



ESTUDO DE INDUÇÃO ELETROMAGNÉTICA NA REGIÃO DA BACIA DO TUCANO, NE DO BRASIL

RELATÓRIO FINAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA (PIBIC/INPE/CNPq)

Alane Neves Barbosa (UNIPAMPA, Bolsista PIBIC/CNPq)

E-mail: neves.alane@alunos.unipampa.edu.br

Antônio Lopes Padilha (GEOMA/INPE, Orientador)

E-mail: antonio.padilha@inpe.br

Andréa Cristina Lima dos Santos Matos (UNIPAMPA, Coorientadora)

E-mail: andreamatos@unipampa.edu.br

Julho de 2017

RESUMO

A bacia sedimentar do Tucano é uma das bacias sedimentares constituintes do sistema *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá. Esse sistema de *rift* teria sido desenvolvido durante o rompimento da América do Sul e África, no Mesozóico. Para entender os processos tectônicos que envolveram a formação da bacia do Tucano, foi aplicado o método geofísico magnetotelúrico (MT). Esse método passivo de sondagem eletromagnética é usado para obter informações sobre a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície terrestre. A campanha magnetotelúrica correspondente ao trabalho foi realizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Os dados adquiridos foram dispostos em um perfil linear cortando a bacia do Tucano. O presente trabalho tem como objetivo o aprendizado do processamento dos dados e análise das respostas do método MT sob a bacia sedimentar do Tucano. Para o processamento foram utilizadas técnicas disponíveis para a comunidade de estudos de indução eletromagnética no interior da Terra. Para atingir o objetivo proposto, a metodologia aplicada consistiu em um estudo bibliográfico do método, da geologia da área (regional e local) e no processamento dos dados já citados. Na etapa do processamento utiliza-se rotinas computacionais de domínio público para uso acadêmico. Essas rotinas são elaboradas através do código robusto de Gary Egbert (EGBERT, 1997). Duas das sub-rotinas constituintes do código robusto de Egbert são a DNFF, utilizada para a análise espectral (a qual obtém-se os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas), e a sub-rotina TRANMT, a qual estima os elementos do tensor impedância a partir dos coeficientes de Fourier obtidos. A análise das funções de transferências magnetotelúricas foi realizada através da construção de pseudosseções das resistividades e fases nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX).



Lista de Figuras

Figura 1 - Mapa de Localização da Bacia do Tucano	5
Figura 2 - Mapa Geológico da Bacia do Tucano	9
Figura 3 - Interação do vento solar com a magnetosfera.....	13
Figura 4 – Intervalos de variação mais comuns para algumas rochas e minerais. O recorte representa que a absorção de água salgada pode estender estes limites.	22
Figura 5 - Esquema ilustrativo do equipamento montado em campo.	24
Figura 6 - Fluxograma de Processamento	26
Figura 7 – Curvas de resistividade aparente e fase como exemplo do resultado do processamento e união das bandas A, B, C e D.	29
Figura 8 - Curvas de resistividade aparente e fase resultantes da estimativa pelo programa RHOPUS sobrepostas a dados experimentais.	30



Lista de Tabela

Tabela 1 - Bandas padrão e suas respectivas frequências mais usadas 25



LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

1D – Unidimensional

2D – Bidimensional

3D – Tridimensional

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

E – Leste

EM – Eletromagnético

FAPEX – Fundação de Apoio à Pesquisa e à Extensão

GEOMA – Grupo de Estudos de Geomagnetismo

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

MT – Magnetotelúrico

N – Norte

NO/NW – Noroeste

RTJ – Recôncavo-Tucano-Jatobá

S - Sul

SE – Sudeste

SI – Sistema Internacional

SIGITEC – Gestão de Investimentos em Tecnologia



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

UFBA – Universidade Federal da Bahia

W – Oeste

LISTA DE SÍMBOLOS

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

σ – Condutividade elétrica do meio

\vec{E} – Vetor campo elétrico

$\vec{\nabla}$ - 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	1
1.1	Objetivos do Trabalho.....	3
1.1.1	Objetivo Geral.....	3
1.1.2	Objetivos Específicos.....	4
2	ÁREA DE ESTUDO.....	4
2.1	Contexto Geológico	6
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
3.1	Tipos de Fontes dos Campos de Indução.....	11
3.1.1	Fontes de Baixa Frequência (< 1Hz).....	12
3.1.2	Fontes de Alta Frequência (> 1Hz).....	13
3.2	Princípios Físicos	14
3.2.1	As Equações de Maxwell.....	14
3.2.2	Skin Depth – Profundidades de Investigação.....	18
3.3	Dimensionalidade das Estruturas da Terra.....	19
3.3.1	Terra Unidimensional (1D).....	19
3.3.2	Terra Bidimensional (2D).....	19
3.3.3	Terra Tridimensional (3D).....	20
3.4	Resistividade Elétrica das Rochas.....	20
4	MATERIAIS E MÉTODO	22
4.1	Aquisição Magnetotelúrica	22
4.2	Processamento dos Dados.....	25
5	ANÁLISES E RESULTADOS	30
6	CONCLUSÕES	32
7	REFERÊNCIAS.....	33

1 INTRODUÇÃO

Conhecida por ser uma das bacias integrantes do *rift* do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), a bacia do Tucano engloba uma área de aproximadamente 30500 km² e é dividida em três sub-bacia, Tucano Norte, Central e Sul, separadas, entre si, pelo curso dos rios Itapicuru e Vaza-Barris. O *rift* intracontinental RTJ evoluiu como um braço abortado da ruptura continental que provavelmente se desenvolveu durante o rompimento no Mesozoico entre América do Sul e África.

Diferentes autores vêm contribuindo para aumentar o conhecimento sobre o arcabouço estrutural e geológico da região a qual o sistema *rift* RTJ está localizada (USSAMI et al, 1986; MILANI e DAVISON, 1988; MAGNAVITA, 1992). Entretanto, o modelo tectônico de evolução desse sistema *rift* ainda se apresenta como objeto de controvérsia.

A exemplo, Ussami et al. (1986) propõe um modelo tectônico de evolução onde o *rift* RTJ está é proveniente exclusivamente do deslocamento crustal e teria causado um estiramento diferenciado na litosfera devido ao cisalhamento simples. Em contrapartida, em 1988, Milani e Davison apresentaram um modelo evolutivo desse sistema *rift* RTJ fundamentado no modelo de microplaca. Esses autores sugeriram, ainda, que uma extensão da litosfera segundo planos de fraqueza teria permitido a individualização da microplaca do leste brasileiro, situada entre as bacias RTJ e a margem continental atual. A depressão do *rift* teria sido gerada pela rotação anti-horária dessa microplaca em relação à placa da América do Sul.

