

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA**

**PAULO ROBERTO DOS SANTOS**

**IMAGEAMENTO UNIDIMENSIONAL DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS SOB A  
BACIA SEDIMENTAR TUCANO CENTRAL E O BLOCO SERRINHA, NE DO  
BRASIL**

**Caçapava do Sul  
2019**



**PAULO ROBERTO DOS SANTOS**

**IMAGEAMENTO UNIDIMENSIONAL DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS SOB A  
BACIA SEDIMENTAR TUCANO CENTRAL E O BLOCO SERRINHA, NE DO  
BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação)  
apresentado ao curso de Bacharelado em  
Geofísica da Universidade Federal do Pampa  
como requisito parcial para obtenção do grau de  
Bacharel em Geofísica.

Orientador: José Pedro Rebés Lima

Co-orientadora: Andréa Cristina Santos-Matos

**Caçapava do Sul  
2019**

S237i Santos, Paulo Roberto  
Imageamento Unidimensional de dados magnetotelúricos sob a Bacia Sedimentar Tucano Central e o Bloco Serrinha, NE do Brasil / Paulo Roberto dos Santos. – 2019.  
61p. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pampa, GEOFÍSICA, 2019.  
“Orientação: José Pedro Rebés Lima; Coorientação: Andréa Cristina Santos-Matos”.

1. Magnetotelúrico. 2. Bacia do Tucano Central. 3. Inversão 1D. 4. Cráton do São Francisco. I. Título.

**PAULO ROBERTO DOS SANTOS**

**IMAGEAMENTO UNIDIMENSIONAL DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS SOB A  
BACIA SEDIMENTAR TUCANO CENTRAL E O BLOCO SERRINHA, NE DO  
BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação)  
apresentado ao curso de Bacharelado em  
Geofísica da Universidade Federal do Pampa  
como requisito parcial para obtenção do grau de  
Bacharel em Geofísica.

Área de concentração: Geofísica

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 11 de Julho de 2019.  
Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. José Pedro Rebés Lima  
Orientador  
UNIPAMPA

---

Prof. Dr. Vinícius de Abreu Oliveira  
UNIPAMPA

---

Prof. Dr. Igor Magalhães Clemente  
UNIPAMPA



*Dedico este trabalho, bem como todas as demais conquistas da minha vida, a minha patroa – Danuta –, minha mãe – Celizêlda –, meu pai Manoel, meus irmãos – Eduardo – Lúcio e Fernanda -.*



## **AGRADECIMENTO**

A Universidade Federal do Pampa e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela bolsa de estudos.

Agradeço a meu grande amigo, Patrick Rogger Garcia pela troca de conhecimentos durante esse período, por me incentivar a ficar no mundo linux.

A todos os professores que pelos conhecimentos transmitidos contribuíram tanto para a formação profissional quanto pessoal.

Ao meu orientador José Pedro Rebés Lima, agradeço pelo apoio durante esta etapa do trabalho.

Também gostaria de agradecer a minha coorientadora, Andréa Cristina Lima Santos Matos por me apresentar o Magnetotelúrico. Pelo apoio e paciência em momentos importantes deste trabalho.

Ao professor Éverton Frigo pela dedicação ao curso de Geofísica.

A todo o Grupo GEOMA do INPE. Em especial a Marcelo Banik e Marcos Banik pela paciência em transmitir conhecimento e fornecer os programas que auxiliaram na realização deste trabalho.



*”Nunca é tarde para abirmos mão do nosso  
preconceito ”.*  
– (Henry David Thoreau)



## RESUMO

O método magnetotelúrico (MT) busca obter a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície através da medição da variação dos campos elétricos e magnéticos em superfície. O presente trabalho mostra uma interpretação das estruturas tectônicas da crosta continental no sudoeste da província Borborema e nordeste do cráton do São Francisco, no nordeste do Brasil. Uma região que possui uma grande complexidade geodinâmica relacionada a sua gênese, além de poucas informações sobre seus limites em subsuperfície. O que tem tornado essa área objeto de estudos em vista a elucidar os processos evolutivos que levaram a sua gênese. Para a realização desse estudo foram utilizados dados magnetotelúricos, provenientes do projeto *CNPq – 573713/2008 – 1*, financiado pelo programa de Institutos do Milênio, vinculado ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Estudos Tectônicos (INCT-ET) com parceria entre a Universidade de Brasília e o grupo de geomagnetismo do INPE. O INPE disponibilizou os dados de 14 estações que estão dispostos ao longo de um perfil linear de aproximadamente 160 km, que secciona perpendicularmente as principais unidades tectônicas desta região (bacia sedimentar de Tucano Central e o bloco Serrinha). Esses dados foram processados por técnicas avançadas atualmente disponíveis para estudos de indução eletromagnética dentro da Terra. Para a obtenção do modelo geoeletrico 1D foi utilizado o programa Zond1DMT versão grátis. Analisando os resultados das pseudoseções é possível observar a presença de um condutor por toda crosta média ao longo do perfil. Os resultados obtidos mostram regiões geoeletricamente distintas, uma crosta superior sob o bloco Serrinha porção oeste do perfil (que coincide com o embasamento do cráton do São Francisco) e a bacia Tucano Central porção leste (que coincide com o pacote sedimentar da bacia do Tucano). A análise de dimensionalidade evidencia que a porção leste do perfil está muito bem definida com o predomínio de estruturas 1D com períodos que variam de  $10^4$  a 1s coincidindo com a região da bacia estudada. Os resultados da seção geoeletrica de inversão 1D delimitou bem a região da bacia de Tucano Central. Mostra também uma anomalia condutora incomum para estruturas meso-arqueano (bloco Serrinha), e, uma anomalia sob a bacia do Tucano Central interpretada como zona fraturada na crosta superior. Esta parece ser uma característica regional desse sistema de rifte e que pode estar relacionada aos mecanismos de sua geração da bacia. Esses pontos mostram a importância deste trabalho que traz subsídios geofísicos que buscam contribuir para um melhor entendimento evolutivo da região.

Palavras-chave: Magnetotelúrico. Bacia do Tucano Central. Inversão 1D. Cráton do São Francisco.



## ABSTRACT

The magnetotelluric (MT) method seeks to obtain the distribution of subsurface electrical conductivity by measuring the variation of surface electric and magnetic fields. The present work shows an interpretation of the tectonic structures of the continental crust in the southwest of the Borborema province and northeast of the São Francisco craton in northeastern Brazil. A region that has a great geodynamic complexity related to its genesis, and little information about its subsurface boundaries. What has made this area the object of study in order to elucidate the evolutionary processes that led to its genesis. For this study we used magnetotelluric data from the *CNPq* – 573713/2008 – 1 project, funded by the Milênio Institutes program, linked to the National Institute of Science and Technology in Tectonic Studies (INCT-ET), which would appear between the University of Brasilia and the group. Geomagnetism Institute. INPE made available data from 14 stations that are arranged along a linear profile of approximately 160 km, which cuts perpendicularly the main tectonic units of this region (Tucano Central sedimentary basin and the Serrinha block). These data were processed by advanced techniques currently available for studies of electromagnetic induction within the earth. To obtain the 1D geoelectric model, the free version Zond1DMT software was used. By analyzing the results of the pseudosessions it is possible to observe the presence of a conductor throughout the middle crust along the profile. The results show geoelectrically distinct regions, an upper crust under the Serrinha block west portion of the profile (which coincides with the basement of the São Francisco craton) and the central Tucano basin east portion (which coincides with the sedimentary package of the Tucano basin). . The dimensionality analysis shows that the eastern portion of the profile is very well defined with the predominance of 1D structures with periods ranging from  $10^4$  to 1s coinciding with the basin region studied. The results of the 1D inversion geoelectric section well diluted the Tucano Central basin region. It also shows an unusual conductive anomaly for meso-archean structures (Serrinha block), and an anomaly under the Tucano Central basin interpreted as a fractured zone in the upper crust. This seems to be a regional feature of this rift system and may be related to the mechanisms of its basin generation. These points show the importance of this work that brings geophysical subsidies that seek to contribute to a better evolutionary understanding of the region.

Keywords: Magnetotelluric. Central Tucano Basin. 1D Inversion. San Francisco Cráton.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo. . . . .	16
Figura 2 – Mapa de domínios tectônicos e estruturas da província da Borborema, Cráton do São Francisco e Bacias sedimentares. . . . .	18
Figura 3 – Mapa de Geologia Regional da Área. . . . .	19
Figura 4 – Carta Estratigráfica da Bacia do Tucano Central. . . . .	22
Figura 5 – Tempestades elétricas. . . . .	24
Figura 6 – Ondas eletromagnéticas geradas por raios, que refletem entre a superfície da Terra e a ionosfera altamente condutora e viajam como ondas planas ( <i>esferics</i> ). . . . .	25
Figura 7 – Interação do vento solar com a magnetosfera terrestre. . . . .	25
Figura 8 – Métodos Geofísicos e a suas Faixas de Frequências Utilizadas. . . . .	26
Figura 9 – Espectro do campo magnético natural, destacando-se as principais fontes de sinal. . . . .	27
Figura 10 – Resistividade dos Materiais. . . . .	31
Figura 11 – Experimento para estimar a resistividade de um material. . . . .	31
Figura 12 – Mapa da análise de dimensionalidade usando o código WALDIM. . . . .	35
Figura 13 – Módulo de Aquisição. . . . .	37
Figura 14 – Fluxograma de pré-processamento dos dados magnetotelúricos. . . . .	38
Figura 15 – Curvas de resistividade e fase, partes real e imaginária dos componentes da matriz de impedância e da função de transferência para a estação ser017a. . . . .	39
Figura 16 – Mapa de anomalia Bouguer do segmento nordeste brasileiro e representando a bacia do Recôncavo- Tucano-Jatobá. . . . .	42
Figura 17 – Seção sísmica na Bacia de Tucano central, mostrando o espessamento estratigráfico controlado por falhas. . . . .	43
Figura 18 – Pseudosseção da fase perfil pertencente a componente xy. . . . .	44
Figura 19 – Pseudosseção da fase perfil pertencente a componente yx. . . . .	45
Figura 20 – Pseudosseção da resistividade perfil pertencente a componente xy. . . . .	46
Figura 21 – Pseudosseção da resistividade perfil pertencente a componente yx. . . . .	47
Figura 22 – Seção geoeletrica da inversão 1D do modo TM. . . . .	51
Figura A.0.1 Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 14a - 10a. . . . .	59
Figura A.0.2 Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 11a-13a. . . . .	59
Figura A.0.3 Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 14a, 15a e 202a. . . . .	60
Figura A.0.4 Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 17a-19a. . . . .	60
Figura A.0.5 Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 20a-21a. . . . .	61



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação das micropulsações em função do período. . . . .	27
---	----



## **LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS**

CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

DGEA - Departamento de Gestão de Áreas Especiais

DIDGE - Divisão de Geofísica Espacial

EMTF - *Electromagnetic Transfer Function* (Função de Transferência Eletromagnética)

FFT - *Fast Fourier Transform* (Transformada Rápida de Fourier)

GEOMA- Grupo de Geomagnetismo do INPE

INPE- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

MT - Magnetotelúrico

OCCAM - Algoritmo de inversão

REBOCC- Reduced Basis Occam's Inversion

SBRTJ -Sistema de Bacias do Recôncavo Tucano Jatobá

UNIPAMPA - Universidade Federal do Pampa

WALDIM - Código para Análise de Dimensionalidade



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\delta$	<i>Skin-depth</i> (Profundidade de Película)	$\vec{H}$	Vetor Campo Magnetizante
$\varepsilon$	Permissividade Elétrica	$i$	Intensidade da Corrente Elétrica
$\mu$	Permeabilidade Magnética	$\vec{J}$	Vetor Densidade de Corrente
$\rho$	Resistividade Elétrica	$\vec{k}$	Vetor de Onda
$\rho_a$	Resistividade Elétrica Aparente	$R$	Resistência Elétrica
$\sigma$	Condutividade Elétrica	$T$	Período
$\omega$	Frequência Angular	$Z$	Impedância Eletromagnética
$A$	Área	$\nabla$	Gradiente
$\vec{B}$	Vetor Campo Magnético	$\nabla \times$	Rotacional
$\vec{E}$	Vetor Campo Elétrico	$\nabla \cdot$	Divergente
$f$	Frequência	$\vec{D}$	Vetor Campo de Deslocamento Elétrico



## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>14</b>
<b>1.1</b>	<b>Justificativa</b>	<b>14</b>
<b>1.2</b>	<b>Objetivo geral</b>	<b>15</b>
<b>1.3</b>	<b>Objetivo específico</b>	<b>15</b>
<b>2</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>16</b>
<b>3</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	<b>17</b>
<b>3.1</b>	<b>Estratigrafia da Bacia Tucano Central</b>	<b>20</b>
<b>4</b>	<b>MÉTODO MAGNETOTELÚRICO</b>	<b>23</b>
<b>4.1</b>	<b>Fonte de Sinal</b>	<b>24</b>
<b>4.2</b>	<b>Faixa de Frequências</b>	<b>25</b>
<b>4.3</b>	<b>Micropulsações</b>	<b>26</b>
<b>4.4</b>	<b>Indução Eletromagnética</b>	<b>27</b>
<b>4.5</b>	<b>Resistividade</b>	<b>30</b>
<b>4.6</b>	<b>Profundidade de Investigação</b>	<b>32</b>
<b>5</b>	<b>DIMENSIONALIDADES DA TERRA</b>	<b>34</b>
<b>5.1</b>	<b>Modelo 1D</b>	<b>35</b>
<b>5.2</b>	<b>Modelo 2D</b>	<b>35</b>
<b>5.3</b>	<b>Modelo 3D</b>	<b>36</b>
<b>6</b>	<b>AQUISIÇÃO DE DADOS</b>	<b>37</b>
<b>7</b>	<b>PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS</b>	<b>38</b>
<b>8</b>	<b>INVERSÃO</b>	<b>40</b>
<b>9</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>41</b>
<b>9.1</b>	<b>Análise Qualitativa das Pseudosseções</b>	<b>41</b>
<b>10</b>	<b>ANÁLISE DE DIMENSIONALIDADE</b>	<b>48</b>
<b>11</b>	<b>INVERSÃO UNIDIMENSIONAL (1D)</b>	<b>49</b>
<b>12</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>52</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>53</b>
	<b>APÊNDICE A – CURVAS DE RESISTIVIDADE APARENTE E FASE</b>	<b>59</b>



# 1 INTRODUÇÃO

A investigação da litosfera continental utilizando métodos geofísicos tem revolucionado a visão da crosta e manto superior. Nos últimos anos tem ocorrido intenso debate sobre os modelos geológicos mais adequados que possam explicar a complexidade tectônica que envolve a litosfera sob a província Borborema e o cráton do São Francisco (ALMEIDA; HASUI; NEVES, 1976; SANTOS-MATOS, 2012; ??; ??; PADILHA et al., 2016), localizados no nordeste do Brasil. O método magnetotelúrico (MT), proposto por Tikhonov (1950), e Cagniard (1953), é um método geofísico comumente utilizado para determinar a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Neste método as variações temporais dos campos elétricos e magnéticos são medidas simultaneamente na superfície. No Brasil, o uso do MT na prospecção tem se destacado no auxílio a métodos geofísicos (sísmica e gravimetria) pela boa relação sinal/ruído e pelo baixo custo operacional, uma vez que o MT trabalha com fontes naturais e frequências que variam de  $10^{-4}Hz$  a  $10^{+4}Hz$ . Bem como em países como Austrália e Rússia o método magnetotelúrico é uma ferramenta importante nos estudos de subsuperfície dentre eles destacam trabalhos nas áreas de prospecção mineral e de hidrocarbonetos foram realizados mostrando sua aplicabilidade (DENTITH et al., 2012; VARENTSOV et al., 2013; KOMENZA, 2013; BERDICHEVSKY et al., 2015) desta forma o método vai se aperfeiçoando e tornando-o mais seguro e conseqüentemente cada vez mais utilizado.

Diversos trabalhos tem sido realizados para compreender regiões de crosta e manto superior (STANLEY; OHOFUGI; SAAD, 1985; OLIVEIRA; FONTES, 1991; FIGUEIREDO, 1997; ABARCA, 2005; HAUTOT et al., 2006; BIANCHI et al., 2010). Também há trabalhos em áreas de bacias sedimentares utilizando o MT, seja devido a extensas áreas como a bacia do Paraná ou em locais de geologia adjacentes é complexa o método tem se mostrado eficiente. Esses estudos buscam compreender o comportamento geoeletricos em bacias sedimentares (MEJU et al., 1999; LIMA, 2000; BATISTA et al., 2011; SANTOS; FLEXOR, 2013; ROCHA, 2016).

A proposta deste trabalho consiste em mapear estruturas geoeletricas crustais e da bacia de Tucano Central utilizando dados magnetotelúricos para avaliar a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Para isso, foram processados, modelados unidimensionalmente e interpretados dados de 14 estações MT nas regiões do Cráton do São Francisco e bacia do Tucano Central.

## 1.1 Justificativa

Este estudo busca obter um modelo da bacia de Tucano que possa servir como subsídio no entendimento do processo evolutivo desta região. O que inclui o cráton do São Francisco e em especial a formação do sistema de bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá. Esta região possui uma complexidade na sua gênese que a torna alvo de controvérsia em vários trabalhos (USSAMI; KARNER; BOTT, 1986; MILANI; DAVISON, 1988; MAGNAVITA, 1992).

Dessa forma, espera-se que o conhecimento deste estudo possa contribuir no entendimento geológico e estrutural de zonas hoje inexploradas, mas que no futuro possam ser fontes de recursos naturais exploráveis.

