries temporais, são coletados em janelas de amostragem. O tamanho em tempo de cada janela depende do comprimento da série temporal e da frequência de amostragem. Como os equipamentos não dão conta de em um único registro, amostrar todo o amplo espectro de frequência, utiliza-se como estratégia de aquisição quebrar as séries temporais em diferentes bandas de amostragem, cada uma com uma frequência de amostragem característica (MENEZES, 2013).

Uma vez dividida a série por bandas, estima-se o tempo total necessário para aquisição de cada banda, que depende da frequência de amostragem, número de pontos em cada janela e números de janelas por banda. Os dados desse trabalho foram adquiridos em diferentes taxas de amostragem chamadas de bandas A (40.960 Hz), B (4.096 Hz), C (64 Hz) e D (2 Hz), essa aquisição é feita de forma independente e geralmente tem duração de 20 horas para cada estação MT. A tabela a seguir

(Tabela 1), mostra que para cada banda de frequência existe uma janela específica para aquisição dos dados.

Tabela 1 – Bandas padrão e suas respectivas frequências mais usadas.

Bandas padrão	Janelas usuais
A	64500
B	8192
C	256
C e D	128
D	64

Fonte: Adaptado de Santos-Matos (2012)

4.3 Tensor Impedância

Uma das premissas na qual a teoria magnetotelúrica é baseada, diz que os campos eletromagnéticos se propagam como ondas planas. Segundo Berdichevsky e Zhdanov (1984 apud MENEZES, 2013), diversos estudos demonstram que essa premissa implica em uma existência de um conjunto de relações lineares entre os campos eletromagnéticos na superfície terrestre.

Assim, quando não há ruído, esta relação linear pode ser descrita no domínio da frequência como,

$$\vec{E} = \mathbf{Z}_{2 \times 2} \vec{H} \quad (39)$$

ou

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (40)$$

\vec{E} e \vec{H} são, respectivamente, os dois vetores dos campos elétrico e magnético horizontais. \mathbf{Z} é o tensor impedância de ordem 2. Uma solução da equação (40) para um levantamento estação única é:

$$\mathbf{Z} = \frac{[EH^c]}{[HH^c]}, \quad (41)$$

onde o índice c denota a matriz transposta conjugada. Os colchetes indicam uma matriz de potência espectral.

A relação (41) quando aplicada aos dados reais, obriga a estimar as funções respostas e seus erros associados a partir de realizações finitas do processo de indução na presença de ruído, tornando o problema estatístico.

Geralmente, a maioria dos métodos de estimação são baseados na análise espectral clássica e na regressão de mínimos quadrados (MQ). Esse último fornece a melhor estimativa não tendenciosa quando, os erros não estão correlacionados, possuem uma variação comum e os resíduos apresentam uma distribuição Gaussiana.

Na realidade, os dados MT exibem desvios dessa situação ideal. Geralmente esses dados contém resíduos espúrios que não são ajustados ao modelo Gaussiano. Dois grupos deste tipo de desvios, chamados de *outliers*, são mais comuns: os efeitos pontuais e a não estacionaridade.

Defeitos pontuais são *outliers* isolados que existem independentemente do processo estudado, como por exemplo o ruído localizado, ou *spikes*, causados por fenômenos, como relâmpagos próximos. A não-estacionaridade são desvios do estado estacionário do campo, como as tempestades magnéticas.

Com o intuito de se obter estimativas mais confiáveis das respostas magnetotélúricas foram criados uma série de métodos robustos, no sentido de serem relativamente insensíveis a presença de quantidade moderada de *outliers*. Nesse trabalho será relatado três métodos de estimativa do tensor impedância: Método dos mínimos quadrados, referência remota e métodos robustos.

4.3.1 Método dos Mínimos Quadrados

Segundo Sims et al. (1971), a forma convencional de se estimar os elementos de impedância é empregando-se a técnica de mínimos quadrados. Essa técnica consiste em minimizar uma função erro (ψ) definida por:

$$\psi = \sum_{i=1}^N (E_{xi} - Z_{xx}H_{xi} - Z_{xy}H_{yi})(E_{xi}^* - Z_{xx}H_{xi}^* - Z_{xy}H_{yi}^*) \quad (42)$$

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

$$\sum_{i=1}^N E_{xi}H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi}H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi}H_{xi}^* \quad (43)$$

$$\sum_{i=1}^N E_{xi}H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi}H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi}H_{yi}^* \quad (44)$$

Observe que nestas relações estão contidos (somatórios) elementos de auto espectro e de espectro cruzados do campo eletromagnético. Para obter as estimativas

Z_{xx} e Z_{xy} resolve-se, simultaneamente, as equações (43) e (44). Costuma-se representar estas equações na notação matricial.

$$(H^\dagger E_x) = (H^\dagger H)\hat{Z}_x \quad (45)$$

onde,

$$H = \begin{bmatrix} H_{x1} & H_{y1} \\ \vdots & \vdots \\ H_{xN} & H_{yN} \end{bmatrix} \quad E_x = \begin{bmatrix} E_{x1} \\ \vdots \\ E_{xN} \end{bmatrix} \quad \hat{Z}_x = \begin{bmatrix} \hat{Z}_{xx} \\ \hat{Z}_{xy} \end{bmatrix} \quad (46)$$

e o símbolo \dagger representa a hermitiana da matriz e “ \wedge ” indica o valor estimado de Z_x .

Pela equação (45), pode-se escrever \hat{Z}_x como

$$\hat{Z}_x = (H^\dagger H)^{-1}(H^\dagger E_x) \quad (47)$$

4.3.2 Referência Remota

Proposto por Gamble et al. (1979), o método de Referência Remota (RR) para sondagens MT tem um procedimento similar ao do método de mínimos quadrados. A diferença básica é a utilização de canais remotos (normalmente, os canais magnéticos) para o cálculo dos espectros cruzados da equação (47). Assim, temos:

$$\hat{Z}_x = (H_R^\dagger H)^{-1}(H_R^\dagger E_x) \quad (48)$$

sendo H_R as componentes magnéticas medidas remotamente.

Em caso de ruídos não relacionados entre as estações local e remota, o método RR pode obter estimativas mais confiáveis das impedâncias em relação ao método dos mínimos quadrados. No entanto, é importante lembrar que método de RR, assim como o de mínimos quadrados, não é robusto, produzindo também dados de baixa qualidade quando os ruídos são correlacionados por longas distâncias e/ou se afastam consideravelmente de uma distribuição gaussiana.

O motivo de utilizar-se uma estação remota, mesmo com todos os custos de aquisição, reside no fato de o ruído não ser uma onda plana, logo, não correlacionado com o ruído local. Ressalta-se que, caso o ruído na estação remota e na local estejam correlacionados, não haverá aquisição de dados RR e sim apenas medidas de duas estações locais simultaneamente. Neste caso há a necessidade de mover a estação remota para um local onde haja correlação entre ruídos (MENEZES, 2013).

4.3.3 Métodos Robustos

Em 1986, Egbert e Booker apresentaram uma introdução sobre os métodos robustos, que consiste em um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados

para minimização das funções erro. Estes métodos seguem os procedimentos estatísticos que fazem com que, na presença de dados espúrios ou inadequações ao modelo estatístico, reajam mais gradualmente a essas perturbações. Isto é, atribuindo-se pesos que variam dentro de um processo iterativo e, assim, a equação (47) pode ser rescrita como:

$$\hat{Z}_x = (H^{\dagger}WH)^{-1}(H^{\dagger}WE_x) \quad (49)$$

onde **W** é uma matriz diagonal N x N cujos elementos são os pesos atribuídos a cada subgrupo.

Na primeira iteração, os parâmetros são estimados por mínimos quadrados, depois calculam-se os resíduos, os quais são usados para o cálculo dos pesos. Dados com resíduos abaixo de um certo patamar são tratados de forma convencional (mínimos quadrados), enquanto que para resíduos maiores, os dados são reduzidos por um fator de escala.

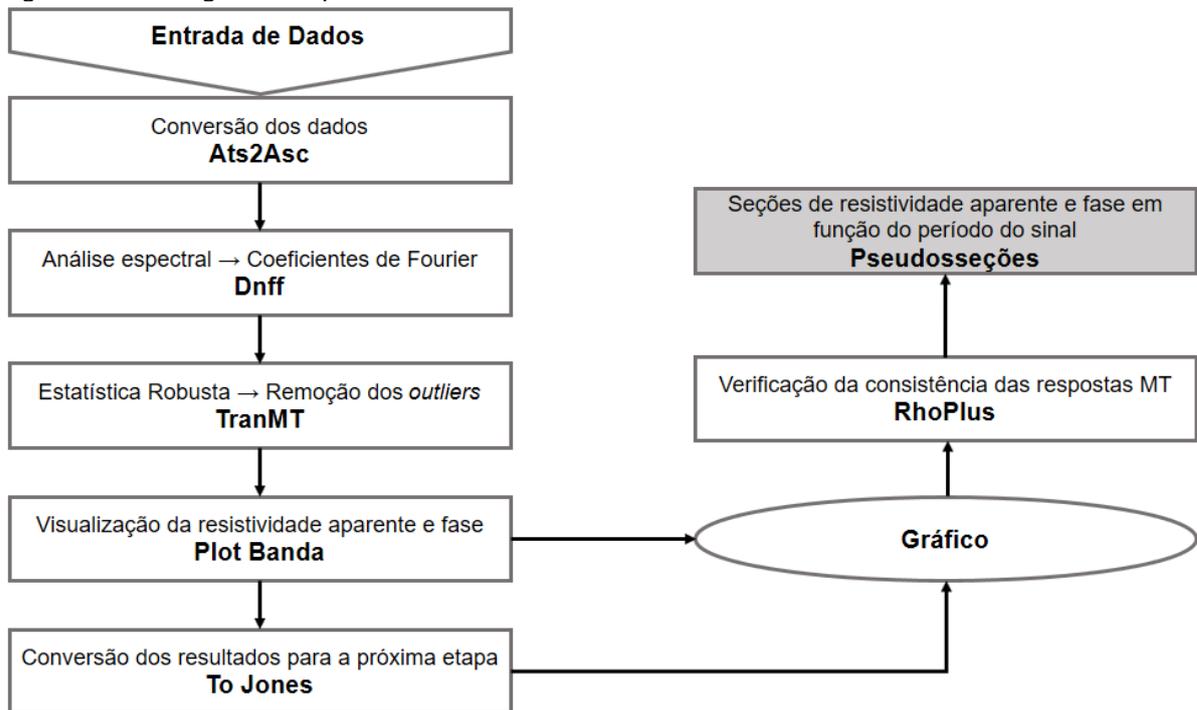
4.4 Processamento dos Dados

Uma análise e interpretação de alta confiabilidade dos dados magnetotelúricos (MT) é dependente da qualidade da estimativa dos elementos da matriz de impedância. Por isso, a necessidade de obtê-la com maior precisão possível.