Em 1992, Magnavita propões que o modelo tectônico evolutivo era proveniente de um rifteamento duplo respaldado no reconhecimento de dois eventos tectônicos, ambas



durante a fase *sin-rift*, na área. O primeiro evento teria ocorrido durante o Berriasiano, quando distensão E-W ao longo do rift RTJ e bacias adjacentes teria sido acomodada por movimento sinistral ao longo do lineamento Pernambuco. O segundo evento tectônico estaria relacionado à propagação da abertura do Atlântico Sul, quando se iniciou o espalhamento oceânico no Eoaptiano. Uma rotação horária relativa da América do Sul em relação à África teria causado uma distensão NW-SE na região. Com a continuação da abertura, a distensão seria transferida para a margem atlântica, isolando o sistema *rift* RTJ. Ainda segundo Magnavita (1992), o rifteamento duplo poderia explicar as principais características geométricas observadas no sistema *rift* RTJ. Deste modo, a utilização do método geofísico magnetotelúrico se apresenta como uma importante ferramenta para contribuir em relação aos conhecimentos dos processos ocorridos na bacia do Tucano.

Devido a sua versatilidade, o método Magnetotelúrico (MT), vem sendo utilizado com frequência dada as suas especificidades. Caracteriza-se por ser uma técnica eletromagnética, no domínio da frequência, a qual informa sobre a distribuição da resistividade das rochas em subsuperfície. Este método utiliza 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 “Geodinâmica Evolutiva dos Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá e Araripe e Estrutura 3-D Profunda dos Embasamentos Cristalinos Associados ao RIFT-BAHIA II” (PETROBRAS/SIGITEC, 2012/00285-2) no âmbito da Universidade Federal da Bahia (UFBA) e Fundação de Apoio à Pesquisa e à Extensão (FAPEX), e consistiu no processamento de dados geofísicos magnetotelúricos em um perfil quase linear que atravessa a Bacia do Tucano principalmente na região central.

1.1 Objetivos do Trabalho

Os objetivos propostos por esse presente trabalho são classificados de duas formas: Objetivo geral e Objetivos específicos. Esses objetivos são melhor explicados, a seguir.

1.1.1 Objetivo Geral

Em geral, o objetivo de qualquer estudo de indução eletromagnética no interior da Terra é a busca de regiões anômalas de concentração de correntes elétricas em diferentes profundidades litosférica, as quais estão geralmente relacionadas com heterogeneidades geoeletricas significativas. Além disso, esse trabalho propõe a obtenção de parâmetros geoeletricos da crosta, como anisotropia, variações da condutividade com a profundidade e direções geoeletricas, correlacionando-os com as variações geológicas e estruturais mapeadas em superfície. Em relação a análise qualitativa dessas respostas, será gerada uma pseudosseção a partir da interpolação das fases nas duas direções ortogonais de medidas (XY e YX). Assim, pretende-se obter informações importantes que ajudem entender os processos

de evolução tectônica do *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), principalmente na Bacia do Tucano, e identificar as assinaturas deixadas por esses processos na litosfera local.

1.1.2 Objetivos Específicos

A seguir, apresenta-se os objetivos específicos referentes a esse trabalho.

- a) Apresentar um modelo geoeletrico da subsuperfície,
- b) A partir do modelo geoeletrico, mapear as estruturas e assinaturas deixadas na litosfera local, correlacionando-as com a geologia;
- c) Colaborar acrescentando mais informações geofísicas e geológicas para a região da Bacia do Tucano.

2 ÁREA DE ESTUDO

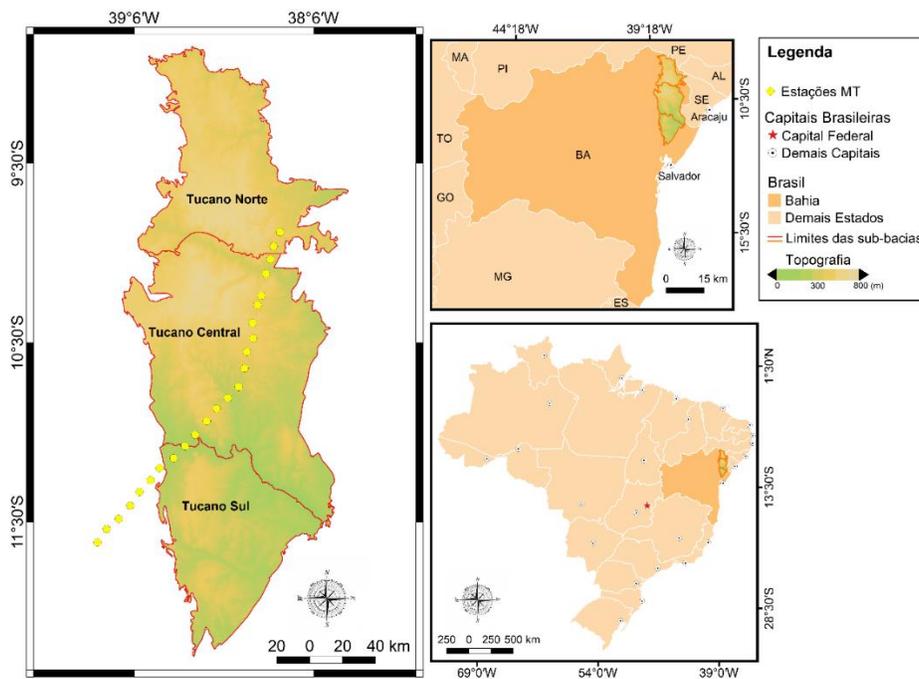
A área, a qual, esse estudo será realizado, está localizada na região Nordeste do Brasil, mas precisamente no interior do estado da Bahia (Figura 1). As 24 (vinte e quatro) estações de sondagem magnetotelúrica, foram dispostas em um perfil de aproximadamente 230 km de extensão.

O limite entre as sub-bacias Norte e Central é definido pelo Alto do Vaza-Barris e pelas falhas de transferência de Carita e de Jeremoabo, que constituem zona de acomodação determinante na inversão da assimetria dos meio-gráben, cujo depocentro se encontra próximo a borda leste, nas sub-bacias sul e central, transferindo-se para próximo da borda oeste na sub-bacia na sub-bacia norte (MAGNAVITA e CUPERTINO, 1987; MILANI e DAVISON, 1988; MAGNAVITA *et al.*, 2003). Com cerca de 8.800 km², a sub-bacia Tucano Norte tem limite norte com a Bacia do Jatobá definido pela zona de falha do rio São Francisco (MAGNAVITA *et al.*, 2003).