## **1.2 Objetivo geral**

Modelar a Bacia de Tucano Central e crosta e as região adjacentes ao Cráton do São Francisco utilizando o processamento e a inversão 1D de dados magnetotelúricos.

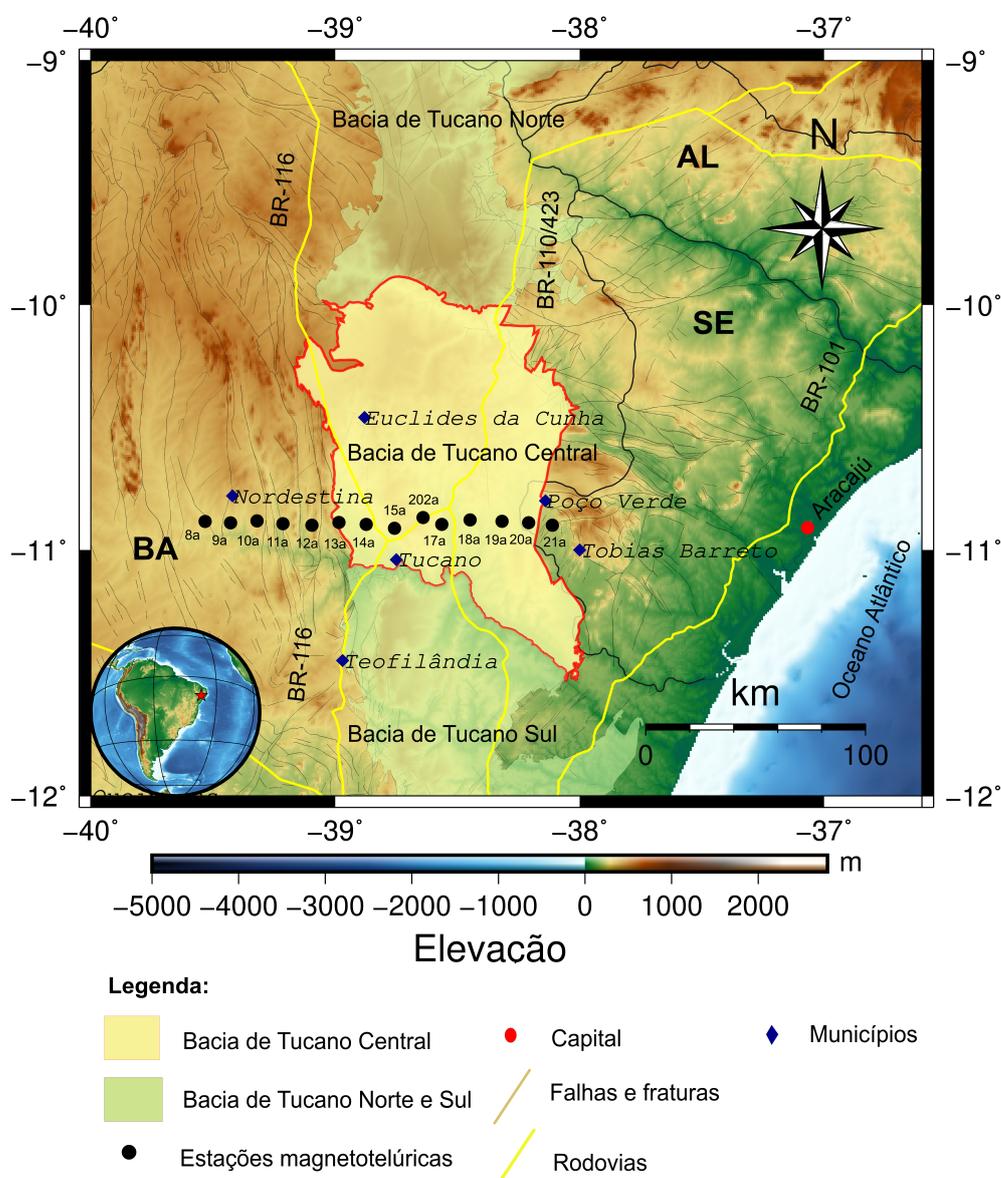
## **1.3 Objetivo específico**

- Mapear estruturas geológicas de subsuperfície na área de estudo;
- Construir um modelo geológico 1D para a região do perfil analisado.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada entre os estados de Sergipe e Bahia, nordeste do Brasil. A Bacia de Tucano Central possui uma área de 14.700 km<sup>2</sup> limitada a sul pela zona de acomodação do rio Itapicurú e a norte pelo alto Vaza Barris. A área dista cerca de 220 km a norte de Salvador com acesso pelas BR-110 e BR-116. O perfil magnetotelúrico, utilizado neste trabalho, se estende por cerca de 160 km partindo do município de Nordestina e se estendendo até o município de Tobias Barreto. Seccionando a porção central da bacia Tucano e o bloco Serrinha localizado na porção leste do cráton do São Francisco (Figura 1).

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

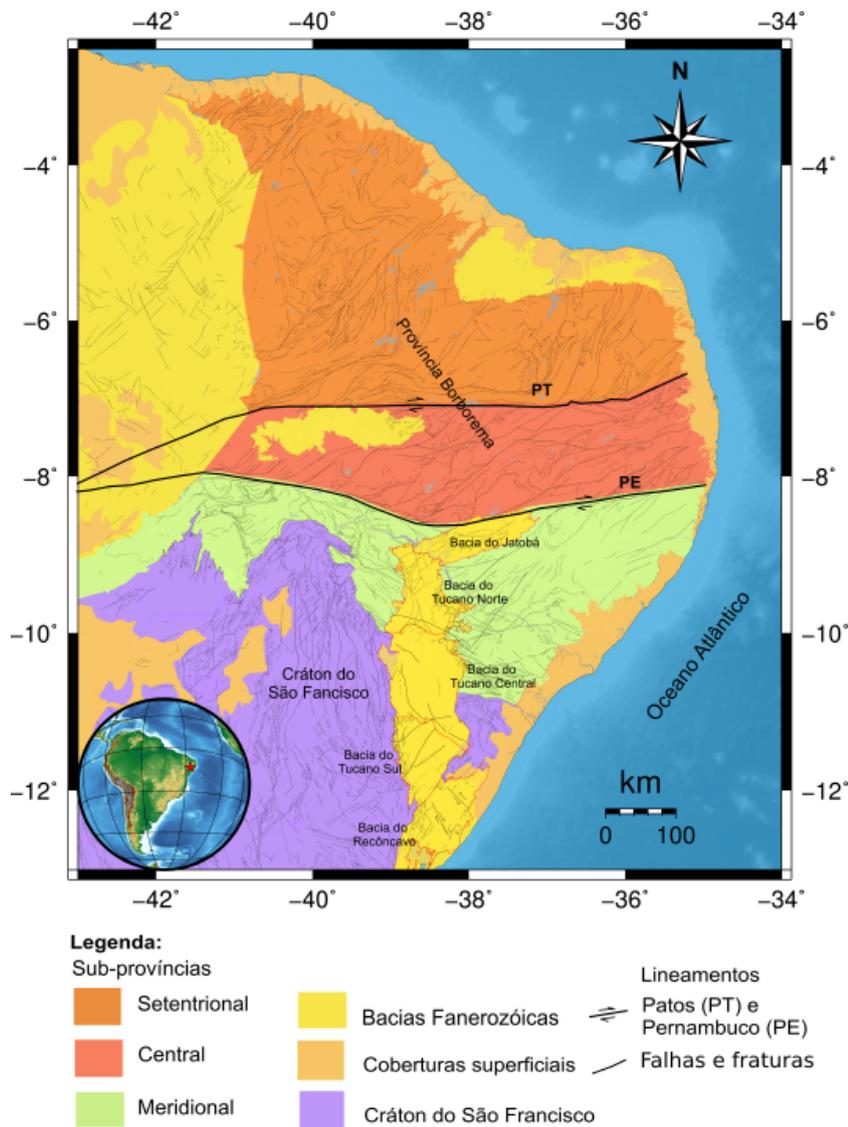


### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A província da Borborema está localizada no nordeste oriental do Brasil, limitado ao norte e leste por bacias sedimentares, a oeste com a bacia do Paranaíba e ao sul com o cráton do São Francisco. É constituída pela aglutinação de terrenos ao longo dos ciclos tectônicos meso e neoproterozóico. Devido a sua gênese ter aportados diferentes terrenos, uma separação com intuito de estudos torna essa tarefa complexa, (SCHMUS et al., 1995). Segundo Kossin (2009), a Província Borborema é composta por microplacas amalgamadas, decorrente de esforços tectônicos durante o neoproterozóico e Brasileiro. Segundo mesmo autor, esta província é dividida em três subprovíncias: Setentrional, Zona Transversal e Meridional (Figura 2). Cada divisão destas sub-províncias é subdividida em domínios e subdomínios menores.

Já os crátons são grandes porções da litosfera continental antigas e frias de mecanicamente resistentes. Isto lhes confere uma estabilidade de modo a não sofrerem com as orogêneses. O Cráton do São Francisco (CSF) é um dos mais importantes e discutidos cráton do Brasil. Está localizado ao sul da província Borborema. É a unidade tectônica mais exposta da plataforma sul-americana abrangendo principalmente os estados de Minas Gerais e Bahia. Seu embasamento é constituído por rochas que tem mais de 1,8 Ga, (ALMEIDA et al., 1977). Coberto por áreas pré-cambrianas e fanerozóicas, dentre elas parte do Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), o cráton do São Francisco teve seus limites traçados e interpretados por faixas: a faixa Brasília limita-se a sul e a oeste, a faixa Rio Preto a noroeste, Riacho do Pombal e faixa Sergipana a norte, faixa Araçuaí a sudeste e a leste limita-se com as bacias de Almada, Camamú e Jacuípe, (ALMEIDA et al., 1977; ALMEIDA, 1981) (Figura 2).

Figura 2 – Mapa de domínios tectônicos e estruturas da província da Borborema, Cráton do São Francisco e Bacias sedimentares.



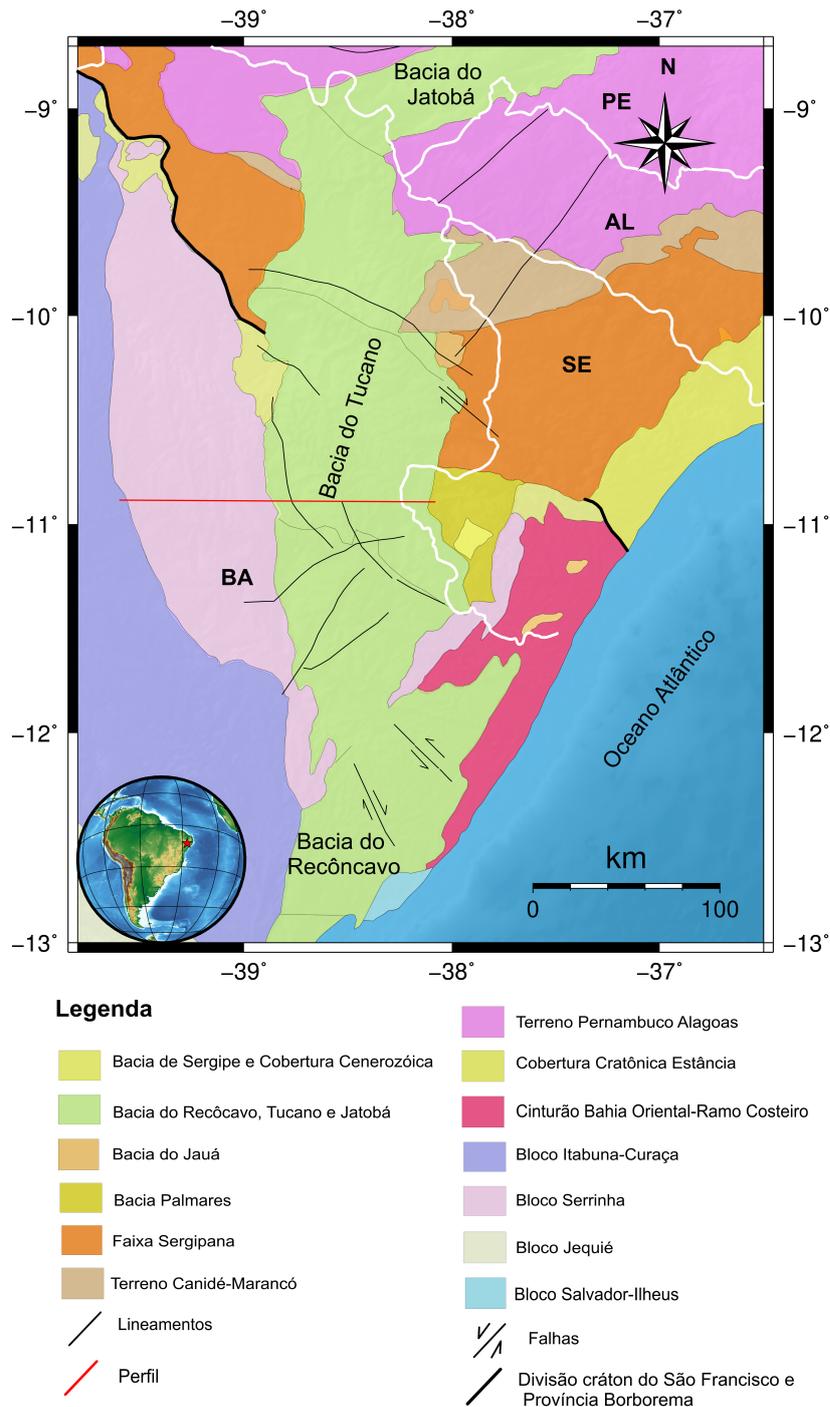
Fonte: Modificado de Oliveira (2008)

Segundo Barbosa e Sabaté (2004), a região norte do cráton do São Francisco compreende os blocos do Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaça (Figura 3). O Bloco Serrinha, interesse deste trabalho, é composto por rochas do tipo migmatitos, ortognaisses e tonalitos metamorfizados em fácies anfibolitos por vezes granulitos com idades entre 3,0 Ga a 2,9 Ga. Essas rochas representam o embasamento das sequências vulcanossedimentares (*greenstone belts* do Rio Itapicuru e Capim), (RIOS, 2002).

A formação do Sistema de Bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá -(SBRTJ) está relacionada ao processo de ruptura continental que separou a América do Sul e África durante o mesozóico (160-100 Ma), (MAGNAVITA, 1992). O SBRTJ está instalado entre o cráton do São Francisco

e a Província Borborema. Possui uma extensão de 545 km e 227 km de largura. Estende-se do estado da Bahia até o Pernambuco, com partes nos estados de Sergipe e Alagoas. Tem seus limites a Sul pela bacia do Camamu, a norte pela zona de cisalhamento Pernambuco, a leste pelo Cinturão-Salvador-Esplanaada e a oeste pelo Bloco Itabuna-Salvador-Curaça e Serrinha.

Figura 3 – Mapa de Geologia Regional da Área.



Fonte: Modificado de Kosin (2009)

A bacia Tucano é uma das bacias pertencentes ao SBRTJ, tem direção preferencial norte-sul, comprimento de cerca de 270 km e largura média de 80 km. Se sub-divide em três bacias: Tucano Norte, Central e Sul (COSTA et al., 2007). A Sub-bacia de Tucano Norte está dividida nos terrenos Pernambuco-Alagoas e Canindé-Marancó, constituídos por complexos ortognáissicos e sequências meta-vulcanossedimentares. Na faixa de dobramentos Sergipana, compreende rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas (COSTA et al., 2007). Na sub-bacia Tucano Sul o seu limite é dado pelo Alto do Aporá entre a Tucano sul e Bacia do Recôncavo. As sub-bacias Tucano Sul e Central possuem no seu embasamento o cinturão Bahia Oriental. Este se divide em dois ramos: o costeiro formado por arcos magmáticos paleoproterozóicos e o intracontinental o qual compreende os blocos Serrinha, Itabuna-Salvador-Curaça, Jequié e Salvador Ilhéus, (KOSIN, 2009). A sub-bacia Central, representa um semi- gráben com acentuada simetria. Ela é a maior das sub-bacias, possui uma área de 14.700 km<sup>2</sup> e direção predominante N-S. Seus limites são marcados ao norte pela zona de acomodação vaza-Barris, ao sul zona de acomodação do rio Itapicuru; a leste, pela falha de Ajustina, que tem o maior rejeito do RTJ e a oeste pelo embasamento cristalino (MAGNAVITA et al., 2003).

### 3.1 Estratigrafia da Bacia Tucano Central

A estratigrafia da bacia Tucano Central é compreendida pelas supersequências Paleozóica pré-rifte; rifte e pós-rifte.

A supersequência Paleozóica compreende a formação Afligidos definida por Aguiar e Mato (1990), que acrescentaram a esta os membros Pedrão e Cazumba. O membro Pedrão é composto por arenito fino a muito fino de cor cinza claro bege, intercalados com siltitos de cor cinza claro. O membro Cazumba é formado por folhelhos vermelhos com intercalações siltosos esbranquiçada. Seus contatos com o embasamento inferior e superior com a formação Aliança são discordantes (MILANI, 1994).