Em geral, o objetivo do processamento de dados MT é extrair a partir dos sinais eletromagnéticos, que geralmente são ruidosos, um conjunto de repetíveis e suaves funções que representam a resposta da Terra, essas respostas podem ser usadas para interpretar estruturas condutivas em subsuperfície (VOZOFF, 1991). Essas funções são basicamente correspondente à duas funções: impedâncias e funções de transferência do campo magnético (conhecida também como tipper).

O fluxograma (Figura 12), a seguir, indica as etapas do processamento realizado. Esse fluxograma foi sintetizado em Santos-Matos (2012) afim de mostrar como obter uma pseudosseção. Como resultado do processamento a ser descrito, espera-se obter funções de transferências magnetotelúricas, que é composta pelo tensor impedância (**Z**), decomposto em curvas de resistividade aparente (ρ) e fase (ϕ).

Figura 12 - Fluxograma de processamento



Fonte: Adaptado de Santos-Matos (2012)

As etapas em que o fluxograma se refere, podem ser descritas da seguinte forma:

- a) Primeiramente, quando se entra com os dados MT, converte-os do formato binário (ats), para o formato txt (asc) usando o programa **ats2asc** que foi aplicado pelo código robusto empregado no processamento (EGBERT, 1997). Esse processamento em questão é fundamentado na minimização ponderada da diferença entre os valores medidos e os previstos para o campo elétrico e magnético, de maneira que os valores perturbados não sejam dominantes na estimativa final.
- b) Como os dados MT são no domínio da frequência, é feita uma conversão das séries temporais adquiridas para o domínio da frequência por meio da Transformada Discreta de Fourier (DFT). Assim, com o programa **Dnff** (EGBERT, 1997) realiza-se uma análise espectral para obter os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas. Nessa análise, a série temporal é separada em diversas janelas, cujo tamanho é uma combinação entre o maior período que se deseja extrair, a resolução e o erro das estimativas. Portanto, quanto maior for a frequência de amostragem, maior será a quantidade de amostras em cada janela para se fazer tal análise. Ressalta-se

que, na prática, esse valor não é fixo, o usuário poderá avaliar diferentes janelas (Tabela 1 item anterior). Assim sendo, aplica-se, para cada banda (A, B, C e D), o programa Dnff nas diferentes janelas, de modo a estabelecer qual janela produziria curvas mais suaves de resistividade e fase pretendendo aumentar a razão sinal-ruído. Depois, prepara-se os dados para a próxima etapa.

- c) A partir da sub-rotina **TranMT** (EGBERT, 1997) realiza-se a estatística robusta, com intuito de remover os *outliers* de cada segmento. No fim da realização dessa etapa é possível visualizar a resistividade aparente e a fase. Como resultado final dessa análise apresenta-se a estimativa das componentes do tensor de impedância, onde se derivam os gráficos de resistividade aparente e fase. Posteriormente configura-se os resultados de cada banda de frequência, uma vez que a propagação do campo eletromagnético no interior da Terra é tratada como um processo de difusão e os espectros forem suavizados em torno da frequência alvo durante o processamento, espera-se que as variações da resistividade aparente e fase sejam suaves com a variação do período do sinal. Assim, os resultados mais coerentes serão armazenados em arquivos para serem usados na composição do espectro de frequência (Figura 13).
- d) A conversão dos resultados disponibilizados com a sub-rotina TranMT será realizada com o programa **To Jones** (EGBERT, 1997) para a próxima etapa.
- e) Em seguida, usando o programa **RhoPlus** (PARKER e BOOKER, 1996), verifica-se a consistência das respostas magnetotelúricas obtidas pelo TranMT. Para tal, compara-se as curvas de resistividade aparente medidas e as calculadas a partir das fases (VOZOFF, 1991) usando a transformada de Hilbert. O programa RhoPlus expande a possibilidade de comparação entre as curvas de resistividade aparente medida e as curvas calculadas a partir das fases, ao permitir obter curvas interpoladas de resistividade aparente e fase que se ajustam a modelos unidimensionais (1D) ou bidimensionais (2D). A inconsistência entre os dados de campo e aqueles calculados pelo RhoPlus pode indicar a existência de distorções tridimensionais (3D) nos dados. No decorrer do procedimento, é necessário fornecer ao menos um ponto da resistividade aparente, pois a fase apenas recupera o formato e não o nível da curva de resistividade (SANTO-MATOS, 2012). A Figura 14 ilustra a

comparação entre as curvas de resistividade e fase experimentais, calculadas a partir das componentes XY e YX do tensor de impedância, e aquelas geradas pelo programa RhoPlus.

- f) Depois da realização das etapas anteriores, teremos as **pseudosseções** (apresentação dos perfis MT). As pseudosseções consistem em seções de resistividade aparente e fase em função do período do sinal para todas as sondagens e fornecem uma visualização aproximada da variação da resistividade aparente lateralmente e em profundidade, isso acontecerá porque as frequências apresentam uma relação próxima com a profundidade medida. Acrescenta-se que nas pseudosseções a posição das estações é disposta ao longo do eixo horizontal, os períodos em que as medidas foram realizadas constituem o eixo vertical (em escala logarítmica) e os valores da resistividade aparente e fase são representados na interseção entre a localização das estações e cada um dos períodos amostrados. Os dados serão então interpolados, fornecendo mapas da variação dos diferentes parâmetros MT.

Figura 13 - Curvas de resistividade aparente e fase (estação 20a) como exemplo do resultado do processamento e união das bandas A, B, C e D.

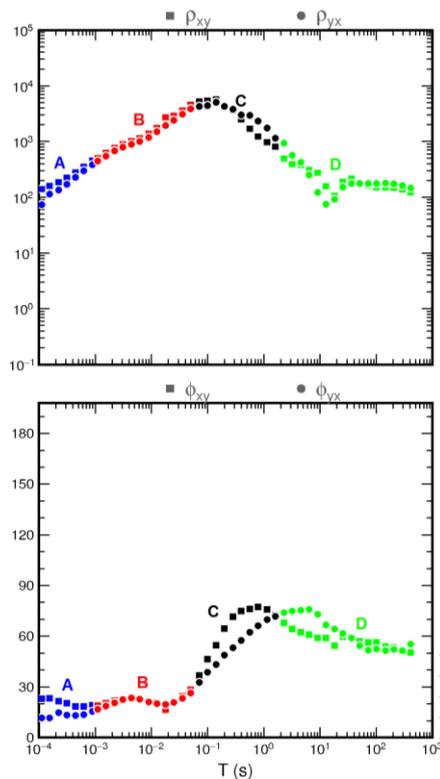
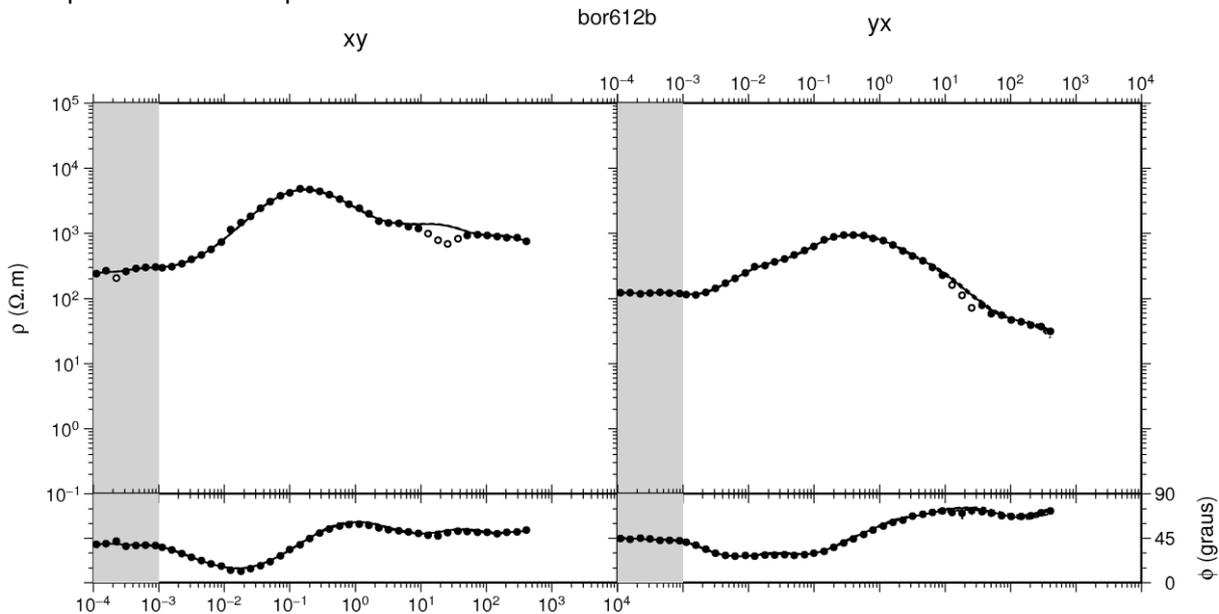


Figura 14 - Curvas de resistividade aparente e fase resultantes da estimativa pelo programa RHOPLUS sobrepostas a dados experimentais.



Fonte: Autor

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

As respostas de um perfil magnetotelúrico são normalmente apresentadas na forma de pseudosseções. As mesmas consistem de seções das componentes do tensor impedância (resistividade aparente e/ou fase) em função do período do sinal, e não da profundidade. Segundo Jones (1988), as pseudosseções da fase são mais uniformes quando comparadas às de resistividade aparente (ρ) isto ocorre por que as pseudosseções de fase não são tão afetadas pelo deslocamento estático (*static shift*), permitindo uma visão qualitativa inicial das principais estruturas geoeletricas da área estudada. Em comparação, estruturas muito rasas são melhores visualizadas nos dados de resistividade aparente.