A sub-bacia Tucano Central e a maior das sub-bacias, com aproximadamente 14.700 km², configurando-se como meio-gráben de assimetria acentuada. Sua borda oriental, onde situa-se o depocentro da sub-bacia, e marcada pela Falha de Ajustiva e pela ocorrência de depósitos de sistema de leques aluviais da Formação Salvador. A borda oeste é flexural, mas afetada por conjunto de falhamento normais de pequeno rejeito (SANTOS e REIS, 2011).

Os limites da sub-bacia Tucano Sul são marcados pela falha de Inhambupe, a leste; pelo Alto de Aporá a sul; e pela zona de acomodação do rio Itapicuru, a norte. O limite ocidental é marcado ora por discordância, ora por meio de monoclinial falhado. A sub-bacia ocupa uma área triangular com aproximadamente 7000 km² (MAGNAVITA *et al.*, 2003).

Figura 1 - Mapa de Localização da Bacia do Tucano



Fonte: Modificado de Miranda (2005) e CPRM (2003).

2.1 Contexto Geológico

A área do estudo é localizada, em sua maior parte, no domínio tectônico Sul da Província Borborema. O domínio em questão, limita-se a norte pelo lineamento Pernambuco (zona de cisalhamento transcorrente e contínua) que começa na planície costeira do Recife e vai até a Bacia do Parnaíba, teria se desenvolvido no Neoproterozóico durante a colagem da orogênese Brasileira (BRITO NEVES et al., 2001). Segundo Van Schmus et al. (1995) essa zona de cisalhamento pode ser interpretada como uma feição profunda que teria atingido a base da crosta continental e delimitaria diferentes blocos crustais ou terrenos de idades distintas. Essa interpretação foi colaborada por investigações geofísicas recentes que sugerem que o lineamento Pernambuco seria efetivamente um importante divisor de profundidades litosférica (SANTOS-MATOS, 2012; SANTOS-MATOS et al., 2014). Conhecido por compor um segmento intracrustal, o complexo Pernambuco-Alagoas situa-se ao sul do lineamento Pernambuco e é formado principalmente por ortognaisses e migmatitos com intercalações de quartzitos (SANTOS, 1995). Ainda segundo, Silva Filho et al. (2002), o complexo Pernambuco-Alagoas é constituído por corpos graníticos peraluminosos e migmatitos bandados com mesossoma de composição diorítica a tonalítica e leucossoma sienogranítico. O plutonismo Neoproterozóico é representado por magmatismo peraluminoso, com presença em menor volume de magmatismo calcioalcalino.

A leste e a norte do embasamento estão incluídos restos de crosta Paleoproterozóica e relíquias arqueanas, enquanto a região sudoeste apresenta idades Mesoproterozóicas (VAN SCHMUS et al., 2008). Situado a leste do domínio sul da Província Borborema, a Faixa Sergipana localiza-se entre o complexo Pernambuco-Alagoas e o Cráton do São Francisco. Ela é delimitada por importantes zonas de cisalhamento e na literatura, essa faixa é interpretada como a continuação na América do Sul da Faixa Oubanguides (na África) com

idade Neoproterozóico (ciclo Brasileiro/Pan-Africano). Segundo Silva Filho (1989), a característica litoestratigráficas dessa área é individualizada em diversos subdomínios: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância. Ressalta-se que diversos estudos vêm sendo desenvolvidos com o objetivo de entender a arquitetura estrutural e natureza desses subdomínios (VAN SCHMUS et al., 2008; SILVA FILHO et al., 2010; SANTOS-MATOS, 2012).

O sistema de *rift* intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) é a estrutura mais notória na superfície dessa região. Ela é delimitada, aproximadamente, pelas latitudes 8° e 13°S e longitudes 36° e 40°W e sua origem está associada aos estágios iniciais dos processos geodinâmicos que levaram à formação do Atlântico Sul e da margem continental brasileira, juntamente com a separação definitiva entre os continentes Africano e Sul-americano. Segundo Milani & Davison (1988), os esforços distensivos responsáveis pelo rifteamento teriam atuado entre os períodos Mesojurássico (175 Ma) e Eocretáceo (145 Ma). As bacias Recôncavo, Tucano e Jatobá foram constituídas em um ramo do *rift* abortado na margem Leste do Brasil, ao contrário as bacias de margem continental, que evoluíram ao estágio de margem passiva (CHANG et al., 1992). Ainda de acordo com Milani & Davison (1988), as estruturas do embasamento influenciam fortemente na geometria final do arcabouço estrutural das bacias.

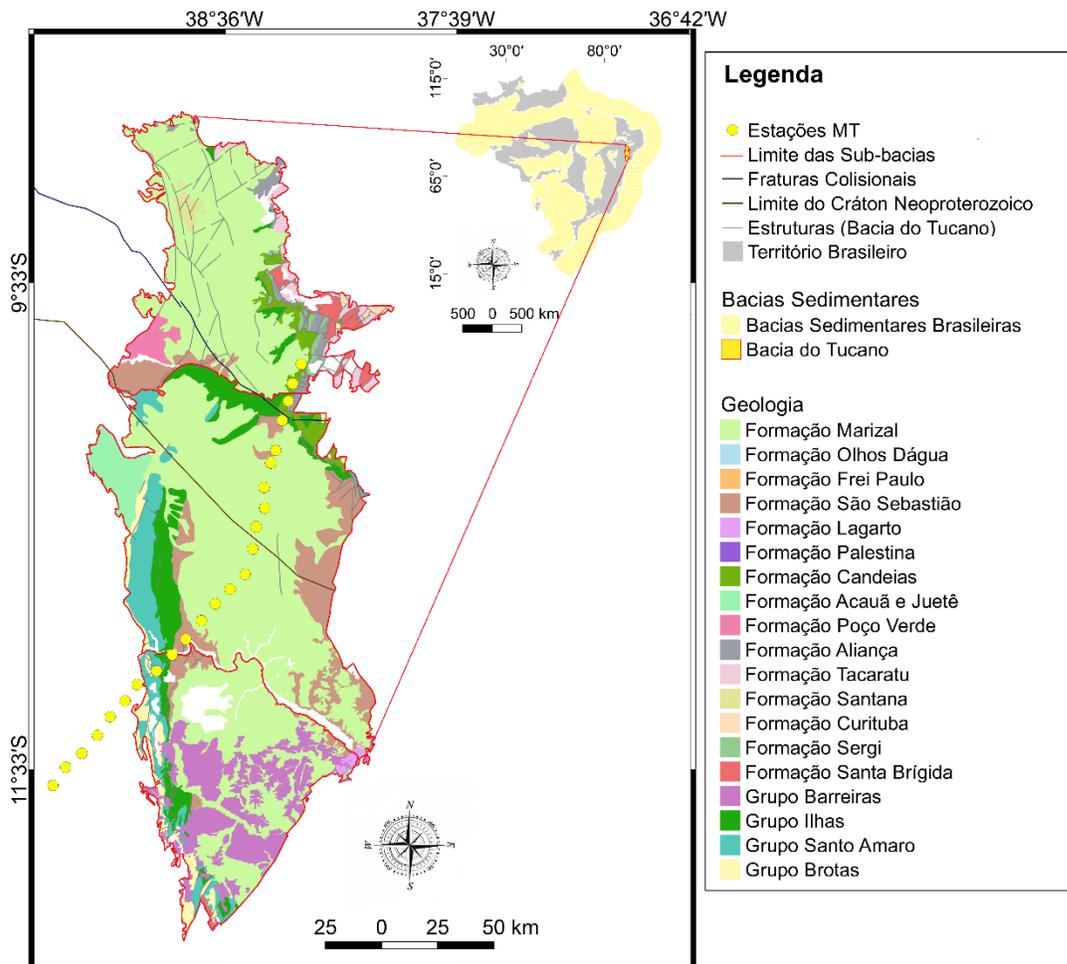
A bacia Tucano, como também os componentes restantes do *rift* do Recôncavo-Tucano-Jatobá, possui uma geometria de um semi-graben, cuja assimetria é gerada por uma falha na borda principal. A margem oposta é constituída na borda flexural, que é limitada por falhas de pequeno rejeito ou posicionada discordantemente sobre o embasamento. Os blocos falhados constituintes dos semi-grabens da bacia de Tucano orientam-se para NE-SW e N-S,