A supersequência pré-rifte é composta pelas sequências J-20 e J-05, que integra o grupo Brotas (formação Aliança e Sergi) formados por folhelhos avermelhados e arenitos sobrepostos por arenitos fluviais. O grupo Santo Amaro (formações Itaparica e Água Grande) na parte inferior (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2010). Depósitos aluviais que caracteriza a formação Aliança e Sergi se estendem por toda a bacia de Tucano Central, aflorando em sua borda flexural. Para norte, os sistemas fluvio-eólicos da formações Aliança e Sergi decresce, enquanto os lamitos e pelitos lacustres pertencentes ao membro Caipianga cresce progressivamente (SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2010; PEIXINHO, 2017).

Na supersequência rifte o processo de rompimento da crosta e o rifteamento tem sido objeto de discussão de autores que levam em conta algumas concepções, entre elas:

- 1- Discordância erosiva que separa as Formações Itaparica e Água Grande melhor caracterizada na bacia do Recôncavo (SILVA, 1993);

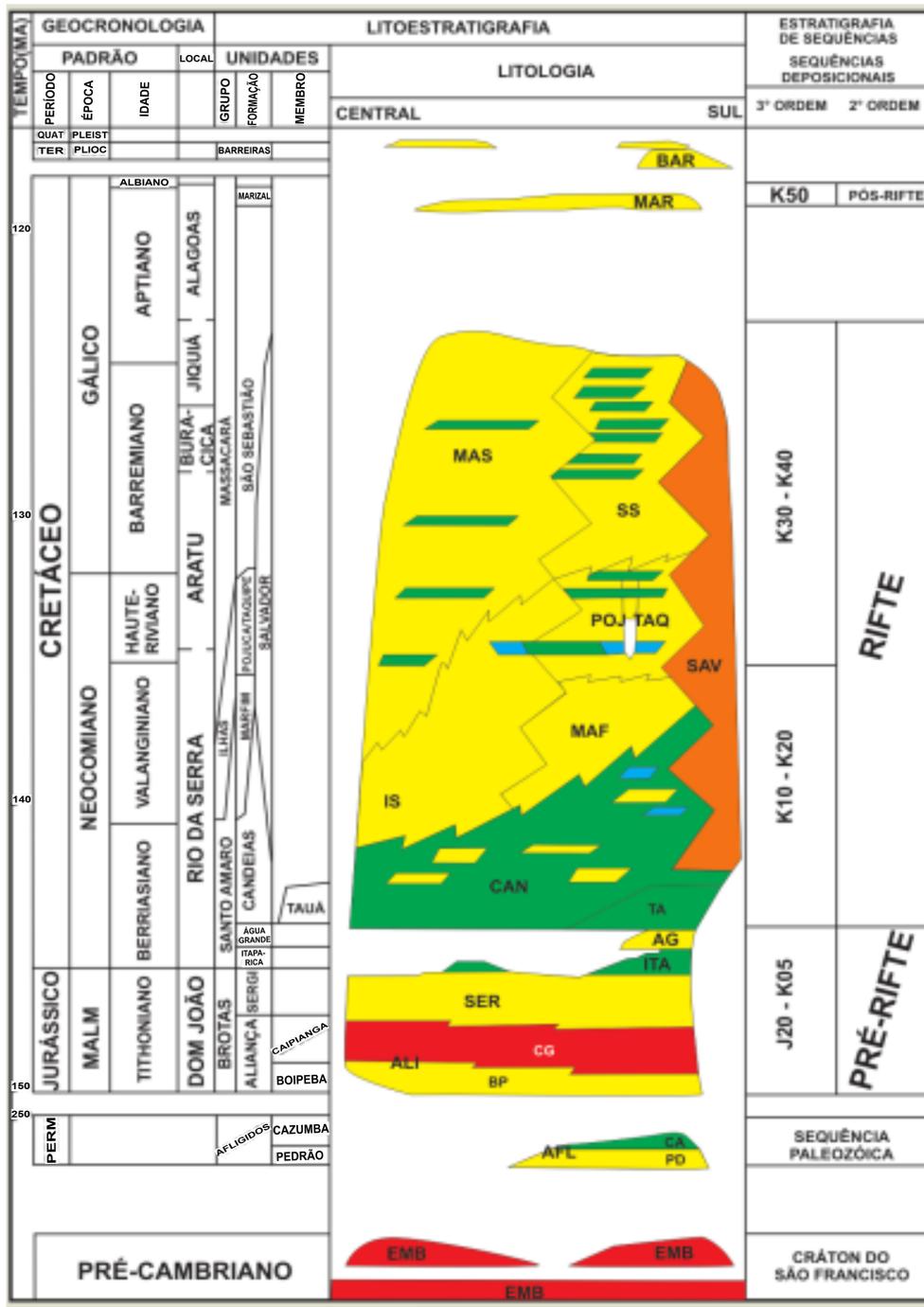
- 2- Transgressão que sobrepõe folhelhos lacustres do membro Tauá (Formação Candeias) a arenitos eólicos da Formação Água Grande (CAIXETA et al., 1994; MAGNAVITA, 1996);

3- O primeiro aparecimento de conglomerados sintectônicos (GHIGNONE, 1972), correspondendo ao soerguimento das bordas do rifte.

Na bacia de Tucano a supersequência rifte engloba as sequências K10-K20 e K30-K40. O K10-K20 compreende as formações Candeias, Marfim e as partes inferiores dos grupos Ilhas e Massacará e, o K30-K40 constitui as formações Pojuca/Taquipe e São Sebastião, e partes superiores dos grupos Ilhas e Massacará (Figura 4) (MAGNAVITA; SILVA; SANCHES, 2005; SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2010). A formação Candeias é composta por turbiditos, folhelhos lacustres e arenitos. Enquanto a Marfim compreende arenitos siltosos e folhelhos. Já o grupo Massacará é formado por arenitos fluviais deitais. Na sequência K10-K20 durante a época Neoberriasiano/Neovalanginiano as sub-bacias de Tucano Sul e Central possuem elevadas taxas de subsidência em seus depocentros e, áreas plataformais mais estáveis e amplas na sua borda flexural. As taxas de subsidência do sistema lacustre supera a sedimentação depositando pelitos da formação Candeias (MAGNAVITA; SILVA; SANCHES, 2005; SANTOS; REIS; PEDREIRA, 2010). O assoreamento presente nas sub-bacias Tucano Sul e Central deve-se a redução da taxa de subsidência. Existem nas bordas flexurais dessas sub-bacias intercalações descontínuas de arenitos com pelitos lacustre. No período Neoberriasiano/Eovalanginiano, a sub-bacia Tucano Central já apresentava fácies deltaicas em sua borda flexural. Já no Eobarremiano essa sub-bacia era coberta por sistemas fluviais, correspondentes ao topo do grupo Ilhas e ao grupo Massacará/formação São Sebastião (Figura 4) (PEIXINHO, 2017). Na região do depocentro desenvolveram-se ciclos deltaicos e depósitos fluviais relacionados ao grupo Massacará. As rochas sedimentares da sequência K30-K40 que integra essa sub-bacia se dividem em três supersequências que compreende os grupos Brotas, Santo Amaro, Ilhas e Massacará, além da Formação Marizal.

A supersequência pós-rifte que compreende a sequência K50 representa a subsidência térmica, pós-rifte, caracterizada por arenitos e conglomerados da formação Marizal. Esta formação possui discordância angular com as sequências da fase rifte (PEIXINHO, 2017). Abrange toda parte central da sub-bacia e segundo Costa et al., (2007), sua sedimentação teria ocorrido durante o neoptiano.

Figura 4 – Carta Estratigráfica da Bacia do Tucano Central.



Fonte: Peixinho (2017)

## 4 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

O método Magnetotelúrico (MT) foi proposto de forma independente por Tikhonov (1950), de nacionalidade soviética, e por Cagniard (1953), de nacionalidade francesa, países estes que foram pioneiros na aplicação do método (SIMPSON; BAHR, 2005). O método MT origina-se diretamente das equações de Maxwell. Este método, utiliza como fontes principais a variação do campo eletromagnético terrestre produzidas pela interação entre o vento solar e a magnetosfera e decargas elétricas relacionadas a tempestades elétricas (TELFORD et al., 1990). A interação desse campo eletromagnético denominado primário com a superfície terrestre, induz novas correntes (telúricas) que geram um novo campo denominado secundário. Neves (1957), define um algoritmo para resolver problemas direto 2D e determina a relação tensorial entre os campos (PINA, 2014). O MT é um método geofísico de exploração, passivo que consiste na medição em superfície da variação dos campos elétricos  $\vec{E}$  e magnéticos  $\vec{H}$  em duas e três direções ortogonais representando respectivamente os campos elétricos e magnéticos, e dessa forma caracterizar estruturas geoeletricas, a profundidades que varia de algumas dezenas de metros a centenas de quilômetros (PÓVOA, 2011).

O registro da variação dos campos outrora citados e feita no domínio do tempo, mas transformados para frequência através da aplicação da transformada de Fourier. Esse processo de mudança de domínio é realizado pela subrotina Dnff. Logo após esse é utilizada a subrotina TranMT que faz a estatística robusta dos dados buscando a remoção dos *outliers*.

Segundo José, Teixeira e Carrasquilla (2005), o sistema de coordenadas utilizado pelo MT é o geomagnético, em que o eixo z é positivo na direção do interior da Terra, o x e y são positivos para o norte e leste respectivamente. Uma das maiores vantagens do método MT é a capacidade de obter informações desde de dezenas de metros a centenas de quilômetros sem o emprego de fonte artificiais. O baixo impacto ambiental e custo quando comparado aos métodos geofísicos tradicionais (sísmica, magnetometria) (MIENSOPUST, 2010). Além de investigar regiões da crosta onde a sísmica encontra dificuldades de imagear (JOSÉ; TEIXEIRA; CARRASQUILLA, 2005). De acordo com Vozoff (1972), este método obtém melhor informação em profundidade quando comparado aos métodos de gravimetria e magnetometria. A desvantagem deve-se aos ruídos eletromagnéticos (sistema de distribuição de energia elétrica) que causam interferência nos dados levantados. Nos últimos anos, vários trabalhos tem sido realizados utilizando o método MT, o que tem gerado grandes avanços, tanto na instrumentação quanto na maneira de interpretação. (VOZOFF, 1991; BERDICHEVSKY; DMITRIEV, 2002; BERDICHEVSKY; DMITRIEV, 2010; CHAVE; JONES, 2012).

Essas melhorias na cadeia de processo do método MT (modelagem, processamento e códigos de inversão), aliado as vantagens já citadas tem fomentado o interesse da indústria pelo uso desse método. O que levou a uma evolução na compreensão de modelos 1D (unidimensional) da Terra para uma 3D em pouco tempo (MIENSOPUST, 2010). Sendo que está última ainda não foi totalmente assimilada nos quesitos de modelagem e inversão, apesar de ter

trabalhos (GASPERIKOVA et al., 2011; HERSIR; ÁRNASON; VILHJÁLMSSON, 2013).

#### 4.1 Fonte de Sinal

Segundo Kaufman (1981), as fontes de sinais utilizadas no método MT compreendem uma faixa de espectro que varia de  $10^{-4}Hz$  a  $10^4Hz$ , e se dividem principalmente em duas partes: as frequências acima de 1Hz e as frequências abaixo de 1Hz. Os sinais eletromagnéticos acima de 1Hz são originados pelas tempestades elétricas, (Figura 5). Estas frequências de maior intensidade ocorrem a qualquer hora do dia no globo terrestre. Regiões da América do Sul, Sudeste Asiático e o norte da Austrália e da África são as de maior incidência. Essas tempestades ao chegarem a superfície da Terra tem parte de sua energia refletida e a outra parte interação com o meio. A parte reflexiva, ao tentar retornar, fica aprisionada entre a ionosfera e a superficial terrestre dando origem aos *esféric*s (Figura 6).

Figura 5 – Tempestades elétricas.

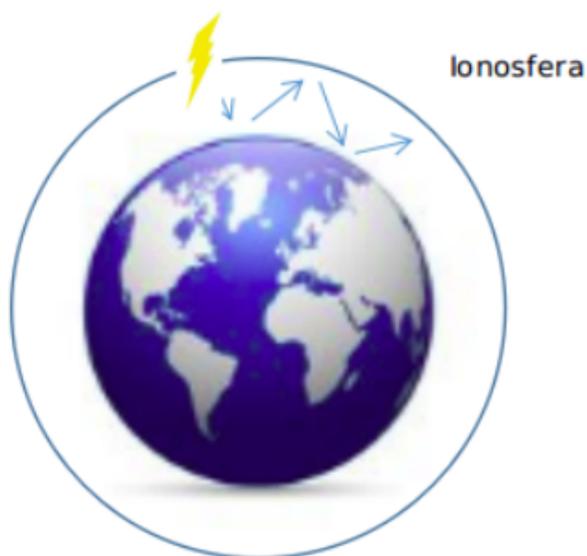


Fonte: Sena (2018)

Segundo Alfvén (1958), o vento solar é magnetizado e o fluxo de partículas carrega o campo magnético solar enquanto viaja pelo espaço (Figura 7). A interação entre o vento solar e as camadas de plasma que compõem a ionosfera e a magnetosfera terrestre geram frequências menores que 1Hz (SANTOS-MATOS, 2012).

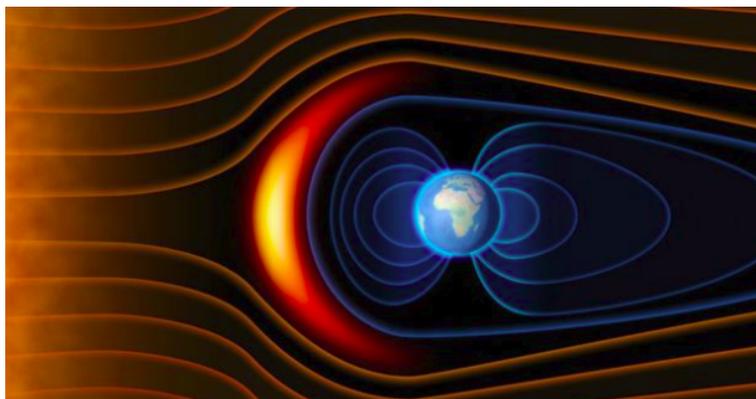
Há uma região do espectro em que a amplitude do sinal é atenuada reduzindo a qualidade dos dados visíveis, chamada de banda morta ou *dead band* (SIMPSON; BAHR, 2005). Trata-se de uma zona de transição entre duas fontes de sinal (pulsações e atividades meteorológicas). Segundo Chave, (2002) as regiões do espectro do sinal de 0.2 Hz e 2 Hz correspondem a região de banda morta do MT.

Figura 6 – Ondas eletromagnéticas geradas por raios, que refletem entre a superfície da Terra e a ionosfera altamente condutora e viajam como ondas planas (*esferics*).



Fonte: Modificada de Santos-Matos (2012)

Figura 7 – Interação do vento solar com a magnetosfera terrestre.



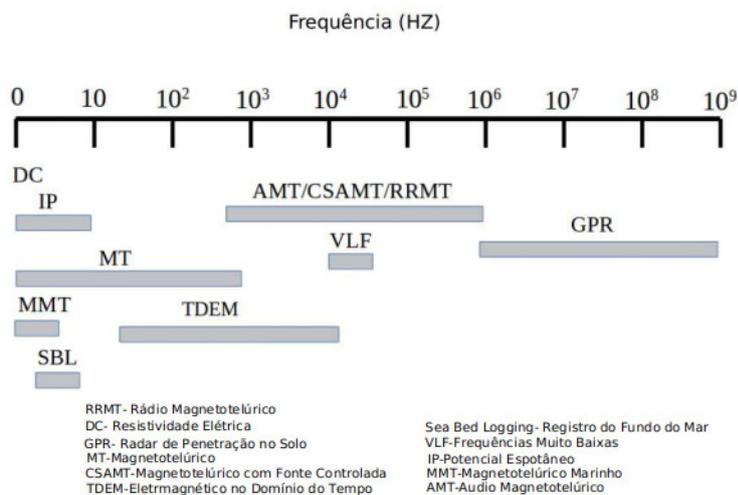
Fonte: Mori (2019)

## 4.2 Faixa de Frequências

Os métodos eletromagnéticos contemplam uma faixa de frequência ampla que variam de 0 (corrente contínua ou DC) até  $10^5$  Hz. Por isso, convencionou-se separá-los tendo em vista alguns parâmetros e o objetivo a ser investigado. Para alcançar maiores profundidades deve-se fazer a escolha por baixas frequências, enquanto as altas frequências limita-se a alvos com

pouca profundidade, porém com maior resolução (SIMPSON; BAHR, 2005). A Figura 8 exhibe as faixas de frequências de métodos geofísicos.

Figura 8 – Métodos Geofísicos e a suas Faixas de Frequências Utilizadas.



Fonte: Modificado de Menezes (2013)

### 4.3 Micropulsações

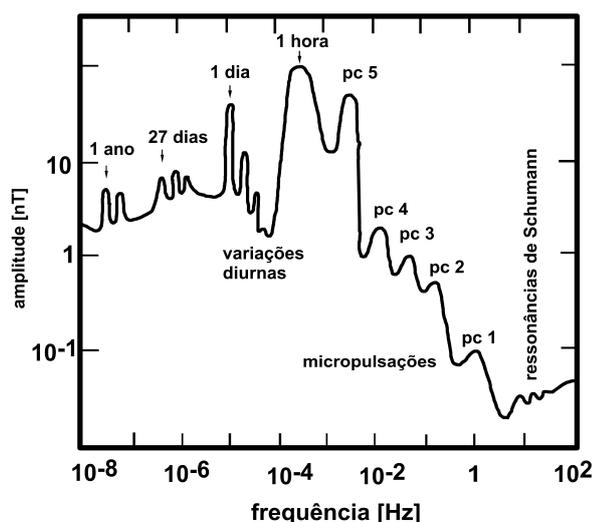
São variações ocasionadas pela interação entre o vento solar e a magnetosfera. Ocorrendo quando ocorrem nas bordas e no interior da magnetosferas denominam-se ondas hidromagnéticas. Estas, por sua vez, transformam-se em ondas eletromagnéticas na ionosfera e, ao chegar à superfície terrestre, induzem correntes ditas correntes 'telúricas' que produzem os campos elétricos (**E**) e magnéticos (**H**) (JACOBS, 2012). As micropulsações dividem-se em dois grupos: Pulsação contínua (Pc) e Pulsação irregular (Pi). A contínua subdivide-se em cinco categorias conforme tabela (1) e possuem um sinal bem regular quase senoidal e pico bem definido. Já as irregulares dividem-se em duas e apresentam oscilações irregulares em seu comportamento (Figura 9).