As pseudosseções de resistividade aparente (Figuras 15 e 16) apresentam um perfil geoeletricamente heterogêneo, com estruturas muito resistivas (resistividade maior que 300 ohm.m). Essas estruturas podem estar correlacionadas com as rochas cristalinas presentes no embasamento da Província Borborema. A exceção está nas regiões das Bacias Sedimentares (estações 07b, 08a, 08b, 08c, 09b e 19a) e nos subdomínios Alto Pajeú (estação 13a) e Cabrobó (estações 5a e 5b) que apresentam anomalias de resistividade muito baixa (menor que 10 ohm.m). As pseudosseções de fase (Figuras 17 e 18), para os períodos menores que 0,1 s, apresentam concordância

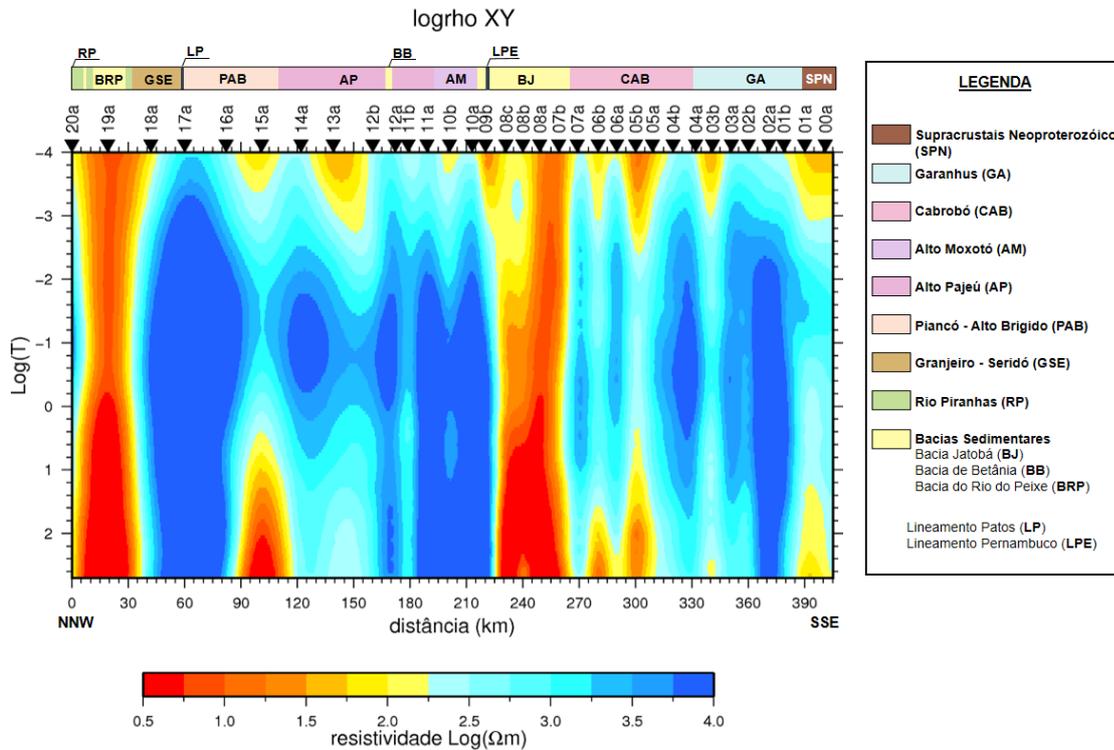
com as pseudosseções de resistividade, principalmente nas regiões das Bacias Jatobá e Rio do Peixe.

As anomalias condutivas observadas nas regiões das bacias podem estar relacionadas ao pacote sedimentar que compõem as mesmas. Nas regiões dos subdomínios Alto Pajeú e Cabrobó, apesar de a literatura não trazer nenhuma informação sobre a presença de grafita nessas regiões, parece razoável sugerir grafita ou fluidos presentes nas zonas de cisalhamento ou falhas observadas, como fonte de condutores mais rasos. A Presença de sulfetos também pode ser considerada como possível causa de anomalia condutiva, uma vez que são conhecidas evidências de campo nessas regiões (CAVALCANTE, 1999; SANTOS et al, 2014). Em resumo, a origem dos pequenos corpos condutores observados nos dados, permanece incerta.

Ressalta-se que as pseudosseções de resistividade mostram algumas variações abruptas nos valores de resistividade aparente, onde não há correspondência nas pseudosseções de fase. Isso ocorre devido ao efeito de deslocamento estático (*static shift*), que indica que as áreas de baixa resistividade mostradas nas estações 00a, 01a, 03b, 06a, 06b e 15a para a direção XY e nas estações 03b, 04a e 15a para a direção YX são de certa forma irregulares. As estações citadas apresentam uma resistividade menor do que o esperado.

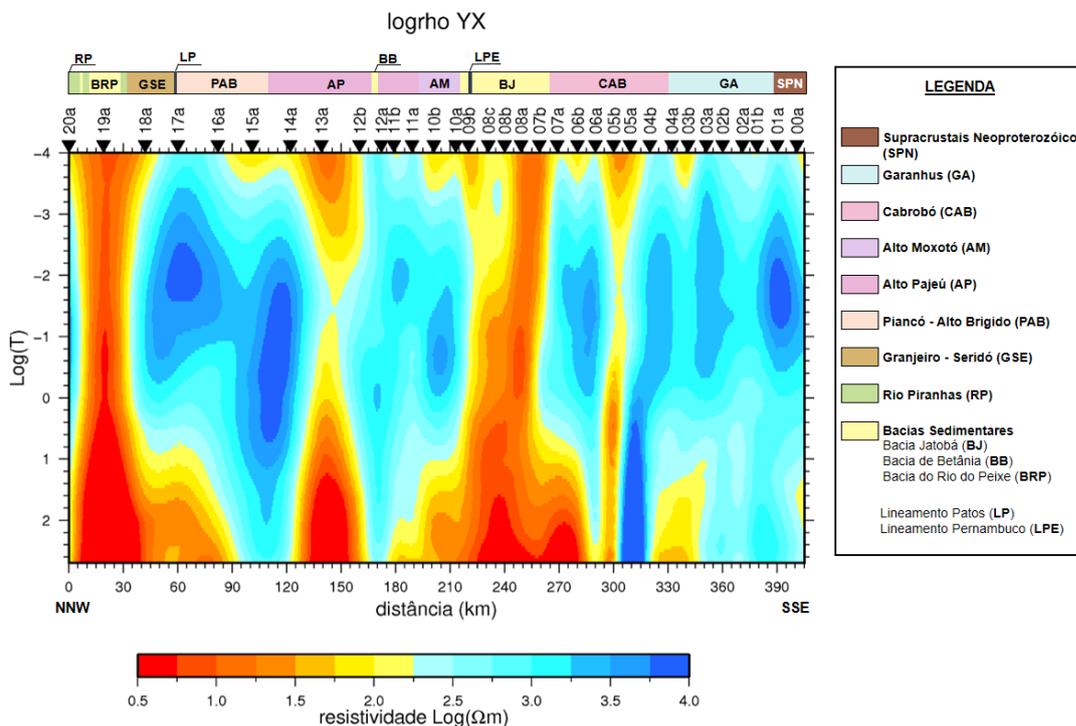
A partir das pseudosseções de fase observa-se uma variação crescente da fase com o aumento do período do sinal. A variação da fase é de 0° a 90° , sendo a fase 45° a região do período de aproximadamente, 0,1 s. A região, cuja a fase é de aproximadamente 45° , serve como limite de duas estruturas geoeletricas: uma região mais resistiva (fase menor que 45°) para períodos menores que mais ou menos 0,1 s e uma região mais condutora (fase maior que 45°) para períodos maiores que 0,1 s. Essa classificação referente ao comportamento da variação da fase está disponível em Menezes (2013).

Figura 15 – Pseudosseção, interpolada, do logaritmo na base 10 da resistividade aparente do tensor de impedância para a direção XY utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPLUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)



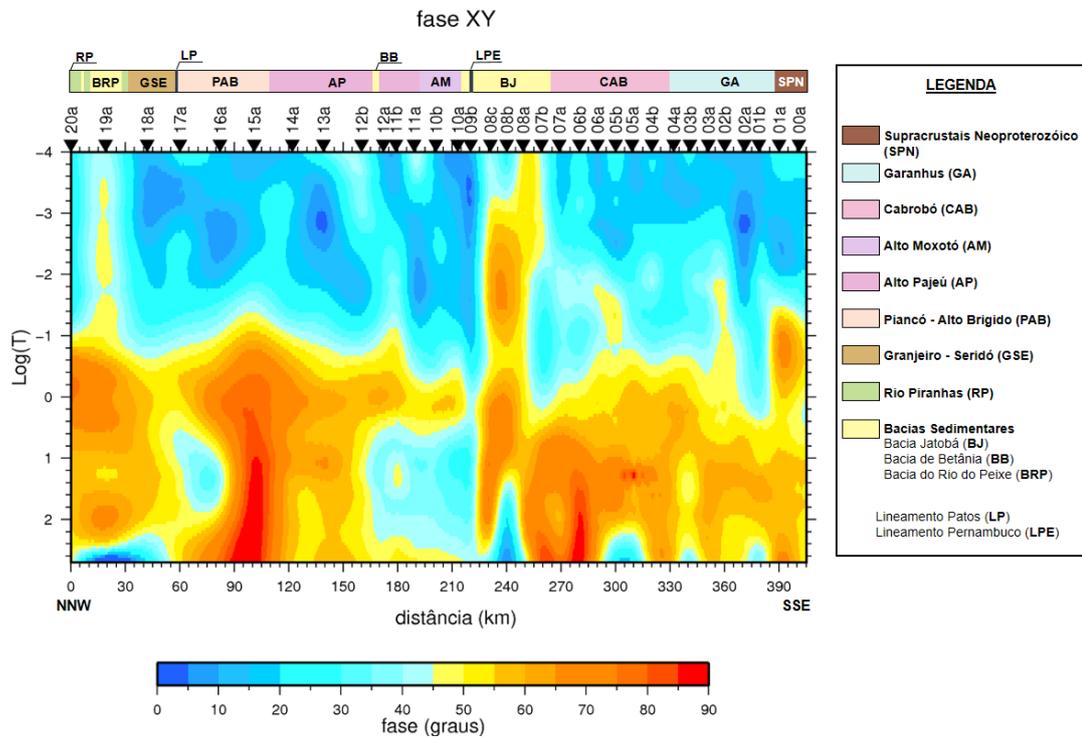
Fonte: Autor

Figura 16 – Pseudosseção, interpolada, do logaritmo na base 10 da resistividade aparente do tensor de impedância para a direção YX utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPLUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)