sendo tipicamente agrupados em compartimentos estruturalmente coerentes que dão origem às sub-bacias.

As sub-bacias (Tucano Norte, Tucano Central e Tucano Sul) são separadas por feições transversais orientadas NW-SE, que constituem zonas de acomodação ou de transferência, as quais podem não somente deslocar as falhas de borda, mas também alternar a polaridade das mesmas, como de fato ocorre entre as sub-bacias de Tucano Central e Norte. Outras feições transversais às bordas falhadas, são as chamadas falhas de alívio, recentemente identificadas na região.

Figura 2 - Mapa Geológico da Bacia do Tucano



Fonte: Modificado de CPRM (2003) e Cordani et al. (2016).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

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 gerados 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 magnetotelúricas. 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 negligíveis quando comparadas com as variações da condutividade elétrica no maciço rochoso.

3.1 Tipos de Fontes dos Campos de Indução

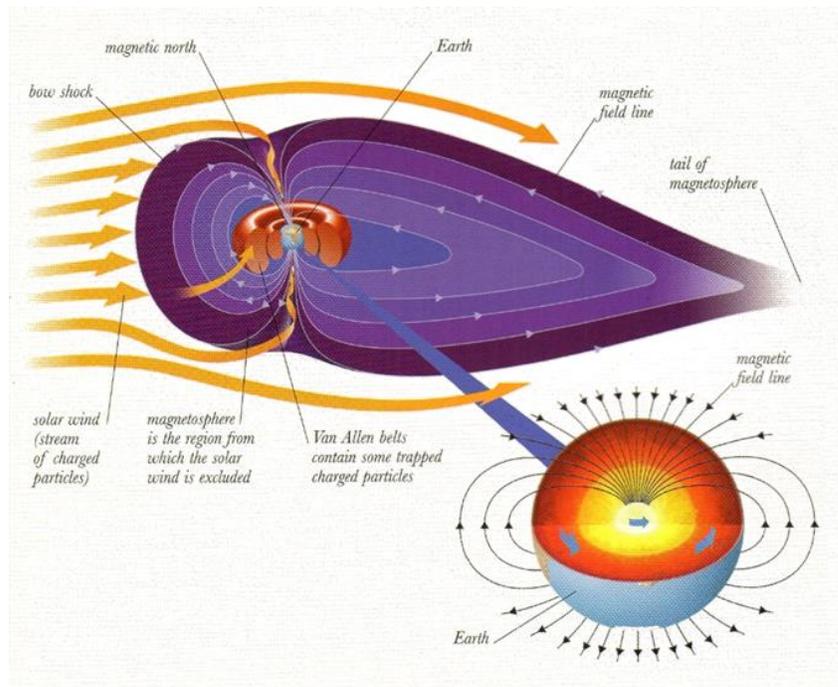
Os sinais eletromagnéticos (EM) naturais são gerados por diferentes fontes que vão do núcleo da Terra até às galáxias distantes e originam-se através de diferentes processos (VOZOFF, 1991). Na teoria do método MT leva-se em consideração as variações temporais dos campos elétrico e magnético naturais causadas pela incidência de ondas eletromagnéticas planas propagadas 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. 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 3). 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 causa 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.

Figura 3 - Interação do vento solar com a magnetosfera.



Fonte: James (2013, p. 37)

3.1.2 Fontes de Alta Frequência (> 1Hz)

As fontes Magnetotelúricas 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 (ROCHA, 2016). Esses pulsos eletromagnéticos se propagam juntamente com as ondas geradas pela ionosfera e superfície terrestre.

Em todo o planeta Terra, tempestades elétricas são formadas dispondo de energia, através das descargas elétricas, suficiente para campanhas magnetotelúricas 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.

3.2 Princípios Físicos

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

3.2.1 As Equações de Maxwell

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

Lei de Gauss para o campo elétrico,

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

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 q é a densidade da carga elétrica (C/m^3).

Em razão das baixas intensidades dos campos eletromagnéticos naturais podem ser usadas as seguintes relações:

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

Onde, ε é a permissividade elétrica (F/m), μ_0 é a permeabilidade magnética ($4\pi \times 10^7 H/m$ ou N/A^2) e σ é a condutividade elétrica do meio (S/m).