Tabela 1 – Classificação das micropulsações em função do período.

Pulsações contínuas	Períodos(s)
Pc1	0.2-5
Pc2	5-10
Pc3	10-45
Pc4	45-150
Pc5	150-600
Pulsações irregulares	Período(s)
Pi1	1-40
Pi2	40-150

Fonte: Adaptada de Jacobs (2012)

Figura 9 – Espectro do campo magnético natural, destacando-se as principais fontes de sinal.



Fonte: Modificado de Pádua (2004)

#### 4.4 Indução Eletromagnética

A teoria eletromagnética (EM) é originada de quatro equações fundamentais propostas por James Clerk Maxwell. Duas dessas equações -Ampere e Faraday- tem seus princípios fortemente utilizados no estudo do comportamento da resistividade em subsuperfície utilizando as variações dos campos elétricos e magnéticos. Esses princípios foram trabalhados por Tikhonov (1950), e Cagniard (1953), que obtiveram uma relação dando origem ao método magnetotelúrico (MT).

O MT faz uso de algumas suposições e simplificações para considerar a indução eletromagnética no interior da Terra aplicável ao método MT seguindo, em linhas gerais, as descrições de Cagniard (1953) e Simpson e Bahr (2005) são:

1. Os campos eletromagnéticos obedecem as equações de Maxwell;
2. A Terra não gera energia eletromagnética, ela somente a dissipa ou a absorve;
3. Todo campo pode ser tratado como conservativo longe de suas fontes;
4. Campos gerados na ionosfera, relativamente muito distantes da superfície da Terra, podem ser tratados como ondas uniformes e plano-polarizadas penetrando quase verticalmente no interior terrestre. Tal premissa é frequentemente violada em regiões polares e equatoriais em torno dos eletrojatos auroral e equatorial, respectivamente;
5. A carga é conservada e a Terra se comporta como um condutor ôhmico;
6. Correntes de deslocamento são quase estáticas para períodos de sondagens MT, podendo daí ser negligenciadas em relação às correntes de condução.

Maxwell (1873), compila um conjunto de equações que descreve o comportamento do campo eletromagnético, estas equações estão simplificadas:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \vec{J}^{ex} \quad (4.1)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (4.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4.4)$$

$\vec{E}$  → Campo Elétrico [V/m]

$\vec{B}$  → Campo Magnético [T]

$\vec{H}$  → Campo Magnetizante [A/m]

$\vec{J}$  → Densidade de Corrente [A/m<sup>2</sup>]

$\vec{D}$  → Campo de Deslocamento Elétrico [C/m<sup>2</sup>]

$\rho$  → Densidade de Carga [C/m<sup>3</sup>]

Os vetores e suas unidades no SI são descritos como: B – vetor indução magnética weber/m<sup>2</sup>; E – vetor campo elétrico [V/m]; H – vetor campo magnético [A/m]; D – vetor campo de deslocamento elétrico [C/m<sup>2</sup>];  $\vec{J}$  e  $\vec{J}^{ex}$  – vetor densidade de corrente [A/m<sup>2</sup>] em que a primeira parte diz respeito ao a corrente induzida e a  $\vec{J}^{ex}$  a densidade de corrente intrínseca

representando a fonte eletromagnética. Para meios isotrópicos as equações constitutivas são descritas como:

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

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

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

Com,  $\varepsilon$ ,  $\mu$  e  $\sigma$  sendo os parâmetros característicos do meio correspondente a permissividade elétrica, permeabilidade magnética e a condutividade. Esses parâmetros descrevem propriedades dos materiais através dos quais os campos eletromagnéticos são propagados:  $\varepsilon$  [As/Vm],  $\mu$  [Vs/Am] e  $\sigma$  [S/m].

Os Valores de  $\mu$  e  $\varepsilon$  para a maioria dos materias encontrados na terra são próximos dos valores no vácuo assim,  $\mu \simeq \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  Vs/Am,  $\varepsilon \simeq \varepsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12}$  As/Vm. Em subsuperfície há uma sobreposição dos campos primários  $\vec{E}^p$  e  $\vec{H}^p$  e secundário  $\vec{E}^s$  e  $\vec{H}^s$  de modo que as equações 4.1 e 4.2 com o auxílio das relações constitutivas 4.6 e 4.7, podem ser reescritas para o domínio da freqüência como:

$$\nabla \times (\vec{H}^p + \vec{H}^s) = (\sigma^{ex} + \Delta\sigma) (\vec{E}^p + \vec{E}^s) + \vec{J}^{ex} \quad (4.8)$$

$$\nabla \times (\vec{E}^p + \vec{E}^s) = -i\omega\mu (\vec{H}^p + \vec{H}^s) \quad (4.9)$$

$$\Delta\sigma = \sigma^{in} - \sigma^{ex} \quad (4.10)$$

Sendo  $\sigma^{in}$  e  $\sigma^{ex}$  valores de contrastes referentes a condutividade do corpo e do meio encaixante respectivamente. No campo primário a fonte eletromagnética é natural manifestada através da equação 4.8. Já nos campos secundários a fonte é gerada através da interação do meio provocadas pelo campo primário.

$$\nabla \times \vec{H}^p - \sigma^{ex} \vec{E}^p = \vec{J}^{ex} \quad (4.11)$$

$$\nabla \times \vec{E}^p + i\omega\mu \vec{H}^p = 0 \quad (4.12)$$

Se utilizarmos a equação 4.8 e e nesta substituir a equação 4.9 teremos a equação de onda para o campo primário.

$$\nabla \times \vec{H}^s - (\sigma^{ex} + \Delta\sigma) \vec{E}^s = \Delta\sigma \vec{E}^p \quad (4.13)$$

$$\nabla \times \vec{E}^s + i\omega\mu \vec{H}^s = 0 \quad (4.14)$$

De modo análogo pode-se ser realizado utilizando as equações 4.13 com a equação 4.14 para encontrar a equação de onda para os campos secundários. Pode-se utiliza para mostrar o conceito de *skin depth* de qualquer uam das duas equações relacionadas aos campos elétricos e magnéticos para o semi-espaco homogêneo.

$$\nabla^2 \vec{H} \cdot k^2 \vec{H} = 0 \quad (4.15)$$

$$\nabla^2 \vec{E} \cdot k^2 \vec{E} = 0 \quad (4.16)$$

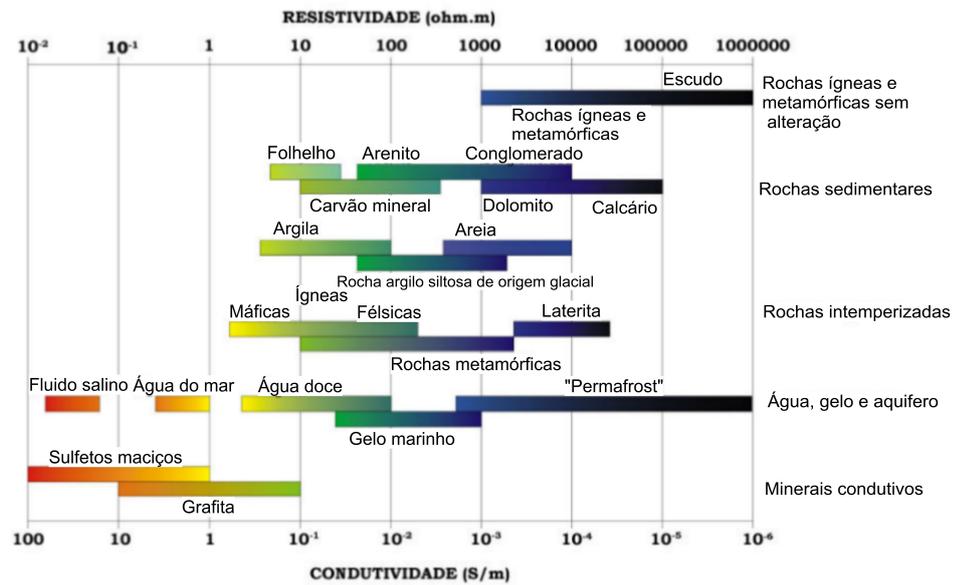
$$k = \sqrt{-i\omega\mu\sigma} \quad (4.17)$$

Para as equações 4.15 e 4.16 no caso de onda plana em que a propagação é vertical é equivalente a  $e^{-ikz}$ , sendo a atenuação com a profundidade.

## 4.5 Resistividade

A resistividade é uma propriedade física específica do material. Além disso, possui uma ampla variação, que pode ser visto na figura 10, resultando em uma maior sensibilidade a anomalias (HJELT; KORJA, 1993). Alguns fatores presentes nas rochas pode variar a sua condutividade de acordo com a composição das rochas e processos a que fora submetido. Esse fato se dá devido a baixa condutividade das rochas relacionada a abundância de silicatos na sua matriz. Dessa forma a resistividade estará condicionada a fatores como: composição, porosidade, temperatura e interação com fluídos (JONES, 1992). A variação da resistividade das rochas pode ser representado de forma sumarizada na figura 10 abaixo.

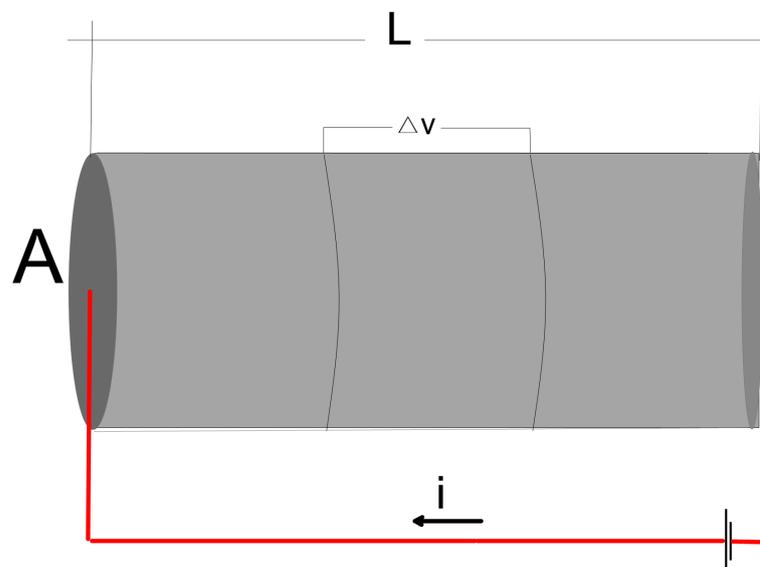
Figura 10 – Resistividade dos Materiais.



Fonte: Santos-Matos (2012)

Ohm (1827), por meio de um experimento figura 11, observou que ao submeter um material a uma diferença de potencial, este reagiu dificultando a passagem da corrente (COSTA et al., 2013).

Figura 11 – Experimento para estimar a resistividade de um material.



Fonte: Modificado do Telford et al. (1990)

A partir daí foi criada uma equação chamada de lei de Ohm (Equação 4.19). O deslocamento de cargas elétricas de forma geral é realizado de duas maneiras: condução eletrônica e condução iônica.

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (4.18)$$

Utilizando-se das relações de que  $\vec{E} = \frac{\Delta V}{l}$ ,  $\vec{J} = \frac{I}{A}$  e  $\sigma = \frac{1}{\rho}$  e substituindo na equação 4.18 teremos  $\frac{I}{A} = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta V}{l}$ . Trabalhando esta equação podemos ficar com  $\Delta V = \frac{\rho l}{A} i$ . De onde surge as equações 4.19 e 4.20.

$\vec{J}$  densidade de corrente elétrica [ $A/m^2$ ]

$\vec{E}$  campo elétrico

$\sigma$  condutividade elétrica

$\rho$  densidade de carga aplicada em coulombs por metro cúbico [ $C/m^3$ ]

$$V = Ri \quad (4.19)$$

Na qual  $V$  é a diferença de potencial [V],  $i$  é a corrente [A] e  $R$  é a resistência [ $\Omega$ ].

$$\rho = \frac{RA}{L}; R = \frac{V}{i} \quad (4.20)$$

Na eletrônica o transporte é realizado pelos elétrons enquanto na iônica o transporte ocorre devido aos movimentos dos íons. Devido a não homogeneidade da Terra e as suas características físico-químicas, as cargas elétricas tendem a se portar de maneira diversa. Em geral, as rochas mais próximas à superfície são mais resistentes a essa passagem de cargas. Porém, se houver a presença de materiais metálicos ou a presença de poros contendo fluido, as cargas tendem a ter maior facilidade de mobilidade (JONES, 1992). Dessa forma, haverá condução de corrente principalmente por condução iônica

#### 4.6 Profundidade de Investigação

A profundidade de investigação é uma das maiores vantagens que o método magnetotélúrico possui, pois através de seus componentes de campo elétrico  $\vec{E}$  e magnético  $\vec{H}$  é possível obter informação sobre o comportamento na subsuperfície. Considerando que a Terra seja isotrópica a profundidade decai de forma exponencial (1/e) alcançada pelos campos.

Para Spies (1989), a profundidade máxima é aquela em que um semi-espaço pode ser detectado sob camadas utilizando um sistema de frequência particular. Essa profundidade depende da condutividade do meio bem como precisão dos equipamentos. A equação para a profundidade peculiar ou *Skin Depth* é dada por:

$$\delta_{\omega} = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \longrightarrow \delta_f \approx 500 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \quad (4.21)$$

A equação (4.21) mostra a relação entre a profundidade ( $\delta_f[m]$ ), frequência ( $f[Hz]$ ) e a resistividade aparente ( $\rho_a[\Omega.m]$ ),  $\mu$  é a permeabilidade magnética, essa profundidade é chamada de *skin-depth* (HAYT; BUCK, 2013), e decai com o inverso de  $e$ .

Essa relação mostra que para uma mesma profundidade variando a resistividade aparente a frequência é alterada.

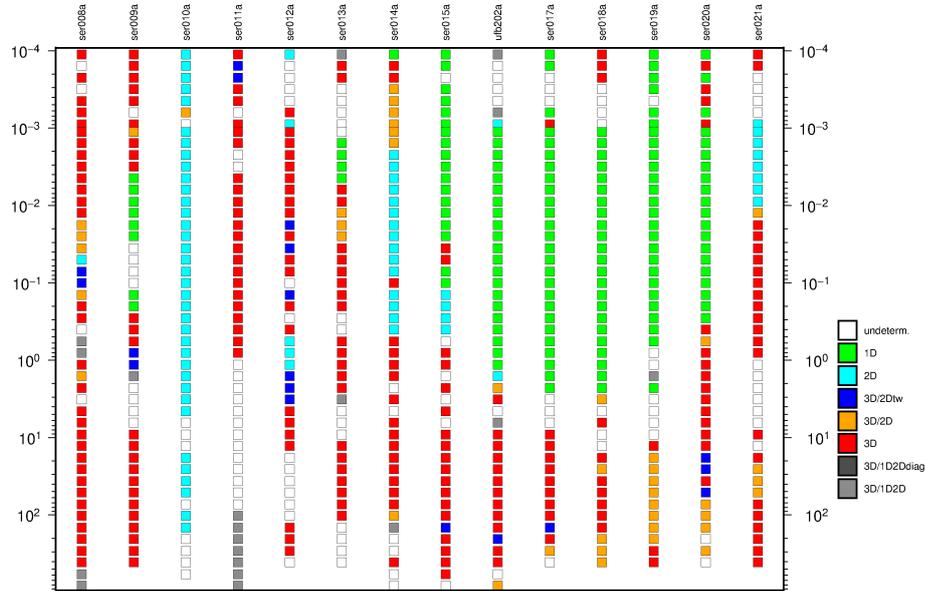
## 5 DIMENSIONALIDADES DA TERRA

Assinaturas MT podem ser obtidas a partir da dimensionalidade 1D, 2D ou 3D. Esta está diretamente relacionada ao grau de complexidade da distribuição espacial das estruturas geológicas da subsuperfície (PINA, 2014). A análise 1D assume que a condutividade varia somente com profundidade, enquanto a 2D assume que varia com a profundidade e uma direção horizontal normalmente perpendicular ao strike elétrico, com a assinatura inalterada ao longo deste. Já o 3D assume que a resposta vir de estruturas tridimensionais que variam tanto em direções horizontais como em profundidade. A distribuição espacial de estruturas geoeletricas subsuperficiais norteiam as respostas magnetotelúricas. Esta distribuição também chamada de dimensionalidade pode ser 1D, 2D e 3D, (CHAVE; JONES, 2012). A dimensionalidade se refere ao número de direções em que ocorre variação de condutividade na Terra.