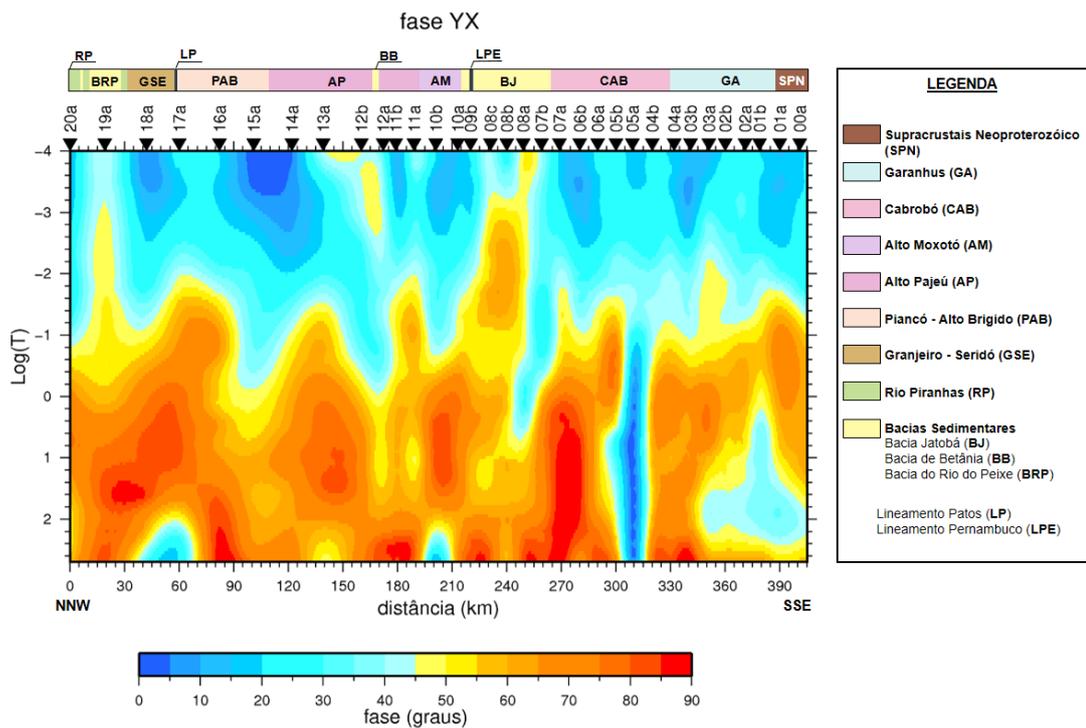
Fonte: Autor

Figura 17 – Pseudosseção, interpolada, da fase do tensor de impedância para a direção XY utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)



Fonte: Autor

Figura 18 – Pseudosseção, interpolada, da fase do tensor de impedância para a direção YX utilizando dados medidos e corrigidos pelo método RHOPUS. Os dados estão correlacionados com geologia segundo Oliveira (2008)

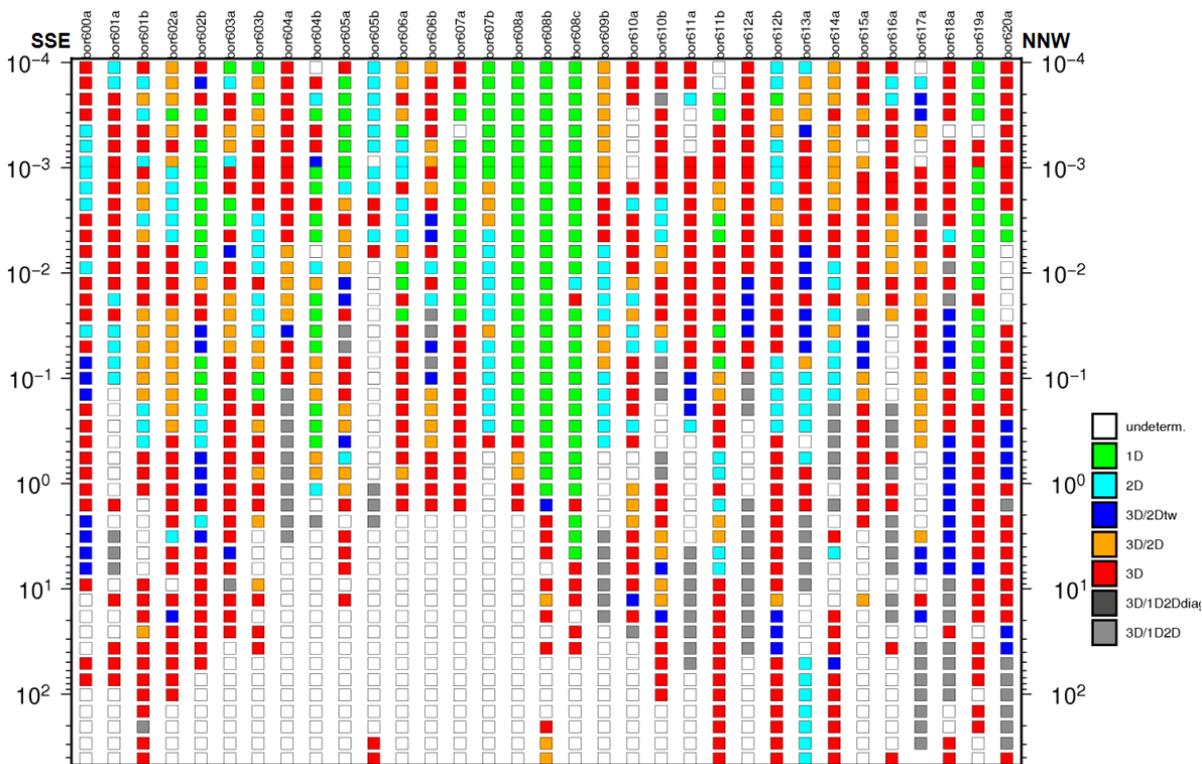


Fonte: Autor

Uma vez estimado o tensor impedância, é necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado. Para verificar a dimensionalidade das estruturas regionais foi aplicado o código **WALDIM** (MARTÍ et al., 2009) que se utiliza de uma série de invariantes de rotação para propor uma dimensionalidade regional, conforme apresentado por Weaver et al. (2000). Esse código utiliza algoritmos e testes estatísticos para classificar a estrutura geolétrica como 1D, 2D, 3D e quatro modelos de superposições (3D/2D com uma torção do tensor de impedâncias, estruturas 3D/1D-2D, estruturas 3D/1D-2D mas resultando em um tensor Z diagonal e um 3D/2D geral).

De acordo com a Figura 19 observar - se que a maior parte dos dados obedece uma condição 3D. Alguns dados mais rasos, com períodos inferiores a 1 s localizados na região das rochas cristalinas tem características 2D e apenas dados das estações que estão localizada nas regiões das Bacias sedimentares (07b, 08a, 08b, 08c e 19a) apresentam características 1D. A partir desses resultados, optou-se por não realizar uma inversão 1D dos dados MT, devido à complexidade exigida para se obter um modelo confiável.

Figura 19 - Gráfico de dimensionalidade ao longo do perfil bor6 com base no **WALDIM** em função do período.



Ao comparar as pseudosseções obtidas para as duas direções, além de observar a concordância referente às regiões das Bacias sedimentares, é possível observar que na região das rochas cristalinas existem diferenças entre as direções XY e YX, isso pode ser devido à ocorrência de condições multidimensionais (2D/3D).

As sondagens 08a e 19a, localizadas no centro das Bacia Jatobá e Rio do Peixe, respectivamente, mostram em períodos mais curtos uma estrutura bastante uniforme, possivelmente relacionado aos sedimentos de cada bacia. Já para períodos mais longos há uma heterogeneidade forte, com a fase passando de 90°, indicando uma estrutura 2D/3D possivelmente associada a um embasamento bastante estruturado.

6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Por meio do método magnetotelúrico foi possível investigar características de resistividade em subsuperfície, zonas anômalas são localizadas e seus valores obtidos. Este resultado comprova a viabilidade da utilização do método MT como uma alternativa capaz de fornecer informações geofísicas relevantes na região da província Borborema, vistos que ainda são escassas as informações sobre as estruturas presentes em subsuperfície.

O resultado desse trabalho apresenta diferentes estruturas geoelétricas, principalmente entre as estações 13a e 20a, onde ainda não existia trabalho geofísico com utilização do método MT. Os dados de indução eletromagnética para todo perfil analisado, sugerem uma região geoeletricamente heterogênea. A excessão está sob as bacias Jatobá e Rio do Peixe onde pode verificar estrutura de alta condutividade que foi correlacionada com pacote sedimentar mapeado nessas áreas.

Embora seja considerada uma análise qualitativa, analisar as pseudosseções dão uma impressão inicial da distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Essa análise inicial é importante para as próximas etapas de um processamento completo dos dados magnetotelúricos, além de indicar qual melhor opção de inversão para o dado analisado.

Devido à complexidade dos dados MT referentes a esse trabalho optou-se por apresenta-los na forma de pseudosseções. Uma vez que a maioria dos dados obedece a uma condição 3D, uma inversão dos mesmos, levaria mais tempo que o disponível para a realização de um trabalho de conclusão de curso.

Como a partir das estações 13a a 20a não há trabalhos anteriores publicados, recomenda-se a continuidade dos estudos MT (modelagem 3D) nessa região, com objetivo de medir a espessura da crosta e confirmar estruturas geolétricas observadas nas pseudosseções.

REFERÊNCIAS

AGUIAR, R. B. et al.; Pesquisa Hidrogeológica em Bacias Sedimentares no Nordeste Brasileiro. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E XVII ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 16., 2010, São Luís. **Anais**. São Luís: Abas, 2010. p. 1 - 19.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B.; **The upper Precambrian od South America**. 1976. Boletim IG/Universidade de São Paulo, v. 7, p. 45-80.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R.; **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. 1981. Earth Sciences Reviews, v. 17, p.1-29.

ALMEIDA, Y. B.; JULIÀ, J.; FRASSETTO, A.; **Crustal architecture of the Borborema Province, NE Brazil, from receiver function CCP stacks: Implications for Mesozoic stretching and Cenozoic uplift**. Tectonophysics. 2015.

AMARAL, W. S.; **INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS E SUA CONTRIBUIÇÃO A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**. 2007. 114 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

AMORIM, J. L. (Org.); **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética-provisional – Escala 1:100.000 (Folha SC.24-X-D-V – Arapiraca)**, Estados de Alagoas e Sergipe. Brasília. CPRM. 1995. p. 80.

ANGELIM, L. A. A. (Org.); **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Aracaju NW – Folha SC.20-V, Estado da Bahia, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. Texto explicativo**. CPRM/DIEDIG/DEPAT. Superintendência Regional de Recife. 2001.

ASSUMPÇÃO, M.; FENG, M.; TASSARA, A.; JULIÀ J.; **Models of crustal thickness for a South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography**. Tectonophysics. v. 609. p. 82-96. 2013.

BERDICHEVSKY, M. N.; ZHDANOV, M. S.; **Advanced theory of deep geomagnetic sounding**. n. 19. Elsevier Science LTD. 1984.

BITTAR, S. M. B.; **Faixa Piancó-Alto Brígida: terreno tectonoestrutural sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes.** 1998. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 126p.

BIZZI, Luiz Augusto et al (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG.** Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003. 692 p.

BRITO NEVES, B. B.; **Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino.** 1975. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198 p.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; **Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil.** In Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress. 2000. p.151-182.

CACAMA, Moisés Samuel João Bota. **Assinatura Estrutural e Geofísica da Porção Norte (Fronteira Ceará-Piauí) do Lineamento Transbrasiliano: Reativação na Bacia do Parnaíba.** 2015. 92 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

CAGNIARD, L.; **Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting.** 1953. Geophysics, v. 18, p.605-635.

CAMPELO, R. C.; **Análise de Terenos na Porção Setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de dados Geológicos e Gravimétricos.** Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 1999. 130p.