Rearranjando as equações (2) e (4) a partir das relações indicadas em (6), admitindo uma dependência harmônica temporal ($e^{-i\omega t}$) e a permeabilidade magnética aproximada para o espaço livre μ_0 para os campos elétricos e magnéticos, obtemos as seguintes equações:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\partial_t \vec{B} = i\omega\mu_0\vec{H} \quad (7)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \partial_t \vec{D} = (\sigma + i\omega\varepsilon)\vec{E} \quad (8)$$

Tomando o rotacional das equações, (7) e (8);

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{E}) = i\omega\mu_0\vec{\nabla} \times \vec{H} = i\omega\mu_0(\sigma - i\omega\varepsilon)\vec{E} \quad (9)$$

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{H}) = (\sigma - i\omega\varepsilon)\vec{\nabla} \times \vec{E} = (\sigma - i\omega\varepsilon)i\omega\mu_0\vec{H} \quad (10)$$

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

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{F}) = -\vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{F}) + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{F}) \quad (11)$$

Assim temos;

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{E}) = -\vec{\nabla}^2 \vec{E} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{E}) \quad (12)$$

$$\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \times \vec{H}) = -\vec{\nabla}^2 \vec{H} + \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{H}) \quad (13)$$

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

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

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = 0 \quad (14)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{H} = 0 \quad (15)$$

Então para o campo elétrico e magnético tem-se;

$$-\vec{\nabla}^2 \vec{E} = \omega \mu_0 (i\sigma + \omega \epsilon) \vec{E} \rightarrow \vec{\nabla}^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad (16)$$

$$-\vec{\nabla}^2 \vec{H} = \omega \mu_0 (i\sigma + \omega \epsilon) \vec{H} \rightarrow \vec{\nabla}^2 \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0 \quad (17)$$

Considerando-se que no método MT possui campo difuso para frequências menores que 20 kHz o tratamento matemático para penetração do campo eletromagnético pode ser considerado em termos da difusão dos campos eletromagnéticos (EM).

$$k^2 = i\omega \mu_0 \sigma \quad (18)$$

onde, k é o número de onda.

Substituindo a equação 18 nas equações 16 e 17 temos as equações de difusão dos campos EM;

$$\vec{\nabla}^2 \vec{E} + i\omega \mu_0 \sigma \vec{E} = 0 \quad (19)$$

$$\vec{\nabla}^2 \vec{H} + i\omega \mu_0 \sigma \vec{H} = 0 \quad (20)$$

Em um meio-espaco uniforme para o caso 1-D, unidimensional e os campos elétrico \mathbf{E} e magnético \mathbf{H} , nas direções norte (x) e leste (y) respectivamente para cada campo, tem-se;

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\partial_t \vec{B} = 0 \rightarrow \frac{d\vec{E}_x}{dz} = i\omega \mu_0 \vec{H}_y \quad (21)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} \text{ (sem a corrente de deslocamento)} \rightarrow \frac{d\vec{H}_y}{dz} = -\sigma \vec{E}_x \quad (22)$$

Derivando em termos de z ;

$$\frac{d^2 \vec{E}_x}{dz^2} = i\omega \mu_0 \frac{d\vec{H}_y}{dz} = -i\omega \mu_0 \sigma \vec{E}_x = -ik^2 \vec{E}_x \quad (23)$$

$$\frac{d^2 \vec{H}_y}{dz^2} = i\omega \mu_0 \frac{d\vec{E}_x}{dz} = -i\omega \mu_0 \sigma \vec{H}_y = -ik^2 \vec{H}_y \quad (24)$$

Assim, as duas equações estão sob a forma:



$$\frac{d^2\vec{F}}{dz^2} + k^2\vec{F} = 0 \quad (25)$$

onde, \vec{F} pode ser \vec{E}_x ou \vec{H}_y .

Supondo:

$$\vec{F}(z) = Ae^{-ipz} \rightarrow \frac{d\vec{F}}{dz} = -ipAe^{-ipz} \rightarrow \frac{d^2\vec{F}}{dz^2} = -p^2Ae^{-ipz} = -p^2\vec{F} \quad (26)$$

$$-p^2\vec{F} + k^2\vec{F} = 0 \rightarrow p^2 = k^2 \rightarrow p \pm k \quad (27)$$

$$\vec{F}(z) = Ae^{-ikz} + Be^{ikz} \quad (28)$$

Assim,

$$F(z) \rightarrow E_x(z) \quad (29)$$

temos,

$$E_x(z) = Ae^{-ikz} + Be^{ikz} \quad (30)$$

e que;

$$\frac{dE_x}{dz} = i\omega\mu_0\vec{H}_y = -ikAe^{-ikz} + ikBe^{ikz} = i\omega\mu_0\vec{H}_y \quad (31)$$

$$\vec{H}_y = \frac{k}{\omega\mu_0}(-Ae^{-ikz} + Be^{ikz}) \quad (32)$$

Para propagação em um espaço uniforme temos a impedância complexa média dada por;

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = \frac{\omega\mu_0}{k} \quad (33)$$

No caso geral os elementos do tensor de impedância complexa $Z(\omega)$ são calculados no domínio da frequência entre as componentes horizontais dos campos elétrico e magnético incidentes e formam uma matriz MT 2x2.

$$E(\omega) = Z(\omega)H(\omega) \quad (34)$$

$$E(\omega) = \begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix}, \quad H(\omega) = \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (35)$$

e

$$Z(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \quad (36)$$

O tensor impedância $Z(\omega)$ é usualmente representado através de dois parâmetros: resistividade aparente ρ_a e fase φ .

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \frac{E(\omega)}{H(\omega)} \right|^2 \quad (37)$$

$$\varphi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right) \quad (38)$$

3.2.2 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 resistividade elétrica do meio.

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu \sigma} \right)^{1/2} = 0,503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (km)} \quad (39)$$

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 é a resistividade elétrica do meio (Ωm).

Assim, as ondas EM adentram á 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 amortecimento que os sinais EM sofrem ao se propagarem em um meio resistivo (condutor). 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 (ROCHA, 2016).

3.3 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 geoeletricas (dimensionalidades), podendo ser distribuídos em unidimensional (1D), bidimensional (2D) e tridimensional (3D). Ressalta-se que uma importante interpretação das informações dos dados MT dá acesso à dimensão dessas estruturas geoeletricas, a partir do conhecimento dessa dimensão, a escolha da interpretação quantitativa será realizada (SANTOS-MATOS, 2012 e ROCHA, 2016).

3.3.1 Terra Unidimensional (1D)

A variação das resistividades elétricas em profundidade 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.

3.3.2 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.

3.3.3 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).