Neste trabalho, foi utilizado o programa de WALDIM (MARTI; QUERALT; LEDO, 2009) para dimensionar estruturas geoeletricas ao longo do perfil. Este código baseia-se nos parâmetros invariantes da rotação (MCNEICE; JONES, 2001). Assim como na decomposição do tensor impedância que permite definir um estrike regional, se estas estruturas puderem ser representadas em duas dimensões, (GROOM; BAILEY, 1989).

A Figura 12 mostra os resultados obtidos utilizando o programa WALDIM ao longo de todo perfil. Cada estação traz o comportamento ou modelo definidos por (WEAVER; AGARWAL; LILLEY, 2000). O resultado da análise de dimensionalidade mostra na porção leste do perfil, uma predominância de estruturas 1D, com períodos que variam de  $10^{-4}$ s a 1s aproximadamente. Fato que corrobora com a região da Bacia do Tucano Central (pacote sedimentar). Uma região geologicamente homogênea. Porém, na porção oeste a geologia representada pelo bloco Serrinha ( Figura 2), segmento de costra meso-arqueano constituído por migmatitos e ortognaisses estruturados por zonas de cisalhamento, representam um predomínio 3D (vermelha). Analisando o perfil como um todo, a dimesionalidade 2D/3D prevalece o que justifica realizar a inversão 2D.

Figura 12 – Mapa da análise de dimensionalidade usando o código WALDIM.



Fonte: O autor, 2019

## 5.1 Modelo 1D

O modelo de Terra 1D refere-se a aquele em que há variação de resistividade somente em profundidade. Neste modelo temos que as componentes da diagonal principal  $Z_{xx}$  e  $Z_{yy}$  são iguais a zero. Enquanto as componentes da diagonal secundária possuem a mesma amplitude (PINA, 2014). Assim, o tensor impedância é escrito da seguinte forma:

$$\mathbf{Z}_{1D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{pmatrix} \quad (5.1)$$

Desta forma, a partir das soluções das equações diferenciais, temos:

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{\mathbf{E}_x(\omega)}{\mathbf{H}_x(\omega)} = \frac{\omega \mu_0}{k} \quad (5.2)$$

Onde  $k^2 = i\omega\mu_0\sigma$ . Sendo  $\omega$  [rad/s] frequência angular,  $\mu$  a permeabilidade magnética,  $i$  a corrente e  $K^2$  o número de onda.

## 5.2 Modelo 2D

Para VOZOFF o modelo de Terra 2D é caracterizado pelo contato vertical entre dois meios de diferentes resistividades. Neste modelo a decomposição do tensor impedância proporciona a estimar o *strike* (GROOM; BAILEY, 1989). Sua rotação em relação ao *strike* se anula caso haja variação nos campos elétricos e magnéticos (VOZOFF, 1972). Se o contato é

paralelo ao eixo  $x$ , então é definida a direção do *strike* no eixo  $x$ , que deve ser paralela ao plano de contato, ou seja, onde a condutividade é constante.

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (5.3)$$

### 5.3 Modelo 3D

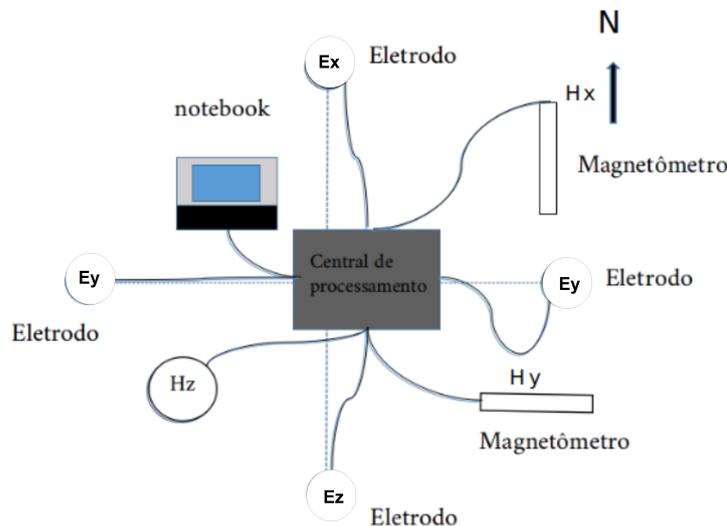
Na maioria das condições geológicas o modelo se comporta como 3D, isso implica que a condutividade varia ao longo das três direções ( $\sigma = \sigma_{x,y,z}$ ). A matriz do tensor (equação 5.4) é então calculada com todos os termos, sem nenhum 0.

$$Z_{3D} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (5.4)$$

## 6 AQUISIÇÃO DE DADOS

Os dados deste trabalho foram cedidos pelo INPE, obtidos utilizando o equipamento de MT modelo ADU 06 fabricado pela Metronix GmbH. Os dados compõem a banda larga, ou seja, uma faixa de frequência que varia de 0,001 Hz a 1000 Hz (SANTOS-MATOS, 2012). A Figura 13 mostra a disposição do equipamento e seus sensores magnéticos e elétricos. Os magnéticos do tipo bobina medem a variação do campo magnético nas direções de  $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$ , sendo os dois primeiros horizontais e o último na vertical. Já os sensores elétricos captam as flutuações da diferença de potencial, entre os pares de eletrodos, não polarizados a base de cloreto de chumbo. Estes sensores tem separações usuais entre 75m e 150m (ROCHA, 2016).

Figura 13 – Módulo de Aquisição.



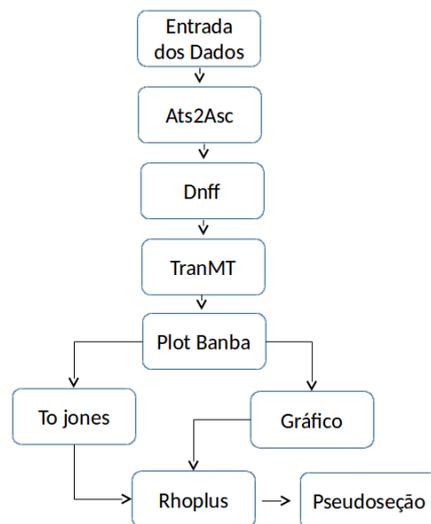
Fonte: O autor, 2019

O método magnetotelúrico trabalha com uma ampla variação de frequência, o que condiciona utilizar este na investigação de alvos rasos e profundos.

## 7 PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNETOTELÚRICOS

Os dados foram processados seguindo procedimento adotado pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo da Divisão de Geofísica Espacial - GEOMA/DIDIGE/INPE. O processamento dos dados aqui realizados, chamado segundo Santos-Matos (2012) de pré-processamento, consiste de um conjunto de etapas que se inicia com a filtragem, tratamento estatístico, conversão de arquivos, transformação de domínios e agrupamentos de arquivos. O fluxograma de pré-processamento apresenta na figura 14, ilustra as etapas do processamento dos dados magnetotelúricos.

Figura 14 – Fluxograma de pré-processamento dos dados magnetotelúricos.

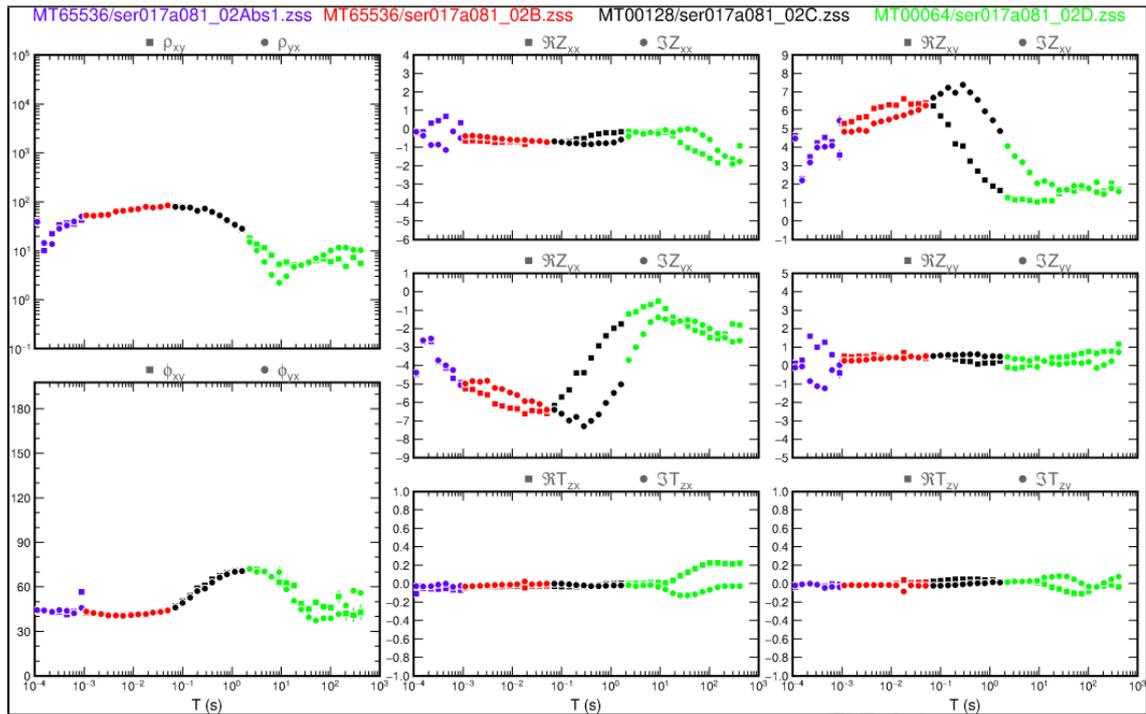


Fonte: Modificado de Santos-Matos (2012)

Depois de organizados os dados, o primeiro passo consiste em converter dados binários .ats, originados do equipamento de aquisição, utilizando o programa ats2asc. A saída é um arquivo .txt. Após esse passo, os dados passam por duas sub-rotinas: Dnff e TranMT. A primeira obtêm os coeficientes de Fourier das séries temporais por meio de análise espectral (EGBERT, 1997). O TranMT é utilizado para fazer estatística robusta visando a retirada dos outliers para cada segmento. Posteriormente utiliza-se o programa Tojones para fazer a conversão do resultado da rotina anterior para que a próxima rotina possa ser realizada. Uma vez convertidos os dados, utiliza-se o programa Rhoplus (PARKER; BOOKER, 1996), para verificar a consistência dos mesmos (respostas MT), antes de proceder com as etapas de modelagem ou inversão 1D ou 2D (SANTOS-MATOS, 2012). No passo seguinte são geradas pseudosseção que consiste em uma primeira visualização dos dados magnetotelúricos.

A Figura 15 é um exemplo que mostra as informações contidas em um (arquivo.dat). Ele apresenta as curvas de resistividade e fase. Além das partes reais e imaginárias das componentes ( $Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$ ), bem como suas funções de transferências ( $T_{zx}$  e  $Z_{xx}$ ).

Figura 15 – Curvas de resistividade e fase, partes real e imaginária dos componentes da matriz de impedância e da função de transferência para a estação ser017a.



Fonte: O autor, 2019

## 8 INVERSÃO

De maneira geral o objetivo para a inversão e modelagem de dados é obter um modelo que mais represente o seu conjunto de dados observados. Esses modelos irão variar dependendo da propriedade física utilizada é o tipo de projeção geofísica realizada. Para os métodos gravimétricos e eletromagnético (magnetotelúrico) a construção de seus modelos depende do parâmetro variação de massas e de condutividade ou resistividade das litologias respectivamente. O processo de inversão significa a aplicação de ferramentas matemáticas em um certo conjunto dados buscando obter os parâmetros que melhor se ajusta, ou represente os dados observados. No processo de inversão deve se ter em mente que não existe um arranjo unívoco que represente o modelo e, sim arranjos similares que possam ajustar ao seu modelo (POUS; LANA; CORREIG, 1985).

Para a resolver o problema da inversão, existem alguns algoritmos como o OCCAM (CONSTABLE; PARKER; CONSTABLE, 1987) que utiliza um método da regularização; o algoritmo de Mackie, Rieven e Rodi (1997) que utiliza o método dos gradientes conjugados e de Smith e Booker (1991), que usa aproximação dos gradientes laterais dos campos magnéticos e elétricos para facilitar os cálculos da matriz sensibilidade; o REBOCC de Siripunvaraporn e Egbert (2000) que trabalha com funções de transferências magnética e matriz de sensibilidade reduzida baseada no OCCAM (ALMEIDA, 2010).

Segundo Figueiredo (1997) no MT o processo de inversão não é linear, o que significa que os dados  $\mathbf{d}$  se relaciona com o modelo  $\mathbf{m}$  através de uma função não linear  $\mathbf{f}$  da seguinte forma:

$$\mathbf{d} = \mathbf{f}(\mathbf{m}) + (\sigma) \quad (8.1)$$

Na qual o objetivo desta equação (8.1) é obter um modelo que corresponda aos dados observados. O  $\sigma$  representa os ruídos provenientes de efeitos culturais e do instrumento.

Neste trabalho foi utilizado o programa Zond1DMT para geração de seção geoeletrica 1D de dados MT e, interpretação de dados através da seção obtidos dos dados magnetotelúricos. Além disso, é possível obter gráficos de resistividade e fase observada e calculada para o conjunto de dados magnetotelúricos.

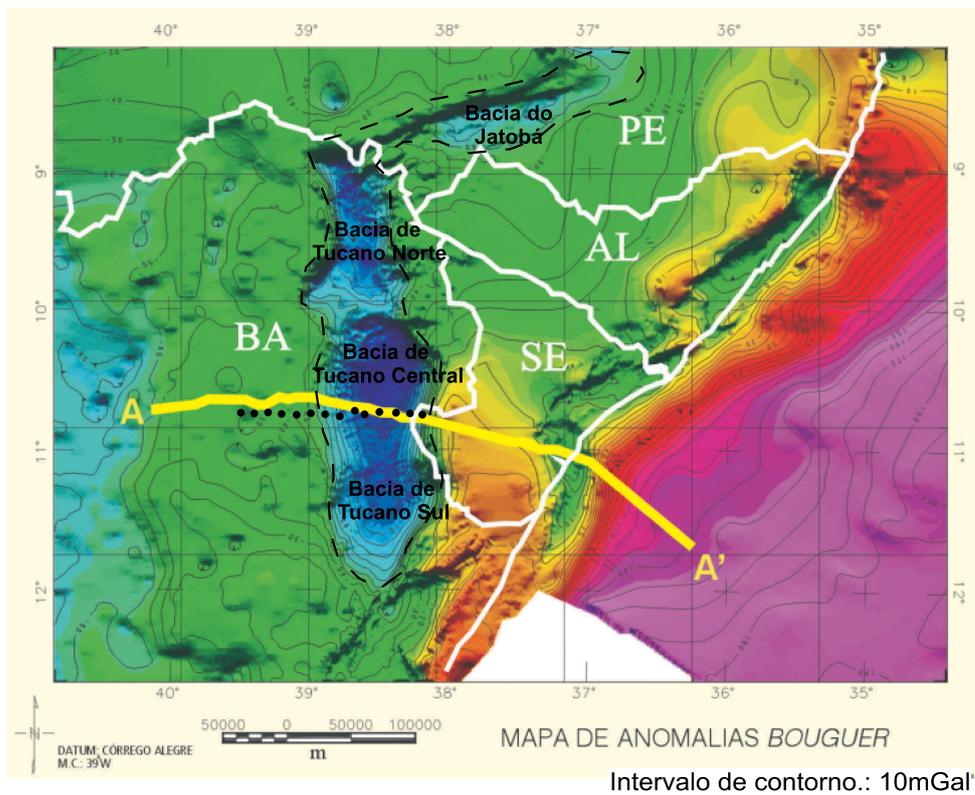
## 9 RESULTADOS

### 9.1 Análise Qualitativa das Pseudosseções

As pseudosseções são a maneira comumente utilizadas para apresentar os dados de um perfil MT, pois revelam o comportamento da resistividade e da fase da subsuperfície. Em geral a fase mostra-se mais suavizada do que as da resistividade, entretanto esta é mais susceptível as estruturas rasas. De acordo com Santos-Matos (2012), nas pseudosseções a disposição das estações é ao longo de eixo horizontal. No eixo vertical tem-se os períodos, em escala logarítmica, em que as medidas foram realizadas. Já os valores de resistividade aparente e fase são representadas na interseção entre cada período amostrado e a localização das estações. A Figura 20 mostra o perfil com as 14 estações de MT, relacionado a resistividade em função do período. É possível observar que entre as estações 008a a 012a há uma região (oeste) mais resistiva para direção xy. Valores que alternam tanto lateralmente quanto em profundidade. Possivelmente estes valores (25ohm.m a 1000ohm.m) estão associados ao bloco Serrinha (ortognaisses e migmatitos) (Figura 3). Analogamente ocorre com a figura 21, na direção yx com menos alternância lateral. As Figuras 18 página 44 e 19 representam as pseudosseções de fase das 14 estações MT ao longo do perfil. Nestas nota-se regiões oeste (ser008a a ser014a) e leste (ser017a e 021a) bem marcadas. Isso é possível, considerando-se que a fase para um ambiente isotrópico é  $45^0$  (ROCHA, 2016). Assim, para essas regiões, há uma mudança de meio marcado no período  $10^{-1}$  aproximadamente.

As Figuras 18 e 19 apresentam as pseudosseções obtidas a partir da interpolação das fases nas direções ortogonais (xy e yx), para o perfil estudado. Por não serem significativamente afetadas pelo deslocamento estatico (*static shift*), as pseudosseções da fase permitem uma visão qualitativa inicial das principais estruturas geolétricas da área analisada (JONES, 1988). As Figuras 20 e 21 apresentam as pseudosseções obtidas a partir da interpolação das resistividades nas direções ortogonais (xy e yx), para o perfil estudado. As pseudosseções geradas a partir dos dados processados indicam, em geral, uma crosta superior resistiva com uma descontinuidade condutora na região da bacia sedimentar do Tucano Central. Analisando as pseudosseções é possível observar a presença de um condutor na crosta média ao longo de todo o perfil. Na crosta inferior nota-se uma estrutura geolétrica distinta na porção O (que coincide com o embasamento do cráton do São Francisco), mais resistiva que a estrutura observada a E (que coincide com o pacote sedimentar da bacia do Tucano).