CAVALCANTE, J. C.; **Limites e Evolução Geodinâmica do Sistema Jaguaribano, Província Borborema, Nordeste do Brasil.** 1999. Dissertação de Mestrado. UFRN Programa de pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica. 104p.

CHAVE, A. D.; JONES, A. G. (Ed.); **The Magnetotelluric Method: Theory and Practice.** Cambridge: Cambridge University Press, 2012. 603 p.

CHAVE, A. D.; WEIDELT, P.; The theoretical basis for electromagnetic induction. In: CHAVE, A. D.; JONES, A. G. (Ed.). **The Magnetotelluric Method: Theory and practice.** Cambridge: Cambridge University Press, 2012. Cap. 2. p. 19-47.

CORDANI, U. G.; RAMOS, V. A.; FRAGA, L. M.; CEGARRA, M.; DELGADO, I.; DE SOUZA, K. G.; GOMES, F. E. M.; SCHOBENHAUS, C.; **Tectonic Map of South America at 1:5.9 M**, CGMW-CPRM-SEGEMAR. 2016. Printed by Gilbert Clarey Imprimeurs, Chambray-lès-Tours, France.

COSTA, I. P.; BUENO, G. V.; MILHOMEM, P. S.; SILVA, H. S. R. L.; KOSIN, M. D.; **Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá**. Boletim de Geociências da Petrobrás. 2007. v.15, p. 445–453.

DA SILVA FILHO, A. F.; **Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Brigida belt, Pernambuco state, Brazil**. 1989. Tese de Doutorado. University of London. 422 p.

DELGADO, I. M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, Luiz Augusto et al (Ed.). **Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003. Cap. 5.

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

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

FONTES, S. L.; **O Método Magnetotelúrico: Fundamentos, resultados e simulações na bacia do Paraná**. Rio de Janeiro: Observatório Nacional, 2010. 43 slides, color.

GAMBLE, T. D.; GOUBAU, W. M.; CLARKE, J.; **Magnetotelluric with a remote magnetic reference**. Geophysics. v. 44. n. 1. p. 53-68. 1967.

GHIGNONE, J. I.; COUTO, E. A.; ASSINE, M. L.; Estratigrafia e estrutura das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 1986. 34, Goiânia, **Anais**, 1:271-285.

GONÇALVES, Luciano Costa. **Contribuição Geofísica à análise do arcabouço tectônico do domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema - NE Brasil**. 2009. 114 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

JAMES, F. L. (United States). Smithsonian (Ed.); **EARTH: The Definitive Visual Guide**. 2. ed. New York: Dk Publishing, 2013. 525 p.

JARDIM DE SÁ, E. F. 1994. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado na cadeia brasileira/pan-africana**. Brasília, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 804p.

JARDIM DE SÁ, E. F.; MEDEIROS, W. E.; CASTRO, D. L.; **Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil**. In: SBGNE – Simpósio de Geologia do Nordeste, 17º. Fortaleza-CE. 1997. p. 352-357.

JONES, A. G.; **Static Shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment**. 1988. *Geophysics*, v. 53 (7), p.967-978.

JONES, A. G.; Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain DM, ARCULUS, R. J.; KAY, R. W.; ed. **Continental lower crust**. Amsterdam: Elsevier, 1992. 23(3): p.81-143

JONES, A. G.; EVANS, R. L.; EATON, D. W.; **Velocity-conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin-Shtrikman extremal bounds**. 2009. *Lithos* v. 109, p.131-143.

JONES, F. W.; VOZOFF, K.; **The calculation of magnetotelluric quantities for three-dimensional inhomogeneities**. 1978. *Geophysics*, v. 43, p.1167-1175.

KAUFMAN, A. A.; KELLER, G. V.; The magnetotelluric sounding method. In **Methods in Geochemistry and Geophysics**. Elsevier Scientific Publ., Amsterdam, 1981.

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.

LLOYD, S.; VAN DER LEE, S.; FRANÇA, G. S.; ASSUMPÇÃO, M.; FENG, M.; **Moho map of South America from receiver functions and surface waves**. *J. Geophys. Res.* v. 115. 2010.

LOPES, P. R.; **Modelagem e inversão de dados sintéticos magnetotelúricos na Bacia Potiguar, Brasil**. 2010. 82 f. TCC (Graduação) – Curso de Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

MACKIE, R. L.; MADDEN T. R.; **Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients**. 1993. *Geophysical Journal International*, v. 115, p.215-229.

MARTÍ, A.; QUERALTÍ, P.; LEDO, J.; **WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor**. 2009. *Computers and Geosciences*, v. 35, p.2295-2303.

MEDEIROS, V. C.; **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Aracaju NE, Folha SC.24-X, Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Brasília. 2000. CPRM.

MEDEIROS, V. C. de; **Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. 2004. 199 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geodinâmica, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MENDES, V. A.; BRITO, M. F. L; PAIVA, I. P.; **Programa Geologia do Brasil-PGB**. Arapiraca. Folha SC.24-X-D, Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife. CPRM. 2008. Escala 1:250.000.

MENEZES, P. T. L.; **Fundamentos do Método Magnetotelúrico na exploração de Hidrocarbonetos**. Rio de Janeiro. SBGF. 2013.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em: 25 Jan. 2017.

MOREIRA, J. A. M.; MEDEIROS, W. E.; LINS, F. A. L.; ARCHANJO, C. J.; USSAMI, N.; **Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo da tectônica da área**. In: SBGF – Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1º, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos Expandidos, Gravimetria. 1989. 2:531-537.

OLIVEIRA, R. G.; SANTOS, E. J.; **Magnetic Framework of the Borborema Province, Northeast Brazil: an interpretation from digital data**. In SBGF, International

Congress of the Brazilian Geophysical Society, 6th, Rio de Janeiro. Brazil. Potential Field Methods: Case Histories. 1999.

OLIVEIRA, R. G.; SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C.; **Magnetic and Gamma-ray Spectrometry Signatures from Terranes, Lineaments and Granitoids Rocks Belonging to the Proterozoic Structural Borborema Province, Northeast Brazil.** In: International Geological Congress, 31th, Rio de Janeiro. Brazil. General Symposia. Tectonic Evolution of South American Platform. 2000.

OLIVEIRA, R. G.; SANTOS, E. J.; SILVA JÚNIOR, J. M. F.; LINS, C. A. C.; **Magnetic, Gravity and Gamma-ray Spectrometry Responses of Tectonostratigraphic Terranes in the Jaguaribe-SE sheet (SB.24-Z), Northeastern-Brazil.** In: SBGF, International Congress of Brazilian Geophysical Society. 7th. Salvador-BA. Brazil. Integ. Studies: Case Histories. 2001.

OLIVEIRA R. G.; **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil).** 2008. 415 f. Tese (Doutorado) -Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

OLIVEIRA, E. P.; WINDLEY, B. F.; ARAÚJO, M. N. C.; **The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana.** Precambrian Res. 2010. v. 181. p. 64–84.

OLIVEIRA R. G.; MEDEIROS W. E.; **Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates.** Journal of South American Earth Sciences. 2012. Volume 37, p. 60- 76

PADILHA, A. L.; VITORELLO, I.; 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.

PÁDUA, M. B. de; **Estudo da Indução Eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do Cráton de São Francisco.** 2004. 163 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

PALACKY, G.; Resistivity characteristics of geologic targets. **Electromagnetic methods in applied geophysics.** 1988. v. 1. p. 53-130.

PARKER, R. L.; BOOKER, J. R.; **Optimal One-Dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurement.** Physics of earth and planetary interior, 1996. p.269-282

PERARO, A. A.; **Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá.** IV Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, Brasil. 1995.

RIBEIRO, P. L.; **Imageamento Bidimensional de Estruturas da Porção Nordeste da Província do São Francisco usando Dados Magnetotelúricos.** 2017. 61 f. TCC (Graduação) – Curso de Geofísica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2017.

RODRIGUES, S. W. O.; BRITO NEVES, B. B.; **Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (PB).** Revista Brasileira de Geociências. 2008. 38(1), 209-225.

SANTOS, E. J.; COUTINHO, M. G. N.; COSTA, M. P. A.; RAMALHO, R.; **A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luis e as bacias marginais.** In: SCHOBENHAUS C. et al. (Eds.). Geologia do Brasil. DNPM. Brasília. v. 5. p. 131-189.

SANTOS, E. J.; **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.** Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A. Escala 1:250.000. Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Brasília. CPRM. 1999.

SANTOS, E. J.; Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V. C. (Org.) **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.** Folha Aracaju/NE – SC.24-X (escala 1:500.000). Brasília. CPRM. 2000. p. 3-7.

SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JR.; **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba.** Recife, CPRM. 2001.

SANTOS, E. J. et al. Metalogênese das Porções Norte e Central da Província Borborema. In: SILVA, Maria da Gloria da et al (Org.). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras.** Belo Horizonte: Cprm - Serviço Geológico do Brasil, 2014. p. 343-387.

SANTOS-MATOS, A. C. L.; **Imageamento Magnetotelúrico de Estruturas da Litosfera na Porção SE da Província Borborema.** 2012. 159 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

SANTOS-MATOS, A. C. L.; PADILHA, A. L.; FUCK, R. A.; PIRES, A. C. B.; VITARELLO, I.; PÁDUA, M. B.; **Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brazil.** Tectonophysics, [s.l.], v. 610, p.39-50, jan. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.10.008>.

SIAL, A. N. Granite-types in Northeastern Brazil: current knowledge. **Revista Brasileira de Geociências.** 1986. v. 16. p. 52-72.

SILVA, A. J. P. et al.; Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, Luiz Augusto et al (Ed.). **Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG.** Brasília: Cprm - Serviço Geológico do Brasil, 2003. Cap. 2, p. 78.

SILVA FILHO, M. A.; NESI, J. G. & MENDES, V. A.; **Projeto Cachoeirinha.** Relatório Final Integrado. 1985. Recife. DNPM-CPRM, v.4.

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

SIMS, W. E.; BOSTICK, F. X.; SMITH, H. W.; **The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data.** Geophysics. v. 36. n. 5. p. 938-942. 1971.

SOARES, J. E. P.; LIMA, M. V. A. G.; FUCK, R. A.; OLIVEIRA; M. P.; **Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda NS da Província Borborema:** uma aproximação por reflexões de alto ângulo. XII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro. Brasil. 2011.

TIKHONOV, A.; **On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust.** 1950. Doklady Akademii Nauk SSSR, v. 73, p.295-297.

USSAMI, N.; KARNER, G. D.; BOTT, M. H. P.; **Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano–Gabon basin system.** Nature. 1986. v. 322. p. 629–632.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M.; **U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions.** Journal of South American Earth Sciences. 1995. v. 8. p. 267-288.

VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B. B.; **Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province.** Journal of South American Earth Sciences. 2011. v. 31. p. 227-252.