3.4 Resistividade Elétrica das Rochas

Para uma boa interpretação dos resultados do processamento de dados Magnetotélúrico, 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,

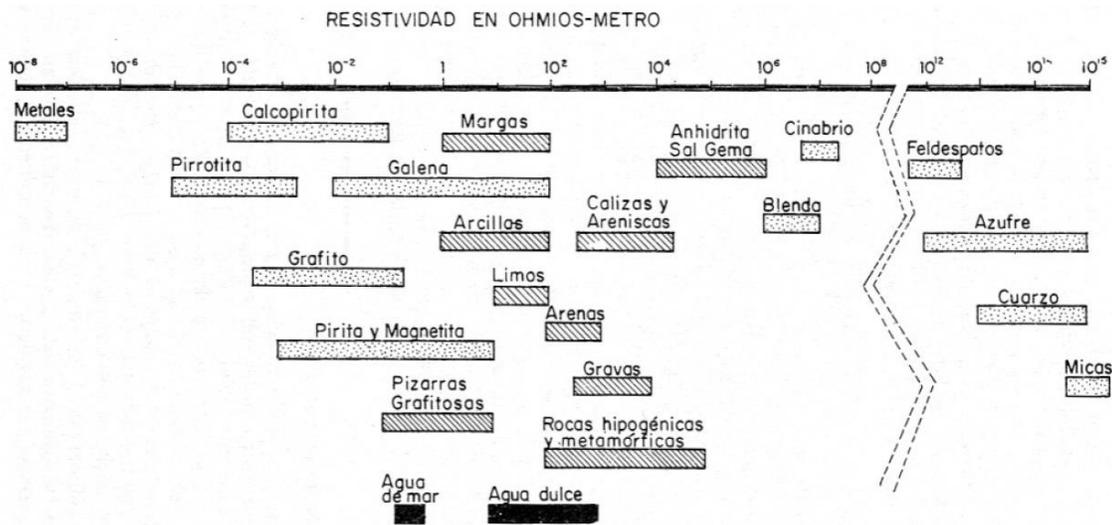
sendo principalmente sensível à presença de fluídos (distribuição e quantidade), salinidade, porosidade, temperatura e pressão (JONES, 1992).

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 podemos 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 semiconductor 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 4), disponível em Orellana (1972), apresenta um pequeno gráfico dos intervalos de variação, dos valores de resistividade elétrica, mais comuns para algumas rochas e minerais. As linhas tracejadas que recortam o gráfico representa que a presença de água com sais pode aumentar estes limites estabelecidos.

Figura 4 – Intervalos de variação mais comuns para algumas rochas e minerais. O recorte representa que a absorção de água salgada pode estender estes limites.



Fonte: Orellana (1972, p. 75)

4 MATERIAIS E MÉTODO

A metodologia aplicada envolveu levantamento bibliográfico e revisão bibliográfica sobre a região de estudo, como também sobre o método aplicado.

4.1 Aquisição Magnetotelúrica

A campanha magnetotelúrica (MT), a qual esse trabalho refere-se, encontra-se dentro do projeto Rift-UFBA que foi patrocinado pela PETROBRAS e realizado por cooperação entre Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Universidade Federal da Bahia (UFBA). Esse projeto teve como objetivo investigar a faixa litorânea que vai do estado de Alagoas até o sul do estado da Bahia, através da estrutura geolétrica, mais especificamente a variação da condutividade elétrica no interior da Terra, a partir de medidas geofísicas,

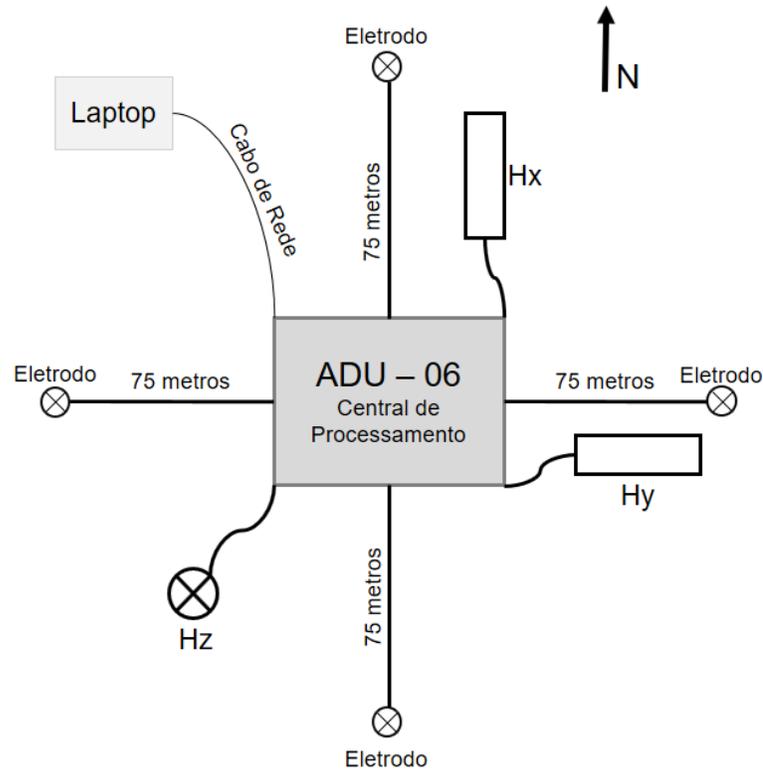
principalmente, magnetotélúricas das bacias costeiras tipo *rift*: Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamú, Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba e Recôncavo-Tucano-Jatobá.

A obtenção dos dados ocorreu através do equipamento magnetotélurico (GMS06), pertencente ao grupo de estudos de Geomagnetismo (GEOMA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Esses dados são referentes a informações de 24 estações de sondagem magnetotélúricas em Banda Larga que tem o espaçamento de 10km uma da outra. Essas 24 estações magnetotélúricas saccionam a Bacia do Tucano e são denominadas: 111a, 110a, 109a, 108a, 107a, 106a, 105a, 104a, 103a, 102a, 101a, 201a, 202a, 203a, 204a, 205a, 206a, 207a, 208a, 209a, 210a, 211a, 212a e 213a.

O GMS06 (Metronix GmbH) é um sistema de aquisição magnetotélurica de banda larga (correspondente ao 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 e sensores magnéticos do tipo de bobina de indução para as medidas das componentes magnéticas, sistema de referência global (GPS), laptop e um conjunto de baterias que fornece energia ao sistema.

A ilustração (Figura 5) a seguir, mostra a disposição do sistema magnetotélurico em campo para aquisição das cinco componentes ortogonais (H_x , H_y , H_z , E_x e E_y) do campo eletromagnético.

Figura 5 - Esquema ilustrativo do equipamento montado em campo.



Fonte: Elaborado pelo Autor

Em campo, a aquisição dos dados MT tem duração média de 20 horas e, é realizada em diferentes taxas de amostragem chamadas de bandas A (40960 Hz), B (4096 Hz), C (64 Hz) e D (2 Hz), essa aquisição é feita de forma independente. A tabela a seguir, mostra que para cada banda de frequência existe uma janela específica.