Figura 16 – Mapa de anomalia Bouguer do segmento nordeste brasileiro e representando a bacia do Recôncavo- Tucano-Jatobá.

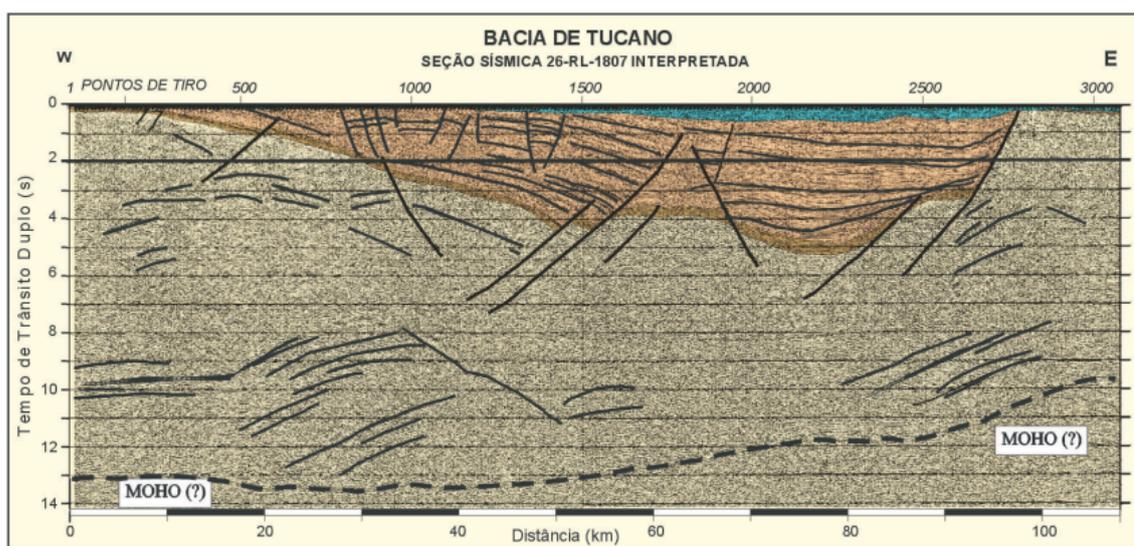


**Legenda:**

- Bacias de Tucano e Jatobá
- Perfil sísmico
- Estações magnetotélúricas

Fonte: Modificado de Bizzi et al. (2003)

Figura 17 – Seção sísmica na Bacia de Tucano central, mostrando o espessamento estratigráfico controlado por falhas.



Fonte: Bizzi et al. (2003)

Figura 18 – Pseudosseção da fase perfil pertencente a componente xy.

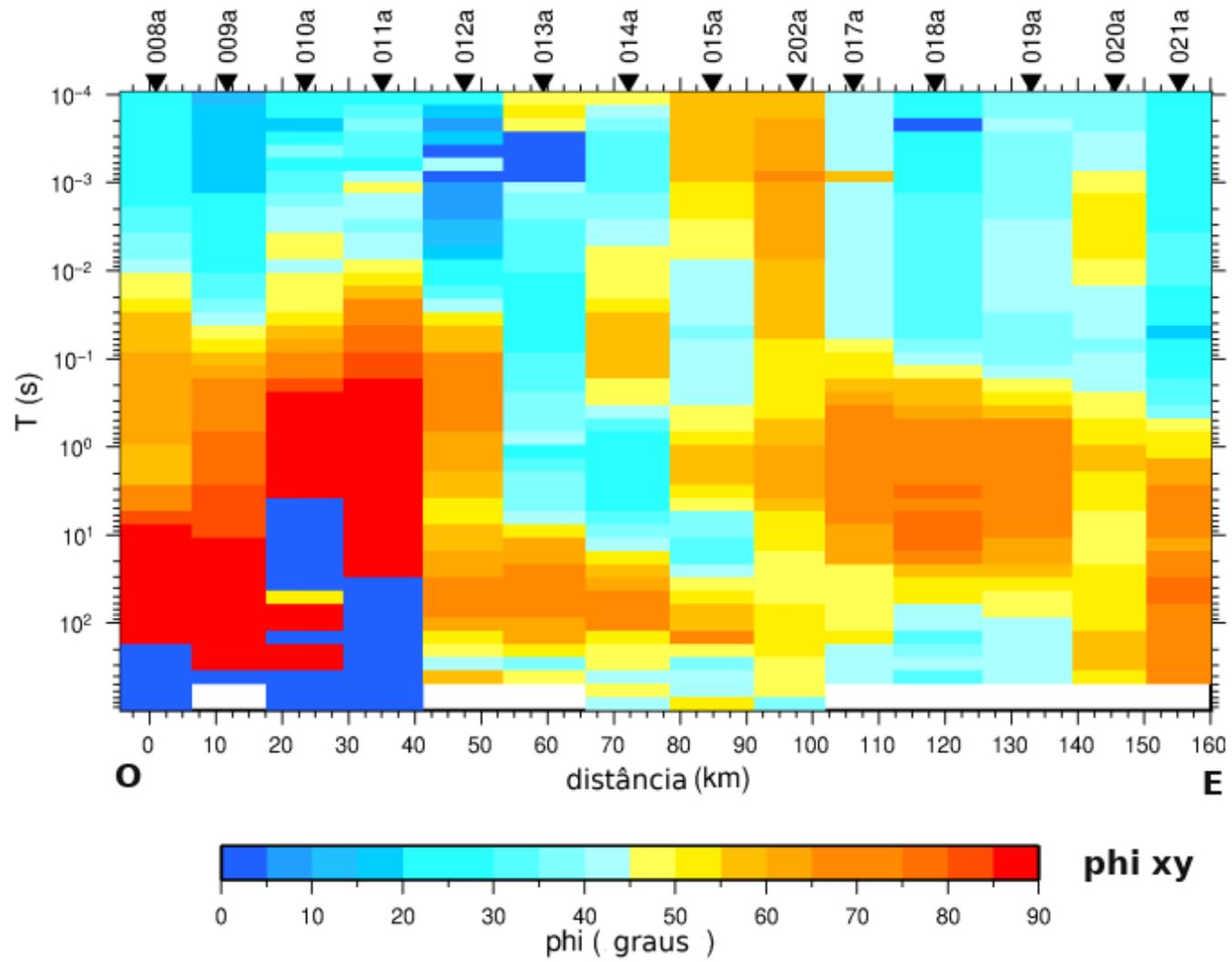


Figura 19 – Pseudosseção da fase perfil pertencente a componente yx.

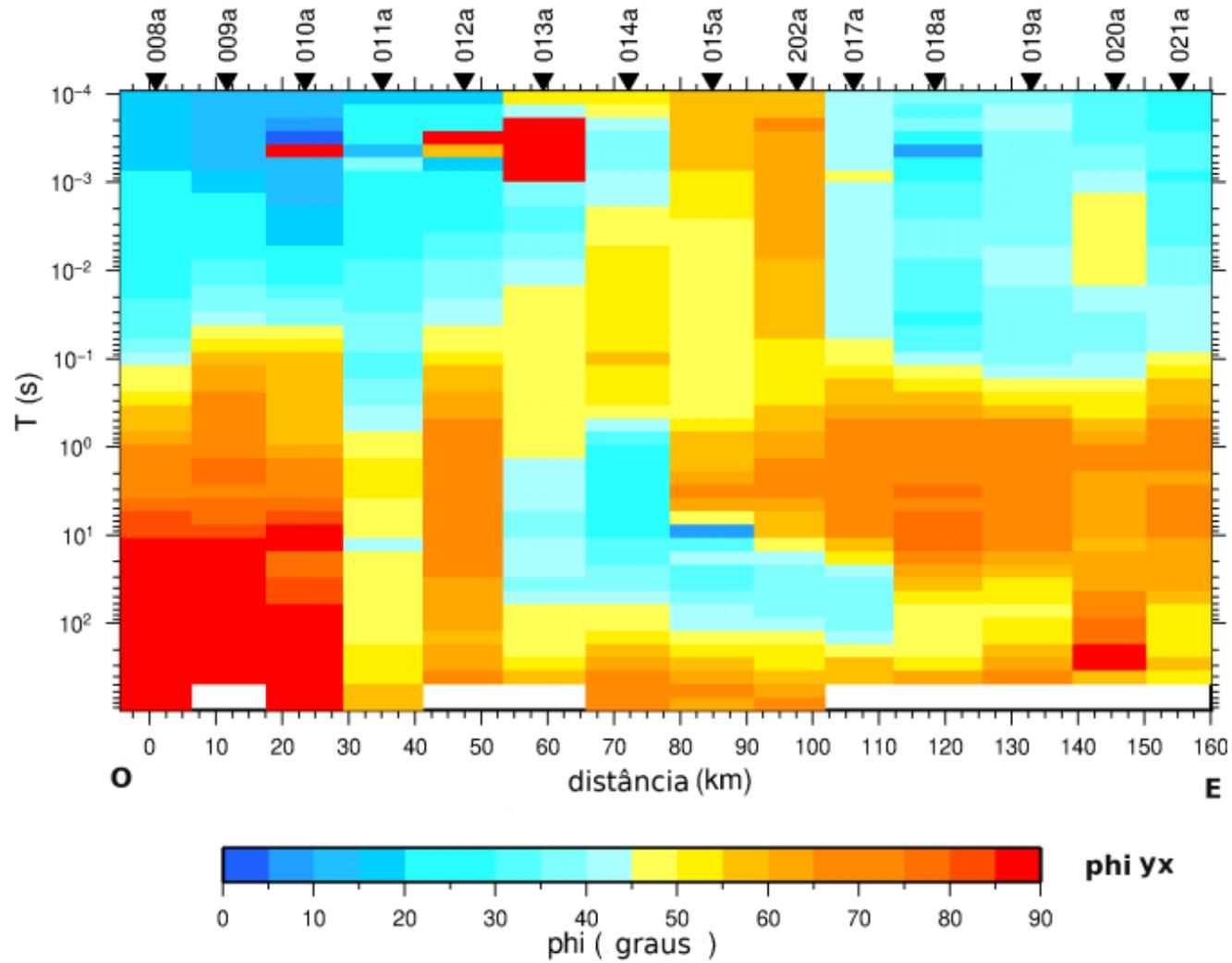


Figura 20 – Pseudosseção da resistividade perfil pertencente a componente xy.

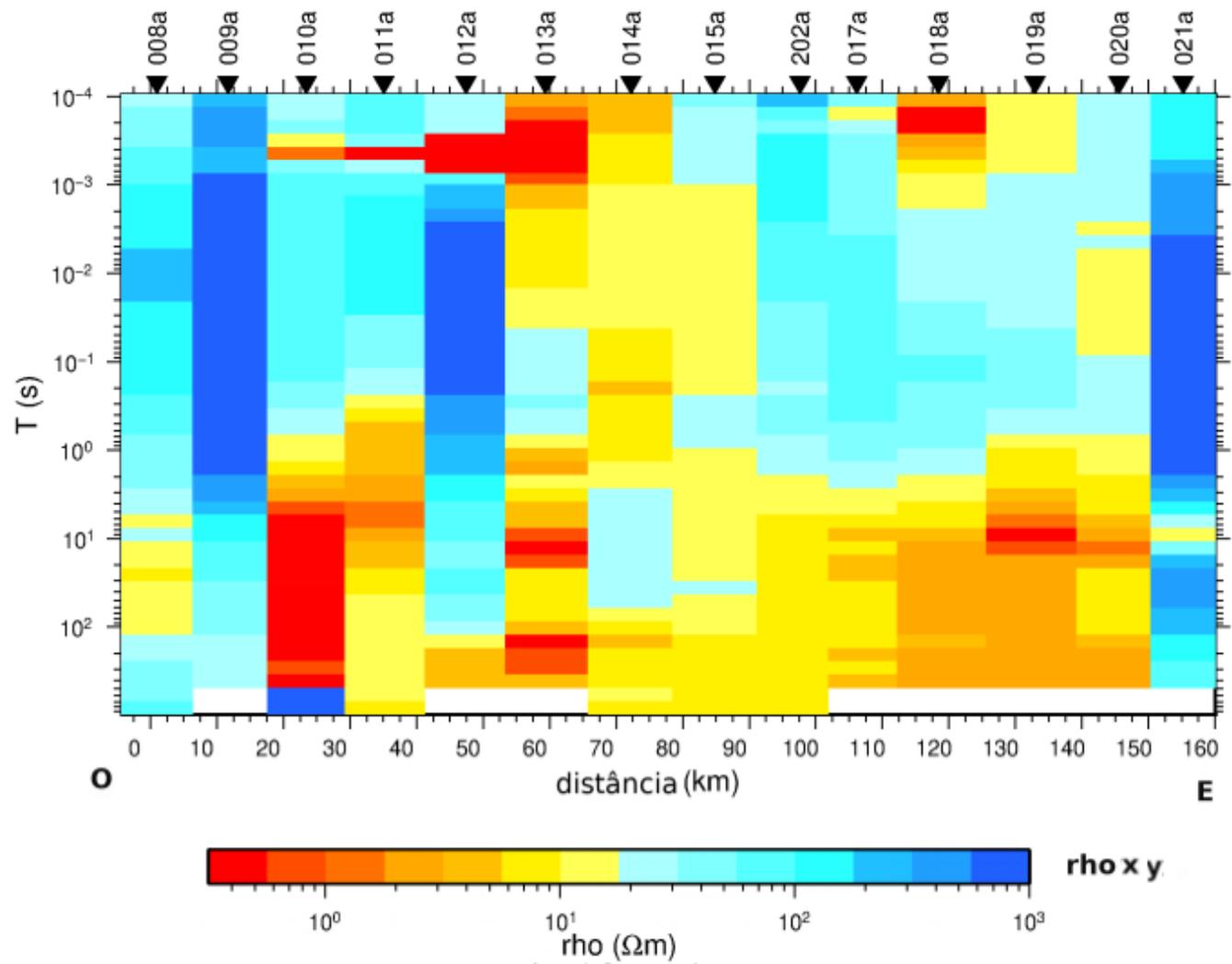
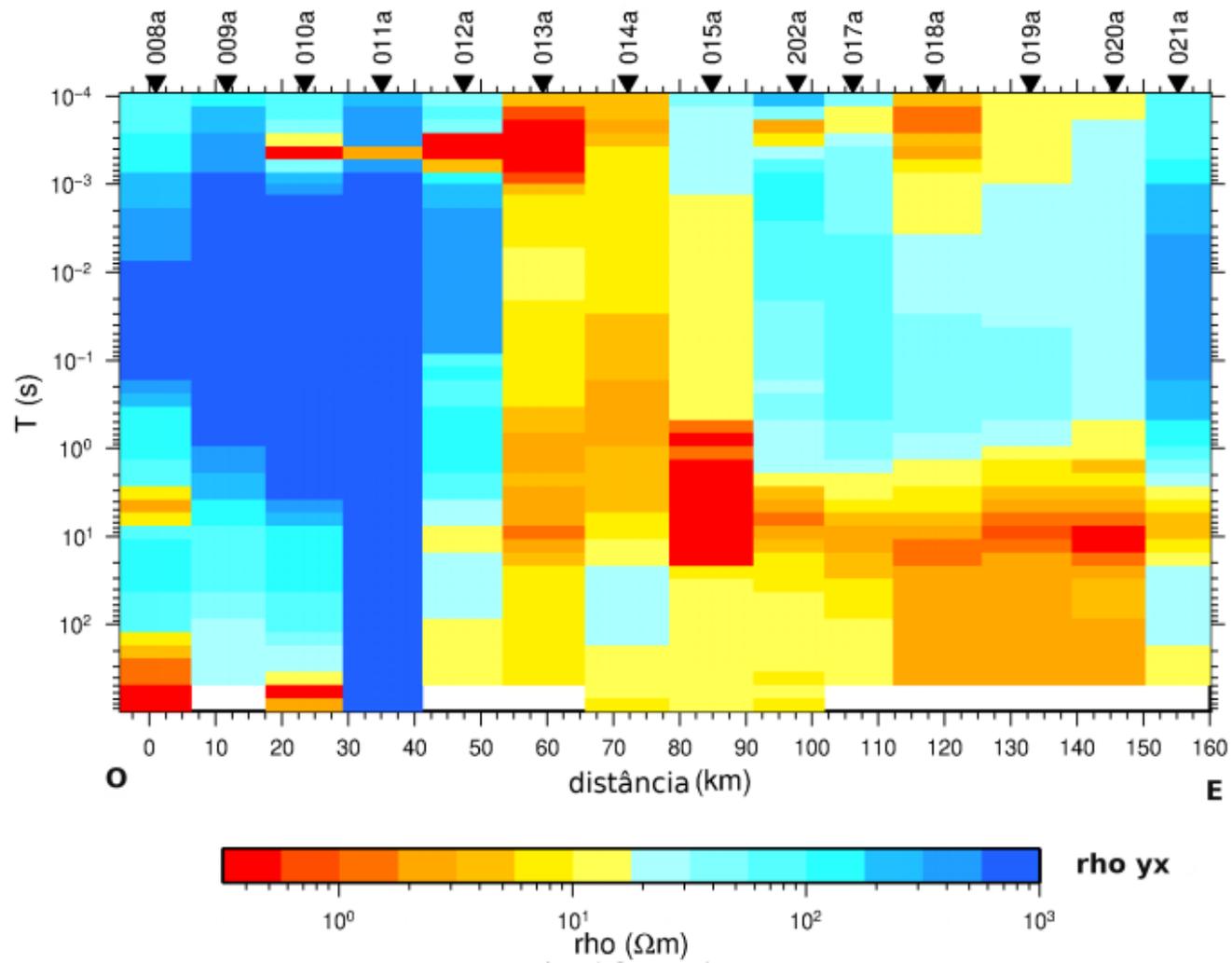


Figura 21 – Pseudosseção da resistividade perfil pertecente a componente yx.