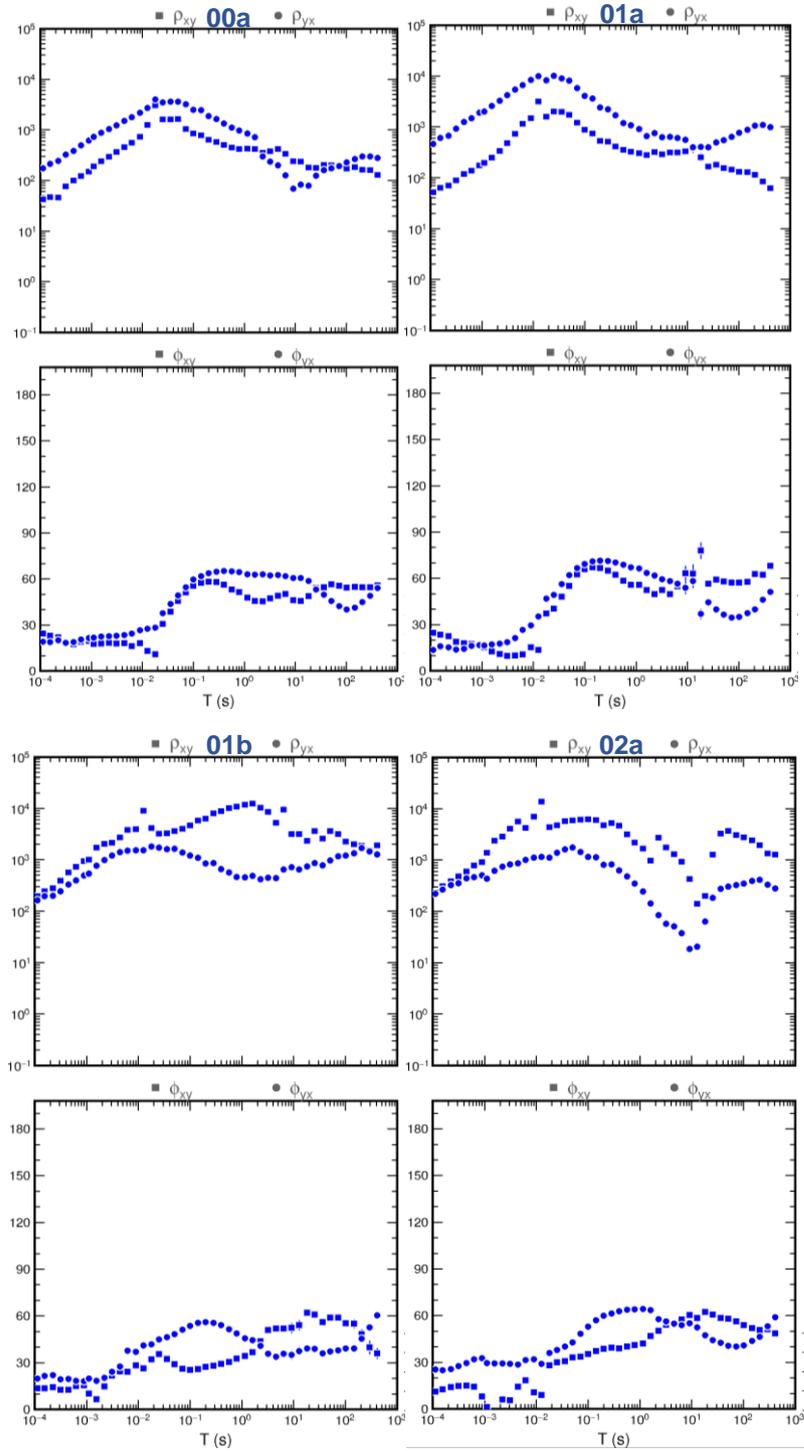
VASCONCELOS, A. M.; **Folha Iguatu** – SB.24-Y-B. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, I, Brasília. CPRM/DIEDIG/DEPAT. 1998.

VOZOFF, D.; The magnetotelluric method, in M. N. Nabighian (ed.), **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics.** v. 2, 1991. p. 641-711.

WEAVER, J. T.; AGARWAL, A. K.; LILLEY F. E. M. **Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants.** Geophysical Journal International. 2000. v. 141. p. 321–336.

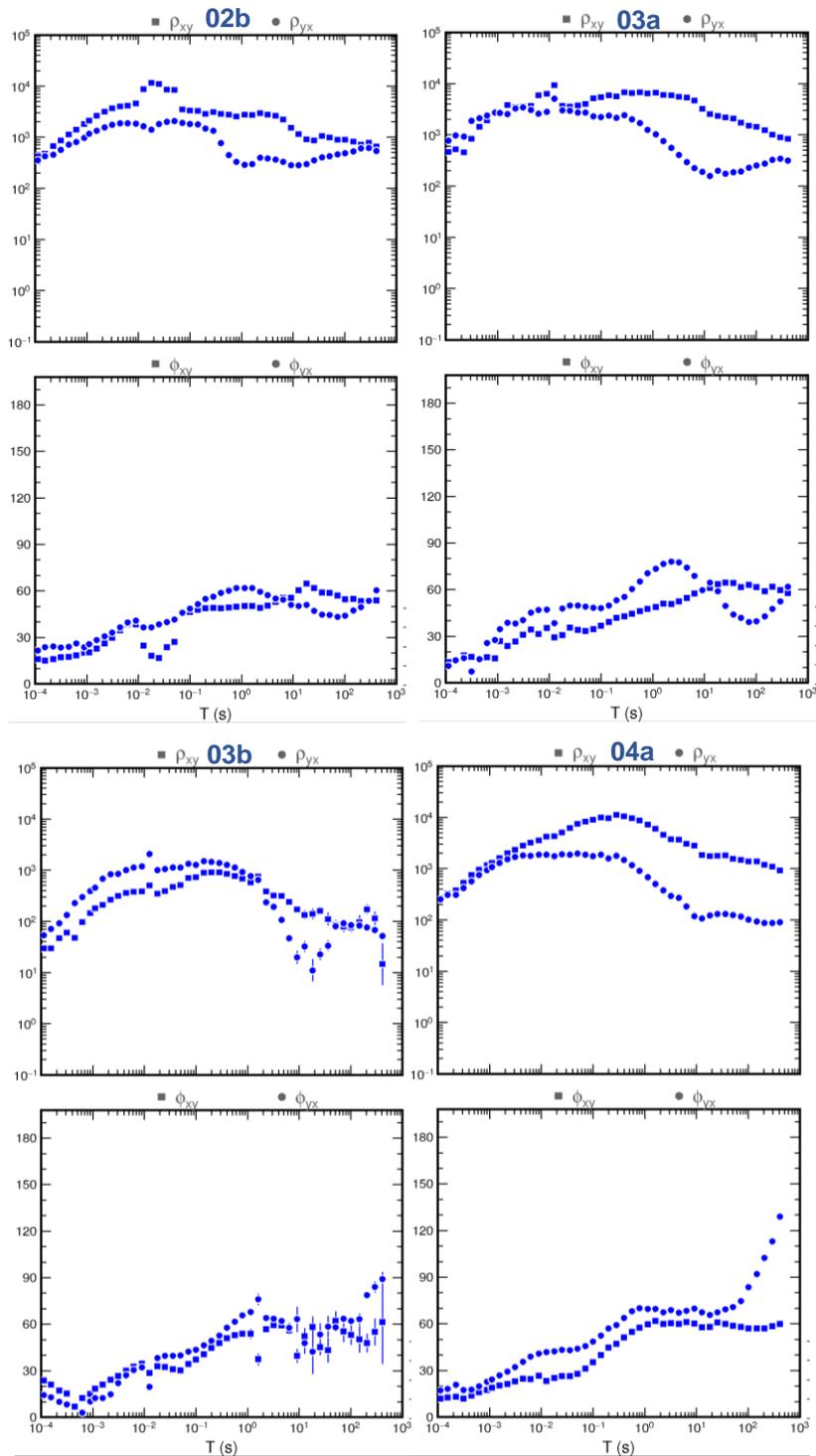
APÊNDICE A

Figura 20 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 00a, 01a, 01b e 02a, obtidos a partir dos dados brutos.



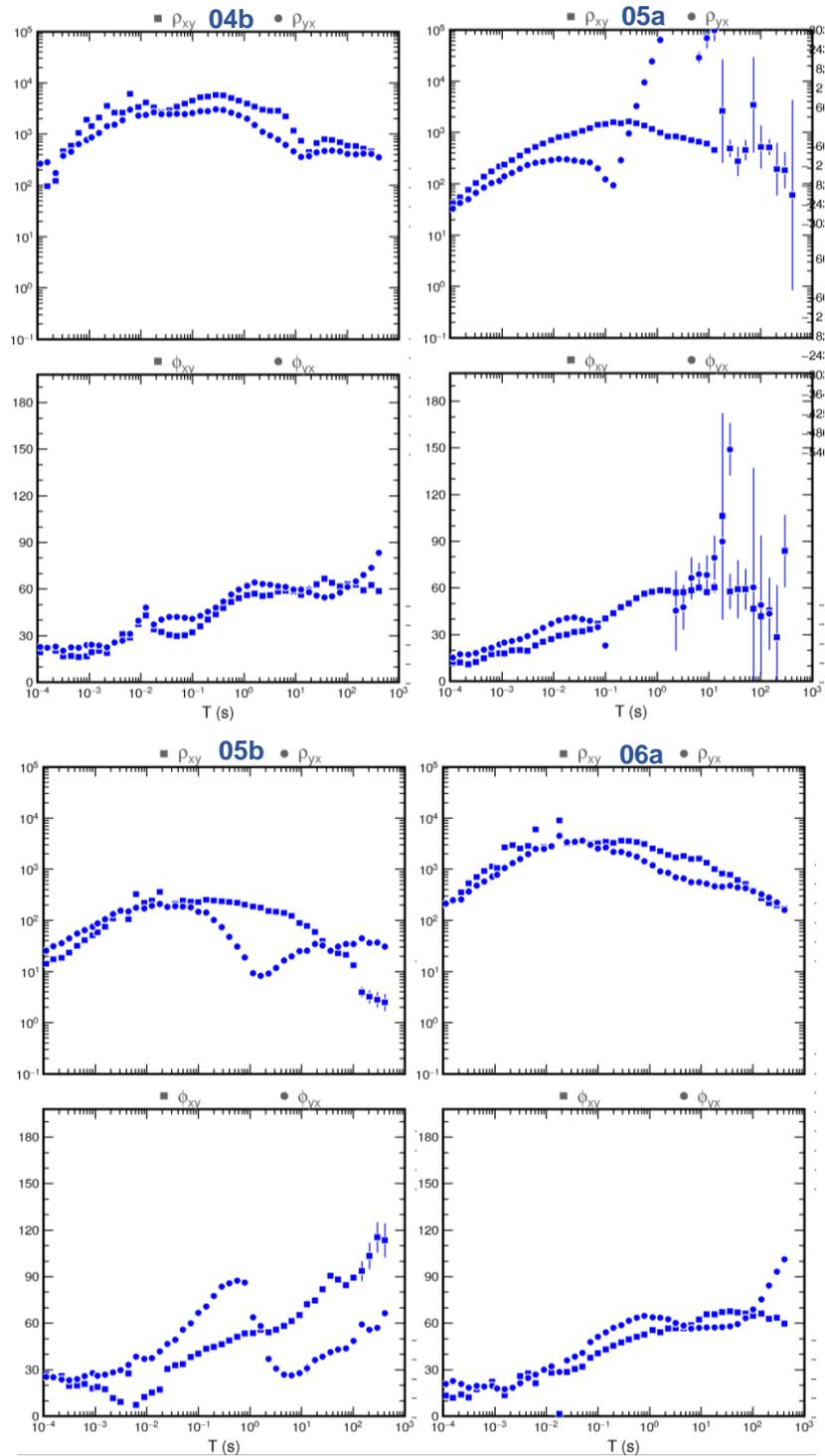
Fonte: Autor

Figura 21 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 02b, 03a, 03b e 04a, obtidos a partir dos dados brutos.