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

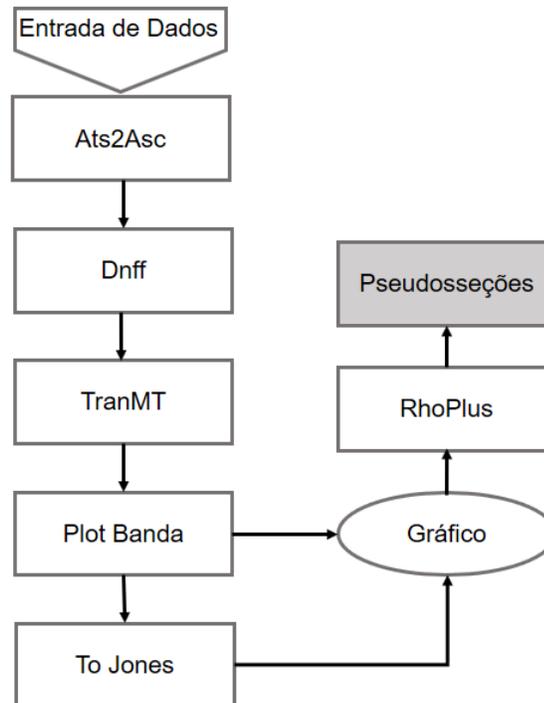
Fonte: Adaptado de Santos e Matos (2012)

4.2 Processamento dos Dados

O objetivo do processamento de dados é extrair a partir de sinais, que geralmente são ruidosos, repetíveis funções que representam a resposta da Terra, essas respostas podem ser usadas para interpretar estruturas condutivas.

O fluxograma (Figura 6), a seguir, indica as etapas do processamento a ser realizado. Esse fluxograma foi sintetizado em Santos-Matos (2012) afim de mostrar como deve obter uma pseudosseção. E assim, como resultado do processamento descrito a seguir, espera-se obter funções de transferências magnetotelúricas (MT), o tensor impedância MT (Z) decomposto em resistividade aparente e fase e as funções de transferências geomagnéticas (T) apresentadas como vetores de indução.

Figura 6 - Fluxograma de Processamento



Fonte: Adaptado de Santos e Matos (2012)

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

- a) Primeiramente, quando entra - se com os dados MT, converte - se esses dados, que estão em 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



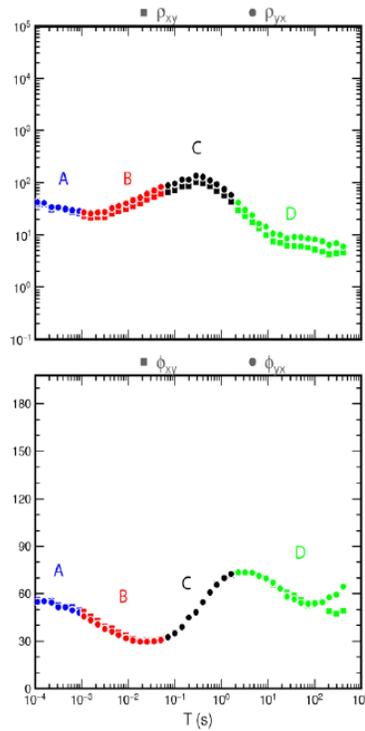
Discreta de Fourier (DFT). Assim, com o programa **Dnff** (EGBERT, 1997) realiza-se uma análise espectral para obter os coeficientes de Fourier das séries temporais registradas. Nessa análise, a série temporal é separada em diversas janelas, cujo o tamanho é uma combinação entre o maior período que se 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 melhores resultados serão armazenados em arquivos para serem usados na composição do espectro de frequência (Figura 7).
- d) A conversão dos resultados disponibilizados com a sub-rotina **TranMT** será realizada com o programa **To Jones** (EGBERT, 1997) para a próxima etapa.



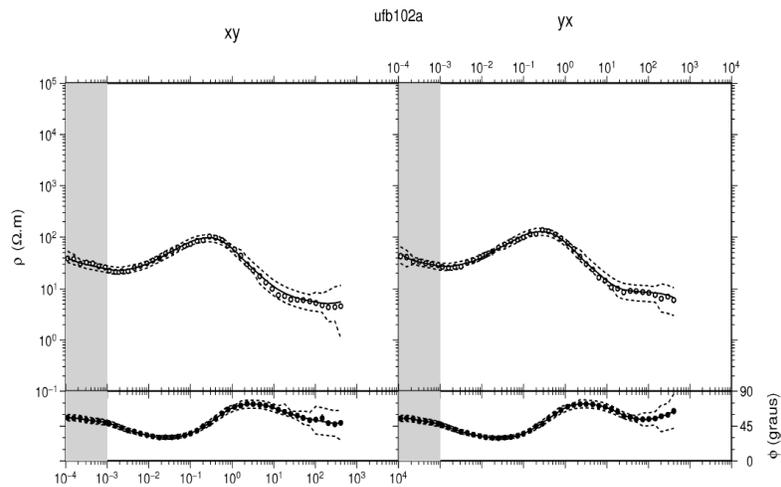
- e) Em seguida, usando o programa **RhoPlus** (PARKER & BOOKER, 1996), verifica-se a consistência das respostas magnetotelúricas obtidas pelo TranMT. Para tal, compara-se as curvas de resistividade aparente medidas e as calculadas a partir das fases (VOZOFF, 1991) usando a transformada de Hilbert. O 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 8 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 são então interpolados, fornecendo mapas da variação dos diferentes parâmetros MT.

Figura 7 – Curvas de resistividade aparente e fase como exemplo do resultado do processamento e união das bandas A, B, C e D.



Fonte: Rocha (2016)

Figura 8 - Curvas de resistividade aparente e fase resultantes da estimativa pelo programa RHOPLUS sobrepostas a dados experimentais.



Fonte: Rocha (2016)

5 ANÁLISES E RESULTADOS

O *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), é um raro exemplo mundial de bacia do tipo *rift* abortada, com exposição completa de pacotes sedimentares no continente. Está relacionado à abertura e propagação do oceano Atlântico Sul no Mesozóico e, apesar ter sido razoavelmente estudado, apresenta algumas importantes questões que ainda não foram adequadamente respondidas. Essas questões se referem principalmente aos modelos geodinâmicos que tentaram explicar as suas formação e evolução temporal, compatibilizando esses dados com o que se apresenta no campo em termos de herança estrutural do embasamento, sistemas e tipos de falhas, campos de tensão geradores e arquitetura interna das bacias e profunda do embasamento. Os principais modelos tectônicos propostos para explicar o *rift* RTJ são:

- a) o modelo de deslocamento (USSAMI et al., 1986);

- b) o modelo de deslocamento duplo (CASTRO JR. 1987);
- c) o modelo de contilever flexural (MAGNAVITA et al. 1994);
- d) o modelo da microplaca (SZATMARI et al., 1985; MILANI, 1987; MILANI e DAVISON, 1988; SZARTMARI e MILANI 1999);
- e) o modelo do mega-cisalhamento (COHEN, 1985);
- f) o modelo de rifteamento duplo (MAGNAVITA, 1992).