## 10 ANÁLISE DE DIMENSIONALIDADE

A dimensionalidade geométrica das estruturas, exposta com mais detalhes na seção 6, podem ser descritas como unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D). Depois de estimado o tensor impedância, faz-se necessário conhecer a dimensionalidade das estruturas presentes sob o perfil analisado pois isso define a complexidade do programa de inversão a ser utilizado para obter a distribuição de condutividade elétrica em sub-superfície. Para verificar a dimensionalidade das estruturas sob o perfil analisado foi aplicado o código WALDIM (MARTI; QUERALT; LEDO, 2009). A figura 12 página 35 apresenta o resultado obtido utilizando o código WALDIM.

Cada estação traz o comportamento ou modelo definido por (WEAVER; AGARWAL; LILLEY, 2000). O resultado da análise de dimensionalidade mostra na porção W do perfil, predomínio de estruturas 3D. Esta região coincide com o bloco Serrinha (Figura 3), segmento de costra meso-arqueano constituída por migmatitos e ortognaisses estruturados por zonas cisalhamento. Na porção E, observa-se predomínio de estruturas 1D, com períodos que variam de  $10^4$ s a 1s, aproximadamente. Fato que corrobora com a região da bacia Tucano Central (pacote sedimentar). Uma região geologicamente homogênea. Realizar uma inversão 3D, ainda é um processo desafiador. Os primeiros códigos abertos só começaram a surgir a partir de meados da primeira década deste século Siripunvaraporn et al. (2005), baseados no incremento da capacidade computacional e partindo de códigos de inversão 2D disponíveis. Além disso o tempo de processamento de dados 3D MT, ainda é alto. Assim, optou-se por fazer um modelo unidimensional, considerando os dados dispostos sob a região da bacia sedimentar de Tucano Central.

## 11 INVERSÃO UNIDIMENSIONAL (1D)

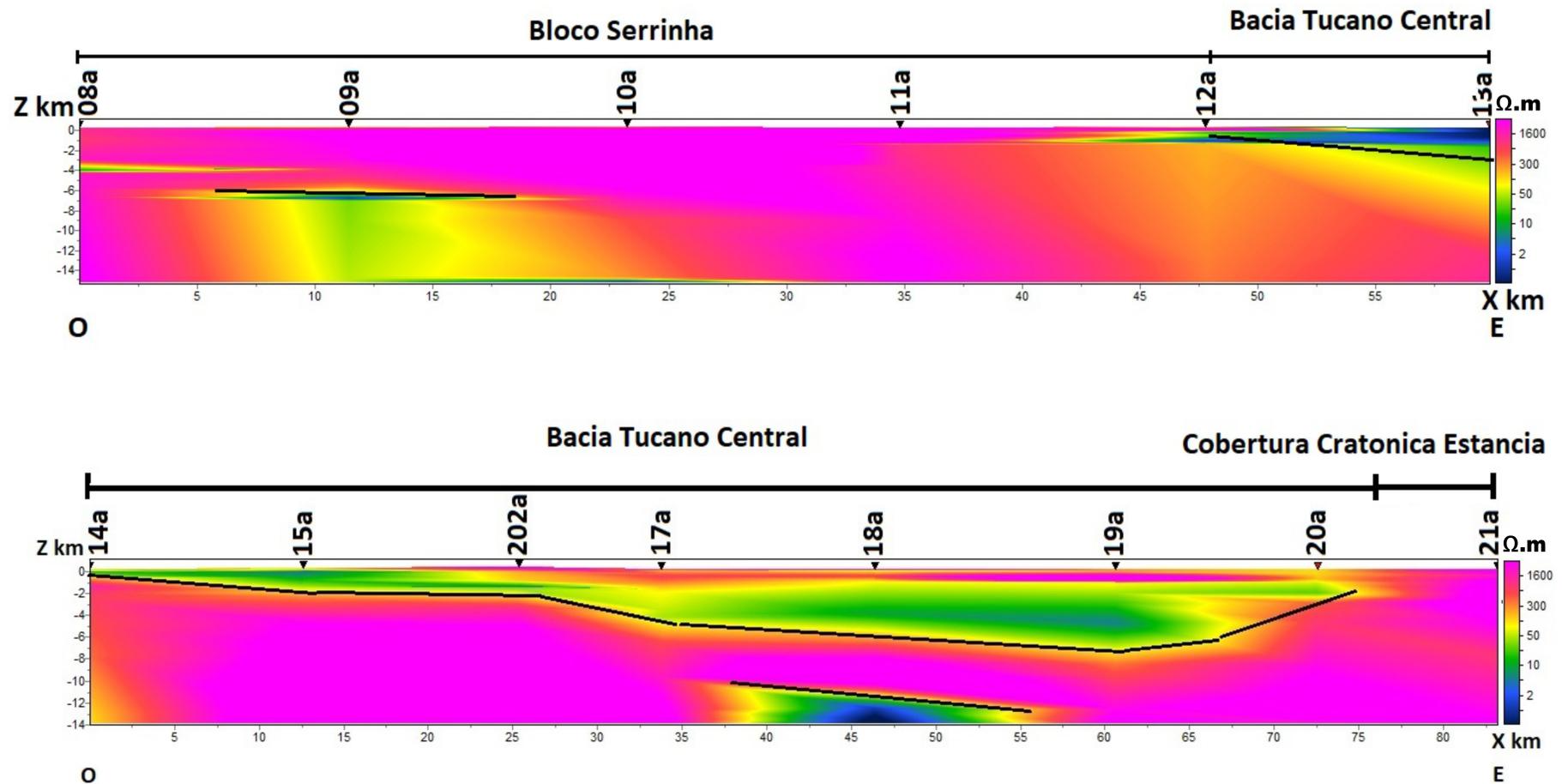
O perfil analisado se posiciona exclusivamente sobre o cráton do São Francisco e a bacia do Tucano (principalmente cruzando quase longitudinalmente sua parte central). No cráton, ele corta a parte sul do bloco Serrinha que nesta região apresenta anomalia condutiva em profundidades crustais. O bloco é caracterizado por estruturas de alta resistividade apesar de o resultado da dimensionalidade das estruturas regionais apresentados por meio do código WALDIM (Martí et al. 2009) ao longo de toda a faixa de frequências analisada obedecer uma condição 3D e, somente dados mais rasos com períodos inferiores a 1 s e localizado na região da bacia Tucano Central terem características 1D; optou-se por fazer inversão 1D devido à limitação computacional para rodar a inversão 3D dos dados MT. A inversão dos dados MT, que consiste na obtenção de um modelo de distribuição de condutividades sob toda a região de medidas, foi feito com o programa Zond1DMT<sup>1</sup>. O modelo de entrada utilizado para a inversão foi o de semi-espaco com resistividade de 100 ohm.m, tendo sido incluídas na inversão todas as componentes do tensor de impedância. O ajuste da inversão 1D foi considerado bom, tendo sido obtido para o modelo final o valor de rms =18%. Devido o programa ser demo há um limite de 8 sites para rodar. Por isso, a interpretação o perfil foi dividido em duas partes: a primeira entre as estações 08a e 13a e a segunda parte entre 14a e 21a. A Figura 22 e mostra o modelo 1D obtido, com a localização das estações e a identificação dos perfis na superfície.

A primeira parte do perfil inicia-se a oeste sobre o bloco Serrinha do cráton do São Francisco enquanto a segunda parte do perfil estende-se mais para leste cortando integralmente a bacia Tucano Central e chegando à cobertura cratônica Estância. Conforme esperado, a resistividade elétrica é elevada (acima de 1600 ohm.m) na região do cráton do São Francisco. Em profundidades de aproximadamente 6 km aparece um corpo condutor bem marcado, o que não é esperado para essas regiões. Esta estrutura pode estar relacionada a rochas intrusivas observadas na região. A segunda parte do perfil mostra uma anomalia condutiva de aproximadamente 5 ohm.m que coincide com o pacote sedimentar da bacia Tucano Central. A partir do modelo gerado foi possível mapear borda e fundo de bacia que apresenta aproximadamente 7 km de profundidade na região do depocentro. O modelo apresentado mostra ainda um corpo condutor na crosta superior. Imediatamente abaixo da bacia do Tucano Central. Corpo condutor similar foi observado e analisado por (SANTOS-MATOS et al., 2014) sob a bacia sedimentar Jatobá e interpretados como fluidos altamente salinos que migraram desde a bacia até uma zona fraturada na crosta superior (nas proximidades do Lineamento Pernambuco) que teria sido reativada em tempos atuais. Na figura 17 onde observa-se uma seção sísmica, encontrada Bizzi et al. (2003) sob a bacia Tucano Central mostra um conjunto de falhas com mergulho para W e soerguimento de blocos. Esses dados podem corroborar tais interpretações. Uma outra hipótese, além de fluidos salinos, seria a deposição de filmes de carbono em superfície de zonas de fraturas. Os esforços e movimentos tectônicos favoreceriam a grafitização, de forma que essa anomalia

<sup>1</sup> [www.zond-geo.com](http://www.zond-geo.com)

condutiva abaixo da bacia do Tucano Central poderiam ser associadas com a origem da bacia (SANTOS-MATOS A; PADILHA FUCK R & BANIK M, 2019).

Figura 22 – Seção geoeletrica da inversão 1D do modo TM.



Fonte: O autor, 2019

## 12 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos resultados obtidos pelo perfil analisado foi possível identificar duas regiões geoeletricamente distintas: uma sob o pacote sedimentar da bacia Tucano Central e outra sob a região do bloco Serrinha. Com o uso da inversão 1D dos dados magnetotelúricos na porção leste do cráton do São Francisco e porção sul da província Borborema, foram identificadas anomalias condutoras sob o perfil observado.

A análise do modelo de inversão 1D obtido na parte leste do perfil compreendido pelo bloco Serrinha formado por rochas ígneas que sugere altas resistividades para essas rochas conforme dados empíricos encontrados na tabela 10 página 31. E o resultado da inversão 1D confirma. No entanto, há uma zona condutiva (estação 9a) que pode está relacionada aos corpos máficos intrusivos mineralizados em ocorrência de cromo descritos por (KOSIN, 2009; LEAL; BARBOSA; CORRÊA-GOMES, 2012).

A análise ainda sugere uma crosta superior fraturada sob a bacia sedimentar Tucano Central. Através do modelo foi possível mapear a bacia Tucano Central em seu contato lateral e inferior, bem como definir sua maior profundidade, aproximadamente 7 km. A marcação bacia com uma região condutiva pode esta relacionado com rochas sedimentares como arenitos e folhelhos presentes nas formações que compõem esta bacia. Imediatamente abaixo da bacia identificou-se estrutura condutora na crosta superior, interpretada como possível existência de zona fraturada na crosta superior. Esta foi imterpretada através de uma seção sísmica vista em (BIZZI et al., 2003). Esta parece ser uma característica regional desse sistema de rifte e que pode estar relacionada aos mecanismos de sua geração. Os dados de indução eletromagnéticas na região do bloco Serrinha, sugere características geofísicas de alta resistividade elétrica. No entanto para uma correlação mais adequada com a geologia superficial, sugere que se faça uma inversão 3D uma vez que análise de dimensionalidade apresentada esta condição para região oeste do perfil.

## REFERÊNCIAS

- ABARCA, M. I. Z. Modelamento da bacia do paraná-reservatório capivara-através da inversão conjunta de funo do receptor e de sondagem magnetotelrica. **Revista Brasileira de Geofísica**, SciELO Brasil, v. 23, n. 3, p. 315–315, 2005.
- AGUIAR, G.; MATO, L. Definio e relaoes estratigráficas da formao afligidos nas bacias do recôncavo, tucano sul e camamu, bahia, brasil. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. [S.l.: s.n.], 1990. v. 36, n. 1990, p. 157–170.
- ALFVÉN, H. On the theory of magnetic storms and aurorae. **Tellus**, Wiley Online Library, v. 10, n. 1, p. 104–116, 1958.
- ALMEIDA, E. P. d. Caracterizao electromagnética da zona ossa morena. 2010.
- ALMEIDA, F. d. O cráton do paramirim e suas relaoes com o do são francisco. **simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas marginais**, v. 1, p. 1–10, 1981.
- ALMEIDA, F. d. et al. Províncias estruturais brasileiras. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, Campina Grande SBG, v. 8, n. 1977, p. 363–391, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. d.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. d. B. The upper precambrian of south america. **Boletim IG**, v. 7, p. 45–80, 1976.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archean and paleoproterozoic crust of the são francisco craton, bahia, brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, Elsevier, v. 133, n. 1-2, p. 1–27, 2004.
- BATISTA, J. C. et al. Gravimetria e magnetotelúrico aplicados ao estudo da bacia de tucano. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS AND BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. **12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 15–18 August 2011**. [S.l.], 2011. p. 672–675.
- BERDICHEVSKY, M. N. et al. Magnetotelluric studies in russia: regional-scale surveys and hydrocarbon exploration. In: **Electromagnetic Sounding of the Earth’s Interior**. [S.l.]: Elsevier, 2015. p. 379–401.
- BERDICHEVSKY, M. N.; DMITRIEV, V. I. **Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems**. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2002.
- BERDICHEVSKY, M. N.; DMITRIEV, V. I. **Models and methods of magnetotellurics**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2010.
- BIANCHI, B. A. et al. Processamento de dados de sondagens magnetotelricas coletados na província borborema, região nordeste do brasil. **Bolsista Pibic/Cnpq, caro Vitorello and Maurício de Souza Bologna (Orientadores)**. SICINPE, 2010.
- BIZZI, L. A. et al. **Geologia, Tectnica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [S.l.]: CPRM, 2003.
- CAGNIARD, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. v. 18(3), p. 605–635, 1953.

- CAIXETA, J. M. et al. Bacias do recôncavo, tucano e jatobá. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 8, n. 1, p. 163–172, 1994.
- CHAVE, A. D.; JONES, A. G. **The magnetotelluric method: Theory and practice**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2012.
- CONSTABLE, S. C.; PARKER, R. L.; CONSTABLE, C. G. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 52, n. 3, p. 289–300, 1987.
- COSTA, I. et al. Sub-bacias de tucano sul e central. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 433–443, 2007.
- COSTA, S. I. N. et al. **Lei de Ohm**. Tese (Doutorado), 2013.
- DENTITH, M. et al. Regional mineral exploration targeting based on crustal electrical conductivity variations from magnetotelluric data. **ASEG Extended Abstracts**, CSIRO, v. 2012, n. 1, p. 1–4, 2012.
- EGBERT, G. D. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. **Geophysical Journal International**, v. 130, p. 475–496, 1997.
- FIGUEIREDO, I. Investigaçao magnetotelúrica nas serras do sudeste brasileiro (rj/mg): Uma proposta de modelo crustal. **Doutorado, Observatório Nacional, São Cristóvão, Rio de Janeiro**, 1997.
- GASPERIKOVA, E. et al. 3d mt characterization of two geothermal fields in iceland. **GRC Transactions**, v. 35, p. 1667–1671, 2011.
- GHIGNONE, J. A evolução estrutural do recôncavo durante o tempo candeias. **Brazilian Journal of Geology**, v. 2, n. 1, p. 35–50, 1972.
- GROOM, R. W.; BAILEY, R. C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Wiley Online Library, v. 94, n. B2, p. 1913–1925, 1989.
- HAUTOT, S. et al. The structure of a mesozoic basin beneath the lake tana area, ethiopia, revealed by magnetotelluric imaging. **Journal of African Earth Sciences**, Elsevier, v. 44, n. 3, p. 331–338, 2006.
- HAYT, W. H.; BUCK, J. A. **Eletromagnetismo**. 8. ed. Porto Alegre, Brazil: AMGH Editora Ltda., 2013.
- HERSIR, G. P.; ÁRNASON, K.; VILHJÁLMSOON, A. M. 3d inversion of magnetotelluric (mt) resistivity data from krýsuvík high temperature geothermal area in sw iceland. In: STANFORD UNIV. STANFORD. **Proceedings of the 38th Workshop on Geothermal Reservoir Enineering**. [S.l.], 2013. p. 14.
- HJELT, S.-E.; KORJA, T. Lithospheric and upper-mantle structures, results of electromagnetic soundings in europe. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, Elsevier, v. 79, n. 1-2, p. 137–177, 1993.
- JACOBS, J. A. **Geomagnetic micropulsations**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. v. 1.

JONES, A. G. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 53, n. 7, p. 967–978, 1988.

JONES, A. G. Electrical conductivity of the continental lower crust. **Continental lower crust**, Elsevier, New York, p. 81–143, 1992.

JOSÉ, S. d. A.; TEIXEIRA, L. B.; CARRASQUILLA, A. A. Modelagens magnetotélúricas e sísmicas da bacia do espírito santo. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS AND BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. **9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEEF, Salvador, Bahia, Brazil, 11-14 September 2005**. [S.l.], 2005. p. 250–255.

