





# **Universidade Federal Fluminense**

# Instituto de Geociências

## Departamento de Geologia e Geofísica

Projeto final II

Uso do método magnetotelúrico aplicado à água subterrânea na Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba no semiárido do Piauí, Brasil.

Patricia Lopes Menezes Descovi

Niterói, Brasil

Agosto, 2016

# Universidade Federal Fluminense Instituto de Geociências Departamento de Geologia e Geofísica Projeto final II

Uso do método magnetotelúrico aplicado à água subterrânea na Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba no semiárido do Piauí, Brasil.

Patricia Lopes Menezes Descovi

Monografia de graduação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador Dr. Sérgio Luiz Fontes Co-orientador Dr. Cleverson Guizan Silva

Niterói, Brasil

Julho, 2016

# D448 Descovi, Patricia Lopes Menezes Uso do método magnetotelúrico aplicado à água subterrânea na Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba no semiárido do Piauí, Brasil / Patricia Lopes Menezes Descovi. – Niterói : [s.n.], 2016. 66 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, 2016. 1.Método magnetotelúrico. 2.Água subterrânea. 3.Semiárido. 4.Nordeste brasileiro. 1.Título.

Uso do método magnetotelúrico aplicado à água subterrânea na Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba no semiárido do Piauí, Brasil.

Patricia Lopes Menezes Descovi

Monografia de graduação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito para obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Banca examinadora:

Sérgio Luiz Fontes – MCT/ON

Cleverson Guizan Silva - UFF

Emanuele Francesco La Terra – MCT/ON

### AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao corpo docente da Universidade Federal Fluminense por todo o ensinamento ao longo desses cinco anos de graduação, aos funcionários do prédio e especialmente a Cleverson Guizan Silva por me orientar e estar sempre disposto.

Agradeço também com grande carinho ao Observatório Nacional, a Daniel Franco por me receber e especialmente ao Sérgio Luiz Fontes por me aceitar como bolsista e me presentear com o tema. O problema da água no Nordeste sempre teve um elo sentimental comigo e foi muito gratificante trabalhar nesse tema ao longo desses dois anos. Também a Leonardo Miquelutti e Emanuele Francesco La Terra, aos técnicos Ronaldo Marins de Carvalho, Antônio França Soares Filho e Alcides Antônio dos Santos que me ajudaram a entender a aquisição do método e todos os funcionários que contribuíram com o dia a dia.

Agradeço a CPRM pelos dados compartilhados, especialmente a Josias Barbosa de Lima, Carlos Antônio Luz, a Edilton Feitosa da LABHID-UFPE, a Geraldo Girão Nery da UFBA/Hydrolog.

Por último agradeço a meus pais, Tania e Sérgio e meu irmão Denny pelo esforço que sempre fizeram por mim e que nunca foi fácil. A Mariana Rodrigues pelo carinho e atenção, sempre me ajudando na organização tanto acadêmica quanto pessoal e estimulando o conhecimento, você foi muito importante. Especialmente a meus primos lindos sempre me fazendo sorrir e ver a vida com outros olhos. A todos meus amigos de faculdade, do Observatório, do colégio, família e os demais amigos. Minha grande amiga-irmã Josiane Mattos e todos os outros que contribuíram. Muito obrigada.

### RESUMO

Localizado no estado do Piauí, o município de Caracol fica a 470 km da Capital de Teresina em região de clima semiárido. É um local cuja infraestrutura é precária, onde a população de 10.212 habitantes vive em condições de grande vulnerabilidade, compondo o Polígono das Secas, juntamente com municípios de outros estados como Alagoas, Bahia, Ceará, Minas Gerais, Paraíba, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Sergipe, compreendendo grande parte do Nordeste brasileiro geoeconômico.

A geologia estrutural regional é caracterizada por zonas de cisalhamento transcorrente de cinemática dextral com orientação NE-SW (Transbrasiliano) que se encontram encobertos por sedimentos Paleozóicos da Bacia do Parnaíba. Duas zonas de falhamentos são bem definidas: a zona de cisalhamento transcorrente principal N60E e outra associada a esta com direção N30-50W. As falhas NW são paralelas à direção do tensor principal  $\sigma$ 1 e provavelmente são estruturas distensivas (reativadas após a formação da bacia) que cortam as unidades da Bacia do Parnaíba e da Faixa Riacho do Pontal direcionando as águas dos sedimentos (Formação Pimenteiras, Formação Cabeças e Grupo Serra Grande) para as estruturas do embasamento da Faixa Riacho do Pontal.

Após essa análise geológica, foram realizados um perfil Magnetotelúrico (MT) e cinco perfis Magnetotelúricos de Fonte Controlada (CSAMT) pelo Observatório Nacional. Modelos 2D da resistividade elétrica dos perfis, obtidos por algoritmo de inversão, permitiram indicar regiões mais favoráveis ao acúmulo de águas subterrâneas nos terrenos cristalinos e em sedimentos da borda da bacia. O trabalho integra a geologia e geofísica para melhor locação de poços tubulares destinados ao abastecimento hídrico na região.

Palavras chave: Água subterrânea; Semiárido; CSAMT; Magnetotelúrico; Nordeste

### ABSTRACT

Located in the state of Piauí, the town of Caracol is 470 km away from Teresina's capital in a semiarid region. It has precarious infrastructure and the population of 10.212 inhabitants lives in very vulnerable conditions, composing the Drought Polygon, along with the cities of others states like Alagoas, Bahia, Ceará, Minas Gerais, Paraíba, Pernambuco, Rio Grande do Norte and Sergipe, comprising most part of the Brazilian geoeconomic northeast.