Portanto, com o intuito de entender melhor a evolução do *rift* RTJ, além de acrescentar mais informações geofísicas e geológicas para a região, se justifica o uso do método magnetotelúrico por este apresentar características relevantes, já explicadas anteriormente, para o estudo do arcabouço geológico da área de estudo.

Apresentado por Egbert (1997), o código robusto consiste em um conjunto de sub-rotinas que ajudam no processamento de dados magnetotelúricos. Essas sub-rotinas são dispostas de forma sequenciada que, de modo eficaz, tem ajudado em um processamento mais claro, certo e rápido devido aos cálculos estatísticos o qual estão fundamentadas. A escolha desse programa ocorreu pela disponibilidade deste para a comunidade de estudos de indução eletromagnética, por um programa leve e não precisar de sistemas mais avançados para seu funcionamento, além de representar o que há de mais avançado em termos de processamento.

Ao chegar na pseudosseção, será possível uma análise da resposta magnetotelúrica em conjunto com as informações geológicas, já disponíveis, podendo entender melhor a evolução do sistema *rift* RTJ, além de sugerir informações relevantes, acrescentando para o entendimento da evolução do sistema *rift* RTJ.



6 CONCLUSÕES

Durante o período de vigência dessa pesquisa de iniciação científica (março/2017 á julho/2017) foi realizado uma revisão bibliográfica visando o entendimento e aprofundamento teórico sobre o método magnetotelúrico e sobre o sistema rift Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), focando mais nas informações relevantes a Bacia do Tucano. A partir da revisão bibliográfica elaborou-se o embasamento teórico sobre o método magnetotelúrico, desde seus fundamentos teórico, aquisição magnetotelúrica, até o processamento robusto dos dados, e sobre a Bacia do Tucano e suas subdivisões em Tucano Norte, Tucano Central e Tucano Sul.

Ainda, durante o período, reconheceu-se os modelos tectônicos mais relevantes do sistema rift RTJ e teve um entendimento melhor sobre o conjunto de falhas e fraturas que interceptam a Bacia do Tucano. Além de definir qual forma de processamento os dados magnetotelúricos irão passar.



7 REFERÊNCIAS

BRITO NEVES BB, CAMPOS NETO MC, VAN SCHMUS WR, FERNANDES TMG & SOUZA SL, 2001. **O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandao”)**. Revista Brasileira de Geociências, 31: 185-194.

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

CASTRO, A. C. M. Jr. 1987. **The northeast Brasil and Gabon basins: A double rifting system associated with multiple detachment surfaces**. Tectonics, 6:727-738.

CHANG K, KOWSMANN RO, FIGUEIREDO AMF & BENDER AA, 1992. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview**. Tectonophysics, 213: 97-138.

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

COHEN, C. R. 1985. **Role of fault rejuvenation in hydrocarbon accumulation and structural evolution of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil**, AAPG Bulletin, 69:65-76.

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.



CPRM, Serviço Geológico do Brasil; **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto mapas & SIG.** 2003. Bizzi, L. A.; Schobbenhous, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H.; (org.). Brasília. 692 p.

EGBERT, G.D.;, 1997; **Robust multiple station magnetotelluric data processing.** Geophys. J. Int., 130, 475-496.

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

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 in homogeneities.** 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.

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



MAGNAVITA LP, 1992. **Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift, NE Brasil.** Tese de Doutorado, Universidade de Oxford, 493p

MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, J; KUSZNIR, N. J. 1994. Rifting, erosion and uplift history of Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast, Brazil. *Tectonics*, Washington, 13, 2: 367-388.

MAGNAVITA, L. P.; DESTRO, N.; CARVALHO, M. S. S.; MILHOMEM, P. S.; SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. Aracaju: Fundacao Paleontologica Phoenix. (Serie Bacias Sedimentares, n. 52).

MAGNAVITA, L.P. & CUPERTINO, J.A. 1987. Concepcão atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, nordeste do Brasil. *Bol. Geociencias. Petrobras*, 1: 119-134.

MILANIEJ & DAVISON I, 1988. Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154: 41-70.

MILANI, E. J. e DAVISON, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, Amsterdam, 154, (1/2): 41-70.

MILANI, E. J. 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Seção: Exploração de Petróleo 18, 61 p.

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

ORELLANA, Ernesto. **Prospeccion Geoelectrica:** en corriente continua. 2. ed. Madrid: Paraninfo Sa, 1972. 540 p.

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, 2005.

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

ROCHA, V. F.; **Processamento e Modelagem de dados magnetotélúricos na região da bacia do tucano: Nordeste do Brasil.** 2016. 63 f. TCC (Graduação) - Curso de Geofísica, Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2016.

SANTOS EJ, 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: Acrescao e colisao na regioao Floresta (Pernambuco), provincia Borborema. Tese de Doutorado, Universidade de Sao Paulo, 220p.

SANTOS, C.C. & REIS, R. 2011. **Projeto Bacia do Tucano Central: Folha Caimbe – SC. 24-Z-A-I; Folha Jeremoabo – SC.24-Z-A-II.** Estado da Bahia. Salvador: CPRM, 2011. 99p. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos.

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>.

SANTOS-MATOS, A. C. L.; **Imageamento Magnetotélúrico 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.



SILVA FILHO AF, 1989. Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Pianco-Alto Brigida belt, Pernambuco state, Brazil. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Londres, 1989, 422p.

SILVA FILHO AF, GUIMARAES IP & VAN SCHMUS WR, 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research* 5: 409-422.

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

SZATMARI, P & MILANI, E. J. 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinal Microplate. *Geology*, 27(12):1115-1118.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; Zanotto, O.; WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(2), 180-188.

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.; BOOT, M. H. P.; **Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of TUCANO-Gabon basin system**. 1986. *Letters to Nature*, v. 322. p.629-632.

VAN SCHMUS WR, BRITO NEVES, BB, HACKSPACHER PC & Babinski M, 1995. **U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, Northeastern Brazil**: Initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 267-288.

VAN SCHMUS, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J & Guimaraes, I.P., 2008. **Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt**. In Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Witt, M.J.



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