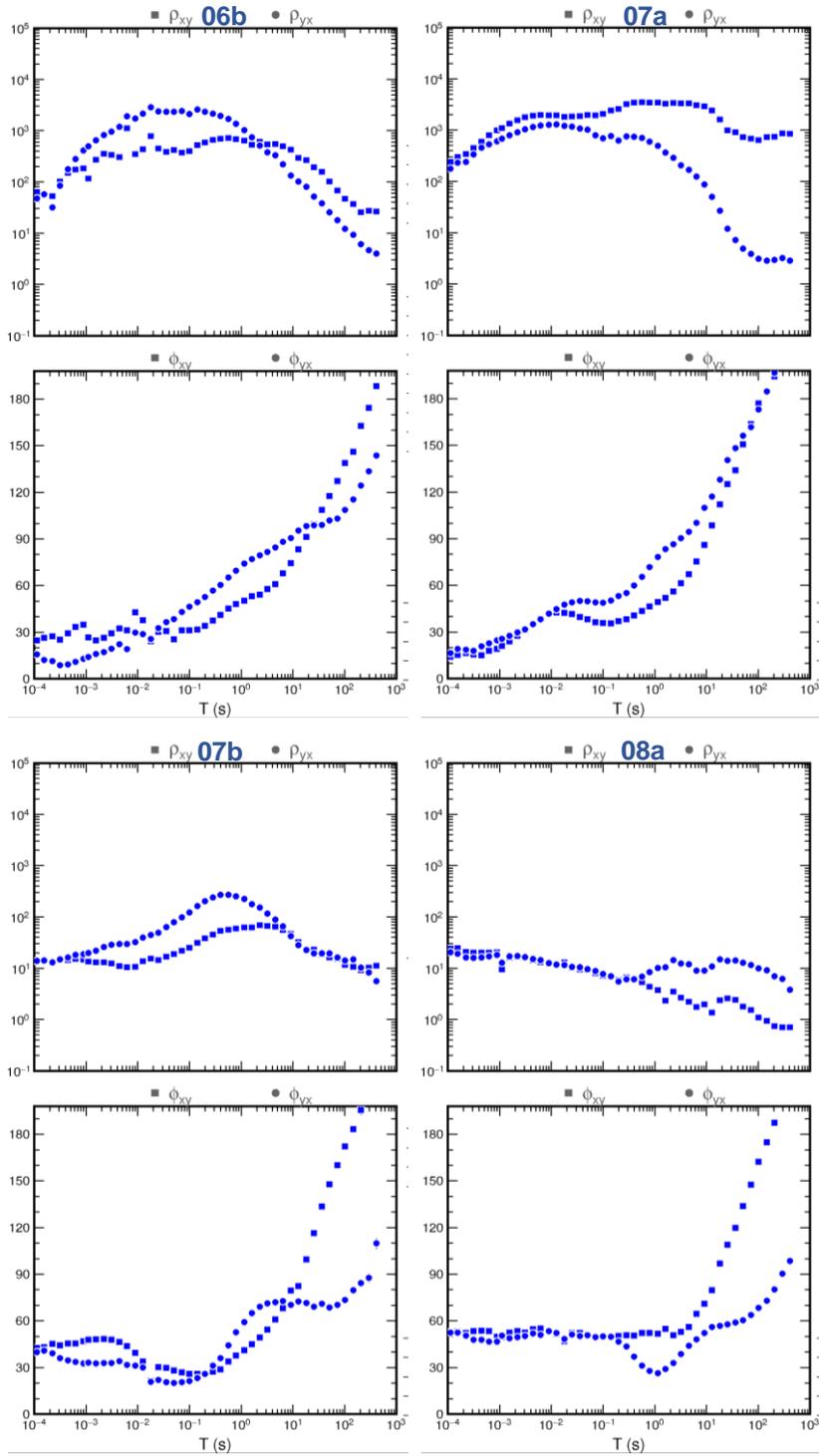
Fonte: Autor

Figura 22 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 04b, 05a, 05b e 06a, obtidos a partir dos dados brutos.



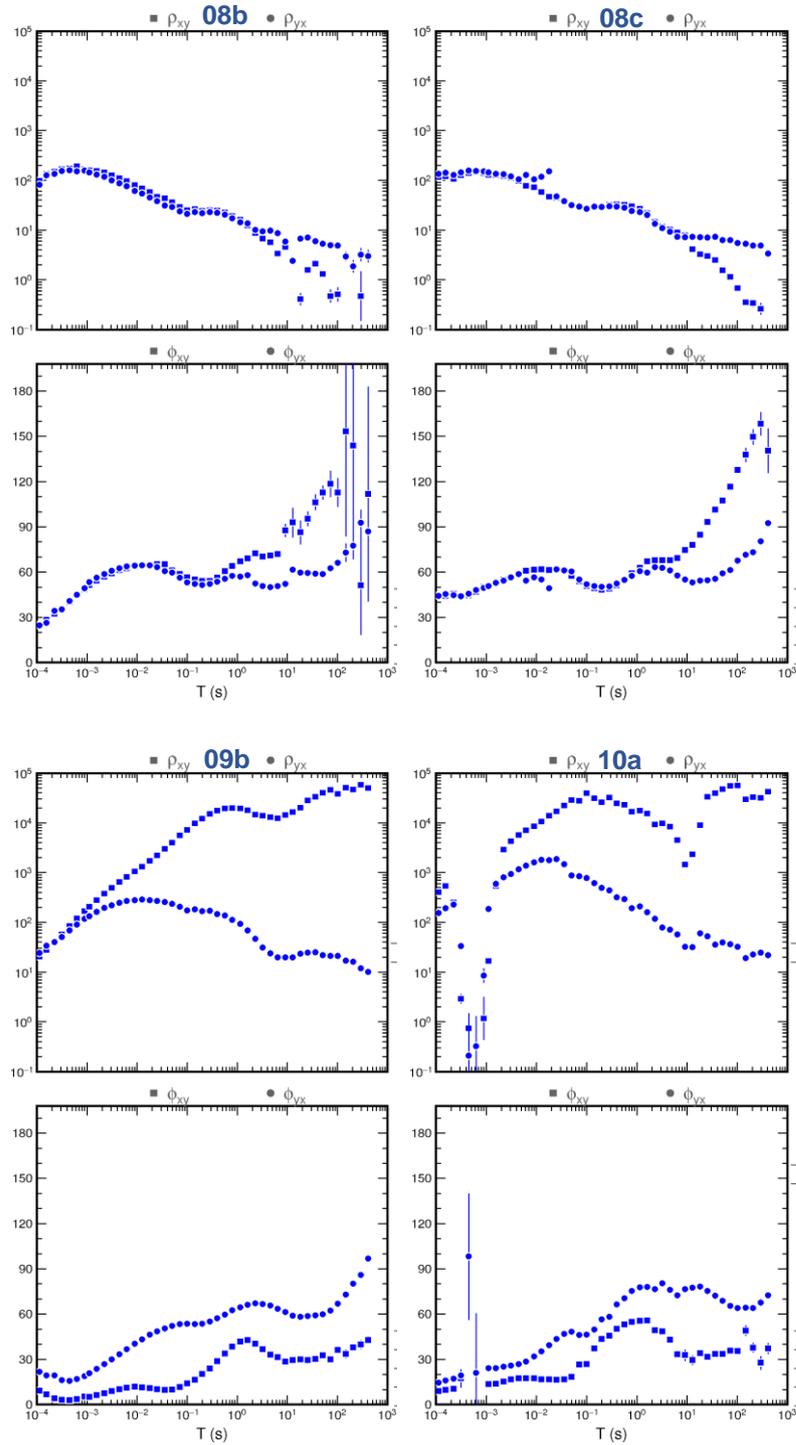
Fonte: Autor

Figura 23 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 06b, 07a, 07b e 08a, obtidos a partir dos dados brutos.