KAUFMAN, A. A. The magnetotelluric sounding method. **Methods in geochemistry and geophysics**, Elsevier, 1981.

KOMENZA, J. D. **The use of 3D magnetotellurics in mineral exploration: synthetic model study and inversion of 3D MT survey data from the Wirrda Well IOCG (SA, Australia)**. Tese (Doutorado), 2013.

KOSIN, M. O embasamento das bacias do recôncavo, de tucano e de jatobá—uma visão a partir das cartas geológicas do brasil ao milionésimo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 17, p. 89–108, 2009.

LEAL, A. M.; BARBOSA, J.; CORRÊA-GOMES, L. Corpos máficos-ultramáficos. **Barbosa, JSF, Marscarenhas, JF, Corrêa-Gomes, LC Dominguez, JML, Souza, JS Geologia da Bahia: Pesquisa e atualização. Salvador-Bahia: CBPM**, v. 7, p. 443–483, 2012.

LIMA, J. **Investigação Geométrica da Porção Sudeste da Bacia do Parnaíba: Implicações Hidrogeológicas e Tectônicas**. MCT-ON. Tese (Doutorado) — Tese de Doutorado, 235p, 2000.

MACKIE, R.; RIEVEN, S.; RODI, W. Users manual and software documentation two dimensional inversion for magnetotelluric data: Mit earth resources lab. **Report, Massachusetts Institute of Technology**, 1997.

MAGNAVITA, L. Sobre a implantacao da fase sin-rifte em riftes continentais. **SBG, Cong. Brás. Geol**, v. 39, p. 335–338, 1996.

MAGNAVITA, L. et al. Bacia de tucano. **Fundação paleontológica PHOENIX. Ano**, v. 5, p. n52, 2003.

MAGNAVITA, L.; SILVA, R. d.; SANCHES, C. Guia de campo da bacia do recôncavo, ne do brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 13, n. 2, p. 301–334, 2005.

MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, NE Brazil**. Tese (Doutorado) — University of Oxford, 1992.

MARTI, A.; QUERALT, P.; LEDO, J. Waldim: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. **Computers & Geosciences**, Elsevier, v. 35, n. 12, p. 2295–2303, 2009.

MAXWELL, C. Clerk maxwell, j. **A treatise on electricity and magnetism**, v. 2, 1873.

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

MEJU, M. et al. Regional aquifer mapping using combined ves-tem-amt/emap methods in the semiarid eastern margin of parnaíba basin, brazil. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 64, n. 2, p. 337–356, 1999.

MENEZES, P. **Fundamentos do Método Magnetotelúrico na Exploração de Hidrocarbonetos**. [S.l.: s.n.], 2013. ISBN 978-85-88690-20-2.

MIENSOPUST, M. **A 2D case study and a 3D approach to simultaneously invert for resistivity structure and distortion parameters**. Tese (Doutorado) — Ph. D. thesis, Dublin Institute for Advanced Studies, 2010.

MILANI, E. J.; DAVISON, I. Basement control and transfer tectonics in the recôncavo-tucano-jatobá rift, northeast brazil. **Tectonophysics**, Elsevier, v. 154, n. 1-2, p. 41–70, 1988.

MORI, L. **O campo magnético da Terra está se comportando de maneira imprevista – e intrigando cientistas**. 2019. Ventos. Disponível em: <https://www.bbc.com/portuguese/geral-46825941>. Acesso em: 2 abril. 2019.

NEVES, A. S. **The generalized magneto-telluric method**. Tese (Doutorado) — Massachusetts Institute of Technology, 1957.

OHM, G. S. **Die galvanische Kette, mathematisch bearbeitet**. [S.l.]: TH Riemann, 1827.

OLIVEIRA, M.; FONTES, S. Magnetotelúrica na bacia do parnaíba. primeiros resultados. In: **2nd International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. [S.l.: s.n.], 1991.

OLIVEIRA, R. G. d. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província borborema e de sua margem continental (nordeste do brasil). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2008.

PADILHA, A. L. et al. Deep magnetotelluric signatures of the early neoproterozoic cariris velhos tectonic event within the transversal sub-province of the borborema province, ne brazil. **Precambrian Research**, Elsevier, v. 275, p. 70–83, 2016.

PÁDUA, M. B. d. **Estudos de indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de São Francisco**. Tese (Doutorado) — Brasil. Ministério da Ciência e Tecnologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2004.

PARKER, R. L.; BOOKER, J. R. Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, Elsevier, v. 98, n. 3-4, p. 269–282, 1996.

PEIXINHO, M. A. L. Hidrogeologia do sistema aquífero marizal/são sebastião na sub-bacia do tucano central, estado da bahia. Instituto de Geociências, 2017.

PINA. Aplicación del método magnetotelúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de el hito (cuenca) y sistema geotérmico de tenerife. Universitat de Barcelona, 2014.

- POUS, J.; LANA, X.; CORREIG, A. M. Generation of earth stratified models compatible with both ellipticity and phase velocity observations of rayleigh waves. **pure and applied geophysics**, Springer, v. 123, n. 6, p. 870–881, 1985.
- PÓVOA, P. M. A. **Magnetotelúrica aplicada à prospecção mineira**. Tese (Doutorado), 2011.
- RIOS, D. Granitogenese no núcleo serrinha, bahia, brasil: geocronologia e litogeoquímica. **Unpublished PhD. Thesis. Federal University of Bahia, 239pp**, 2002.
- ROCHA, V. F. Processamento e modelagem de dados magnetotelúricos na região da bacia do tucano: Nordeste do brasil. Universidade Federal do Pampa, 2016.
- SANTOS, C. C.; REIS, C.; PEDREIRA, A. J. Projeto bacia do tucano central: folha ribeira do pombal-sc. 24-za-iv: folha cícerio dantas-sc. 24-zav. CPRM, 2010.
- SANTOS, H. S.; FLEXOR, J. M. Estudo da bacia dos parecis a partir da integração de dados gravimétricos, magnetométricos e magnetotelúricos. **Geosciences= Geociências**, v. 32, n. 3, p. 411–428, 2013.
- SANTOS-MATOS. **Imagiamento Magnetotelúrico de Estruturas da Litosfera na Porção SE da Província Borborema**. 159 p. Tese (Doutorado) — Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil, Março 2012.
- SANTOS-MATOS A, A.; PADILHA FUCK R & BANIK M, s. Preliminary result of the 3-d inversion of magnetotelluric data in the southern subprovince of borborema province, northeast brazil. **International congress of the Brazillian Geophysical Society. No prelo**, 2019.
- SANTOS-MATOS, A. C. et al. Deep structure of a stretched lithosphere: Magnetotelluric imaging of the southeastern borborema province, ne brazil. **Tectonophysics**, Elsevier, v. 610, p. 39–50, 2014.
- SCHMUS, W. V. et al. Upb and smnd geochronologic studies of the eastern borborema province, northeastern brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, Elsevier, v. 8, n. 3-4, p. 267–288, 1995.
- SENA, A. **O Caçador de tempestades**. 2018. Tempestade. Disponível em: <<http://revistasagarana.com.br/andre-sena-o-cacador-de-tempestades/>>. Acesso em: 2 out. 2018.
- SILVA, H. T. F. d. **Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates: characteristics of the Lower Cretaceous tectonosequence in the Recoñcavo Basin, Northeast Brazil**. Tese (Doutorado), 1993.
- SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical Magnetotellurics**. Edinburgh: Cambridge University Press, 2005.
- SIRIPUNVARAPORN, W.; EGBERT, G. An efficient data-subspace inversion method for 2-d magnetotelluric data: inversion for 2-d mt data. **Geophysics**, GeoScienceWorld, v. 65, n. 3, p. 791–803, 2000.
- SIRIPUNVARAPORN, W. et al. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. **Physics of the Earth and planetary interiors**, Elsevier, v. 150, n. 1-3, p. 3–14, 2005.
- SMITH, J. T.; BOOKER, J. R. Rapid inversion of two-and three-dimensional magnetotelluric data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Wiley Online Library, v. 96, n. B3, p. 3905–3922, 1991.

SPIES, R. Depth of investigation of electromagnetic methods. **Geophysics**, v. 54, p. 872–888, 1989.

STANLEY, D.; OHOFUGI, W.; SAAD, A. R. Regional magnetotelluric surveys in hydrocarbon exploration, parana' basin, brazil. **Bulletin of the AAPG**, v. 69, 03 1985.

TELFORD, W. M. et al. **Applied geophysics**. [S.l.]: Cambridge university press, 1990. v. 1.

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

USSAMI, N.; KARNER, G. D.; BOTT, M. H. Crustal detachment during south atlantic rifting and formation of tucano—gabon basin system. **Nature**, Springer, v. 322, n. 6080, p. 629–632, 1986.

VARENTSOV, I. M. et al. Possibilities of magnetotelluric methods in geophysical exploration for ore minerals. **Izvestiya, Physics of the Solid Earth**, Springer, v. 49, n. 3, p. 309–328, 2013.

VOZOFF, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 37, n. 1, p. 98–141, 1972.

VOZOFF, K. The magnetotelluric method. In: **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B**. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1991. p. 641–712.

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

## APÊNDICE A – CURVAS DE RESISTIVIDADE APARENTE E FASE

Nesta seção são apresentados as curvas de resistividade aparente e fase, em função do período, para as 14 estações utilizadas neste trabalho. Os círculos preenchido de azul corresponde aos dados observados de fase, os sem preenchimento são os calculados. De forma análoga os círculos em vermelho são utilizado para representar a resistividade do modo TM.

Figura A.0.1 – Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 14a - 10a.

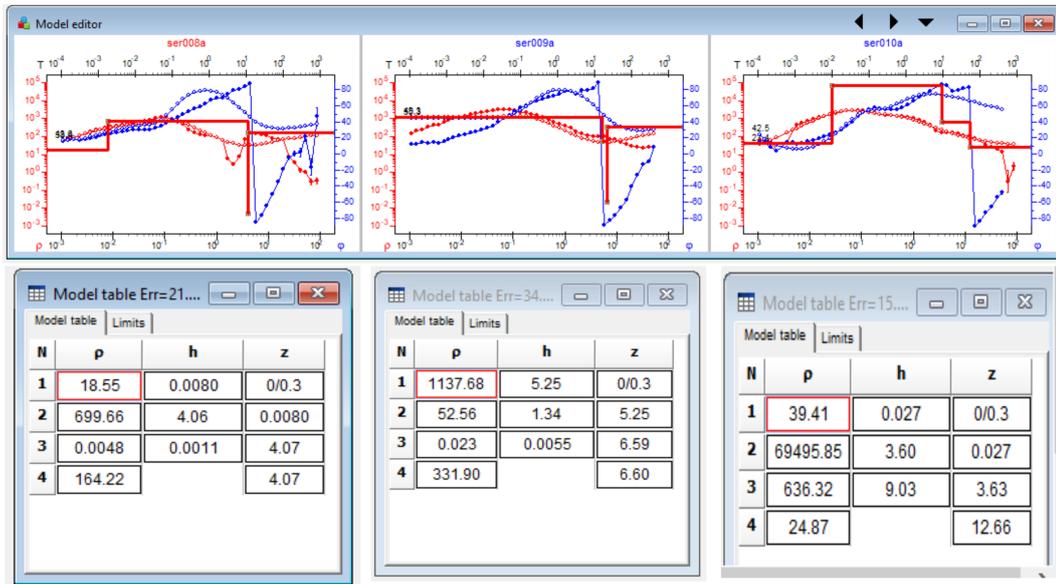


Figura A.0.2 – Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 11a-13a.

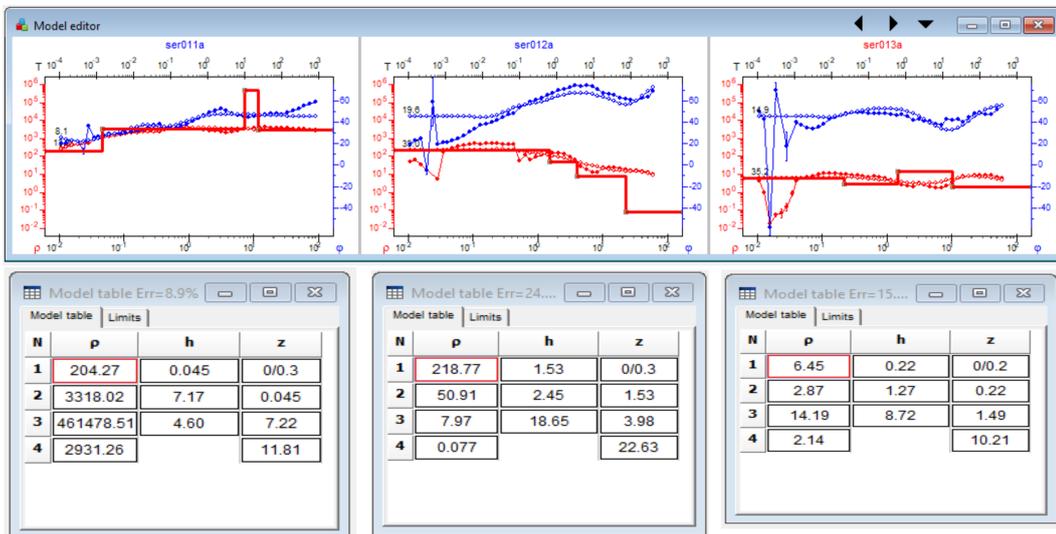


Figura A.0.3 – Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 14a, 15a e 202a.

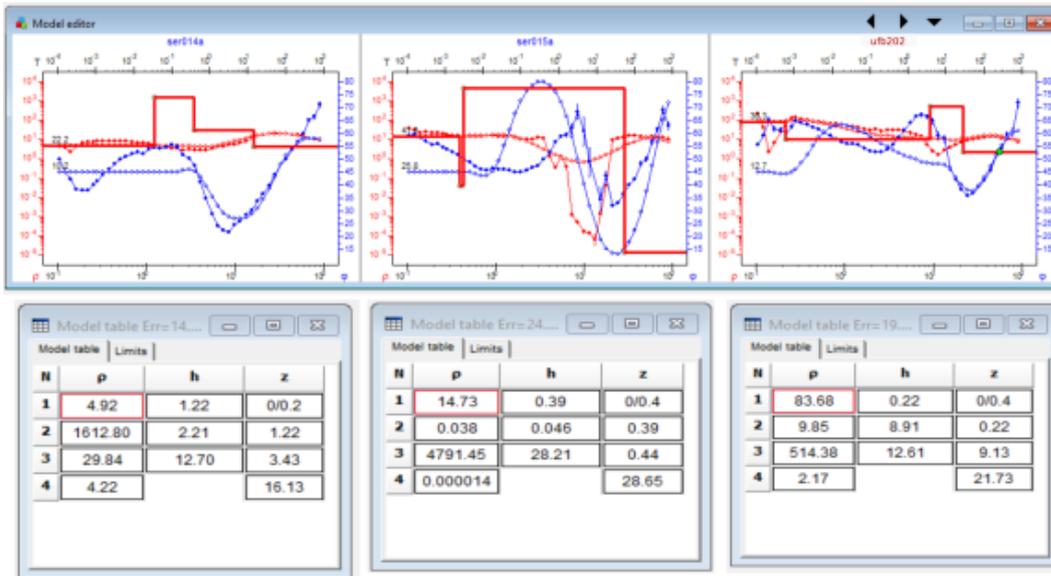


Figura A.0.4 – Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 17a-19a.

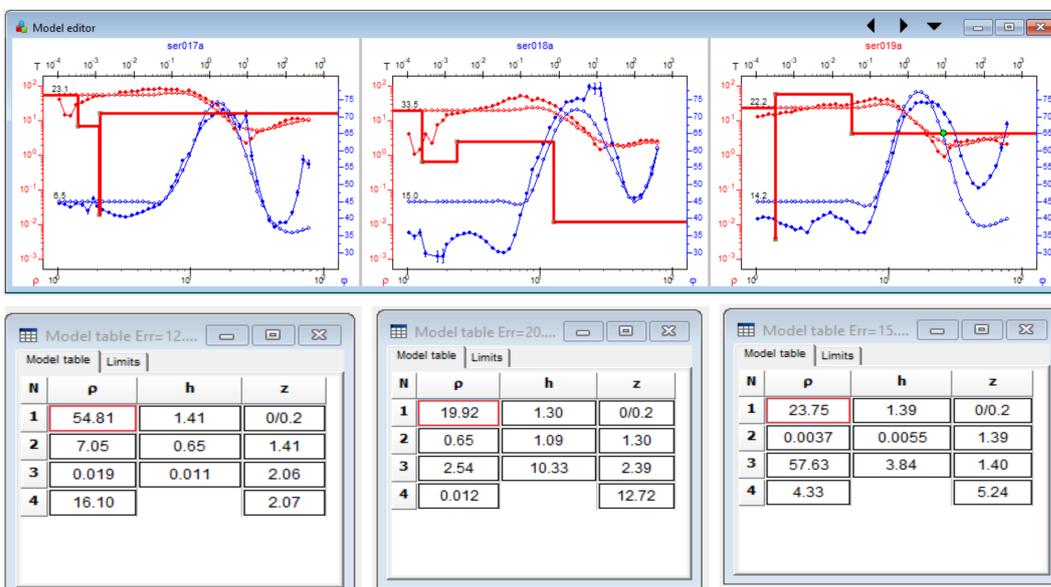


Figura A.0.5 – Curvas de resistividade aparente e fase para os sites 20a-21a.