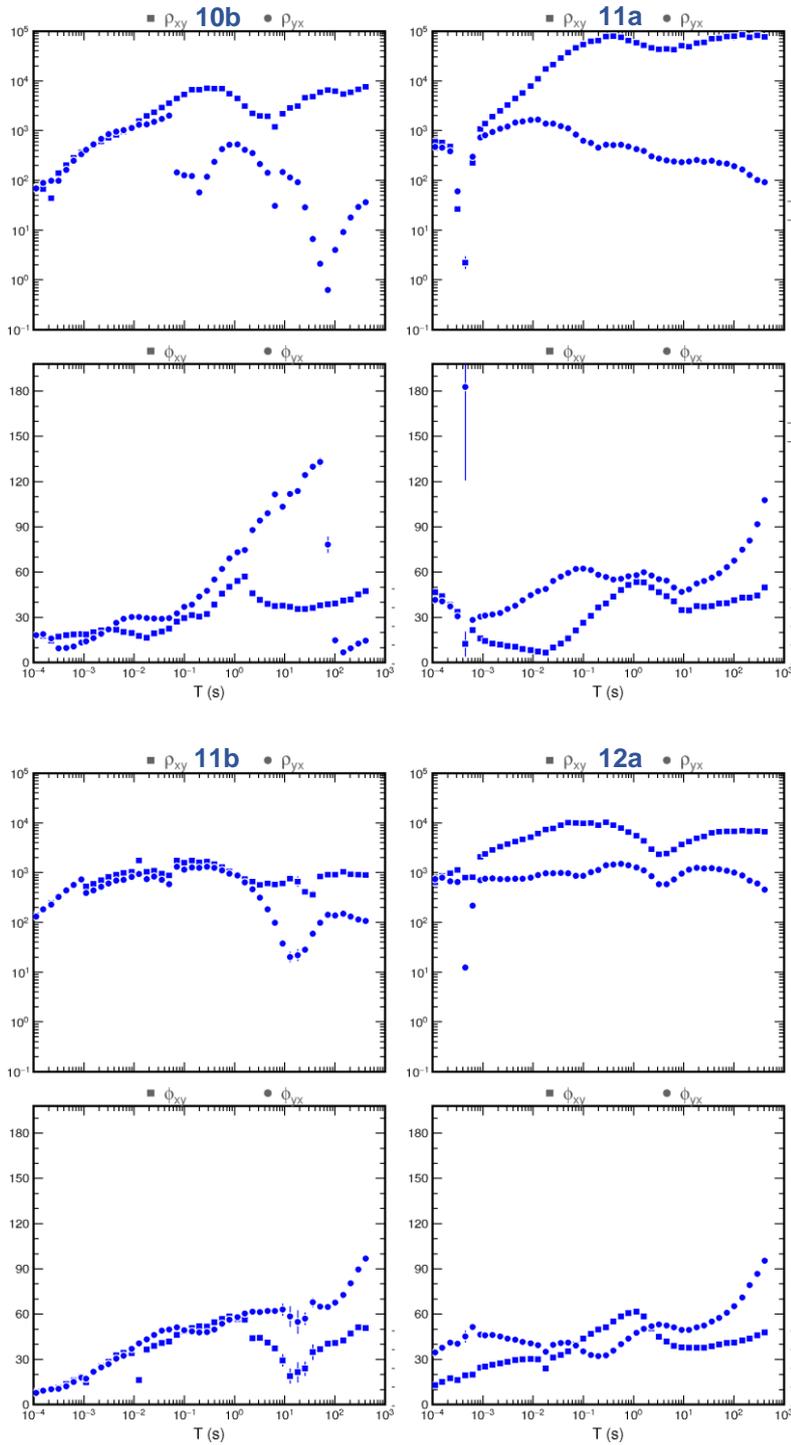
Fonte: Autor

Figura 24 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 08b, 08c, 09b e 10a, obtidos a partir dos dados brutos.



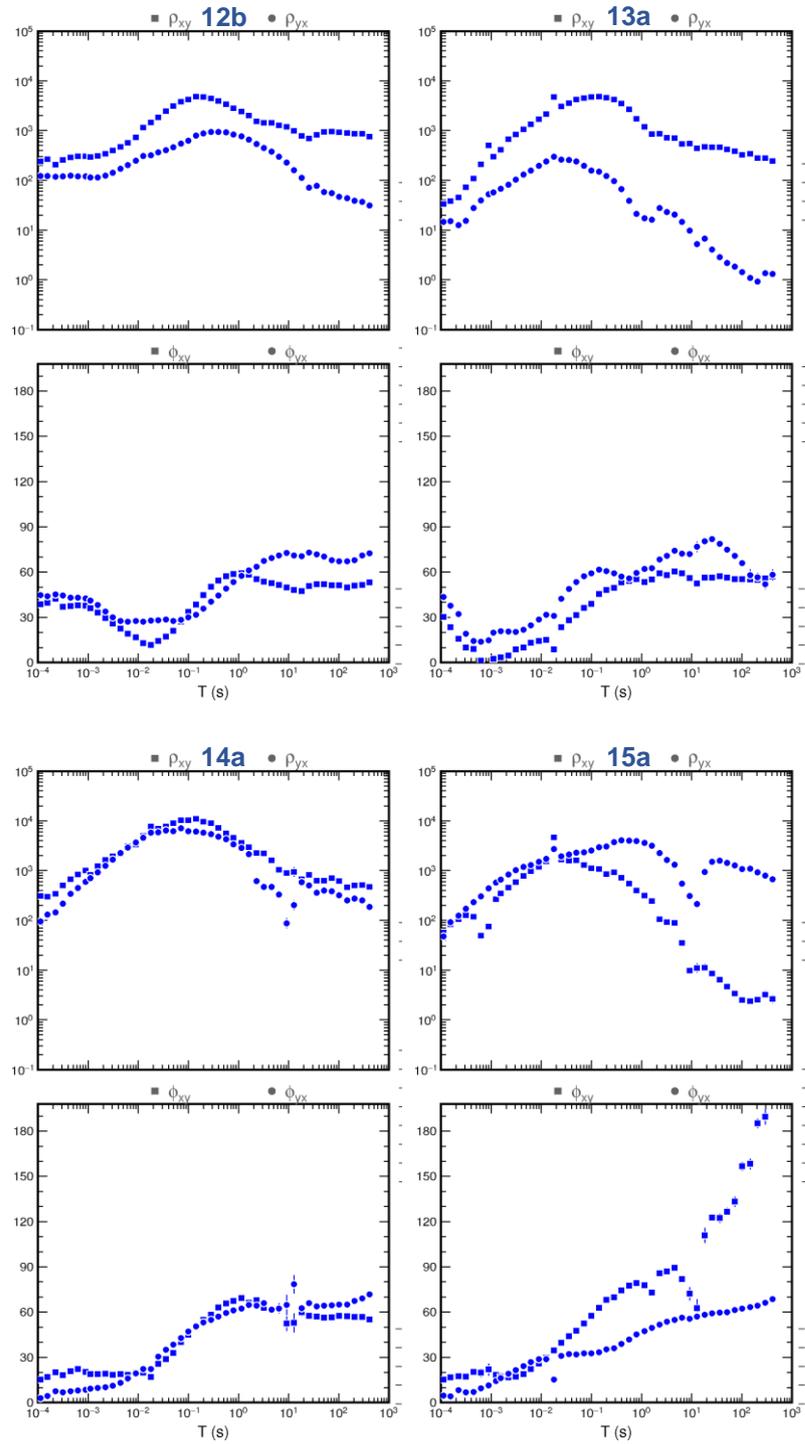
Fonte: Autor

Figura 25 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 10b, 11a, 11b e 12a, obtidos a partir dos dados brutos.



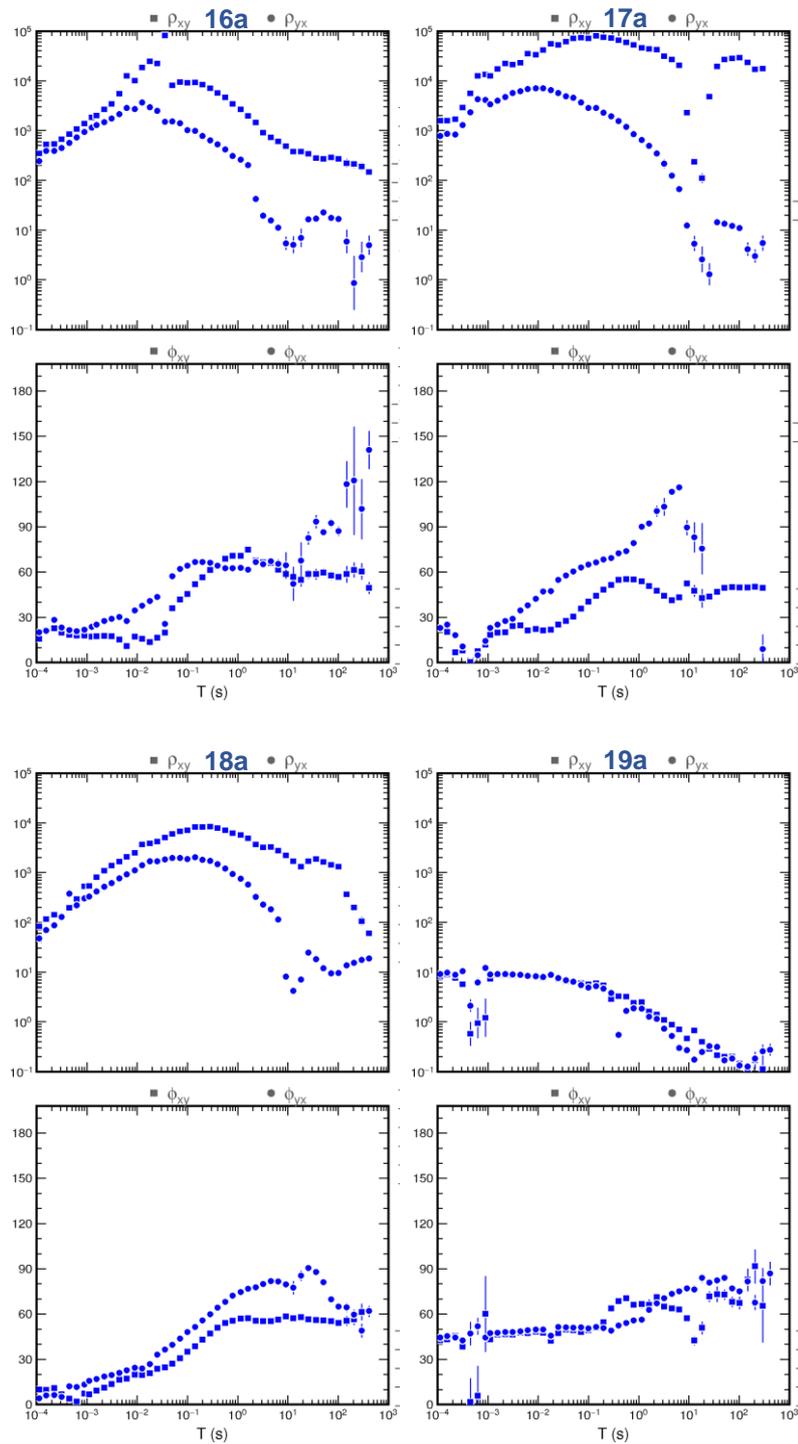
Fonte: Autor

Figura 26 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 12b, 13a, 14a e 15a, obtidos a partir dos dados brutos



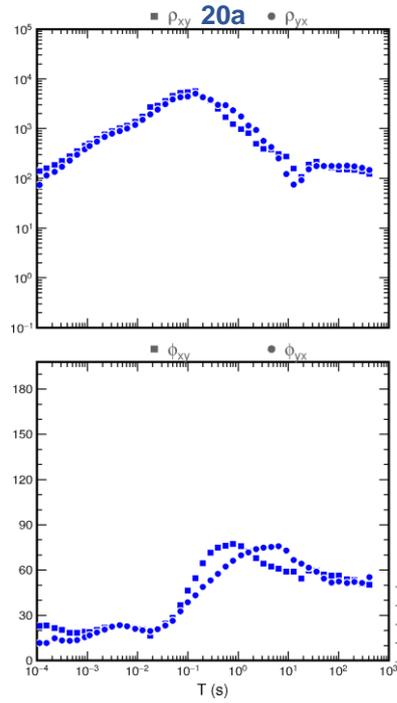
Fonte: Autor

Figura 27 - Gráficos de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para as estações 16a, 17a, 18a e 19a, obtidos a partir dos dados brutos



Fonte: Autor

Figura 28 - Gráfico de resistividade aparente e fase para as componentes XY e YX, para a estação 20a obtido a partir dos dados brutos



Fonte: Autor