The regional structural geology is characterized by transtensional shear zones of dextral kinematic with NE-SW orientation (Transbrasiliano) which are covered by Paleozoic sediments from Parnaíba Basin. Two fault zones are well defined: the principal strike-slip shear N60E and the others associated to that N30-50W direction. The NW faults are parallel to the direction of the principal tensor  $\sigma$ 1 and probably are distensible structures (reactivated after the basin formation) which cross units of Parnaíba Basin and Faixa Riacho do Pontal directing the sediments water (Pimenteiras Fomation, Cabeças Formation and Serra Grande Group) to the basement estructures of the Faixa Riacho do Pontal.

Following the geological analysis, one magnetotelluric profile (MT) and five controlled Source audiomagnetotelluric (CSAMT) profiles were carried by Nacional. Two-dimensional resistivity models, obteined through an inversion algorithm, allowed the indication of favorable regions for the accumulation of groundwater both in crystalline terrains and in sediments at the border of the basin. The work integrates geology and geophysics to better locate the wells designated to the region water supply.

Key words: Groundwater; Semiarid; CSAMT; Magnetotelluric; Northeast

### LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Zonas para possível armazenamento hídrico. (A) Fraturas/Fissuras, (B) Fraturas/Fissuras com dissolução, (C) Rochas sedimentares, (D) Aluvião (CPRM, 2010).

Figura 2 - "Workflow" dos procedimentos do levantamento magnetotelúrico.

Figura 3 - Localização na Bacia do Parnaíba (círculo vermelho) compreendendo grande parte dos Estados do Piauí e Maranhão, em menor parte os Estados do Ceará, Tocantins, Pará e Bahia (Adaptado de CPRM, 2009). Mapa processado por João B. Françolin. Fontes: USGS e Petrobrás.

Figura 4 – Unidades estratigráficas da Bacia do Parnaíba (CPRM, 2012)

Figura 5 - Carta geológica pela CPRM considerando as litologias divididas em três províncias mais as deposições sedimentares Cenozóicas (Adaptado de CPRM, 2009)

Figura 6 - Zona de Falha Transbrasiliana e outros Lineamentos como Marajó-Parnaíba (NW) e Picos Santa Inês (NW), Arco de Tocantins (NE) e Arco Ferrer-Urbano Santos (CPRM, 2009).

Figura 7 – Grids de anomalias gravimétricas Bouguer e anomalias magnéticas da ANP (2016).

Figura 8 - Vista panorâmica da borda sudeste da Bacia do Parnaíba com afloramento do Grupo Serra Grande e ao fundo os pelitos característicos da Formação Pimenteiras na localidade da Serra da Capivara no município de São Raimundo Nonato, Piauí (CPRM, 2009).

Figura 9 - Rios do Piauí: Rio Canindé, Poti, Longá, Piauí, Gurguéia entre outros (CPRM, 2012).

Figura 10 - Curva de variações do volume de reservatórios (ANA, 2016).

Figura 11 - Distribuição dos aquíferos no Município de Caracol (CPRM 2009).

Figura 12 - Mapa de localização do município com os perfis geofísico, suas litologias e poços próximos Minadouro (mais próximo dos perfis), Serrinha 02 e Tapuio (adaptado de CPRM, 2009).

Figura 13 - Lado esquerdo mostra um Perfil geológico, esquemático, dos arredores da cidade de Caracol e ao lado direito o Perfil litológico e estratigráfico do poço 4SR-06-PI (Relatório Final da Borda da bacia sudeste da Bacia do Parnaíba, 2009).

Figura 14 - Lado esquerdo uma coluna litoestratigráfica mostrando os sedimentos da Bacia do Parnaíba e ao lado direito uma curva de resistividade (Masero et al, 1995).

Figura 15 - Séries temporais das ondas eletromagnéticas provenientes de descargas atmosféricas.

Figura 16 - Campos MT produzidos pelas ressonâncias ionosféricas

Figura 17 - Séries temporais da interação entre o vento solar e ionosfera.

Figura 18 - Emissão de partículas da interação Sol-Terra. Fonte: space.about.com.

Figura 19 – Fenômenos de auroras polares produzidos pela interação entre Sol-Terra Fonte: nasa.gov

Figura 20 - Espectro do campo magnético, onde um gama é igual a um nanotesla. (Adaptado de Vozoff, 1991).

Figura 21 - Propagação da onda eletromagnética.

Figura 22 - Modos TM e TE referentes a escolha do "strike" no método magnetotelúrico.

Figura 23A - As diferenças nas curvas de resistividade aparente e fase no modo TE (Polarização E) (Chave e Jones (2012).

Figura 23B - As diferenças nas curvas de resistividade aparente e fase no modo TM (Polarização H) (Chave e Jones (2012).

Figura 24 - Notas de aula – Leonardo Miquelutti, MCT/ON (2016).

Figura 25 - Arranjo de aquisição dos métodos MT E CSAMT, respectivamente (Reynolds, 2011).

Figura 26 - Componentes básicos do método CSAMT (Adaptado de Geometrics, 2000).

Figura 27 - Display do equipamento Stratagem mostrando o tensor, fase e coerência e por último a resistividade verdadeira (Dados de Caracol - ON, 1997).

Figura 28 - Display do equipamento Stratagem mostrando o amplitude, fase e coerência (Dados de Caracol - ON, 1997).

Figura 29 – Nota de aula da matéria de Inversão do professor Wagner Lupinacci - UFF.

Figura 30 – Discretização da subsuperfície investigada realizada pelo WinGLink. Cada célula possui uma resistividade associada.

Figura 31 – Comparação das curvas de DC, TEM e MT da Borda do Parnaíba. A linha contínua é o dado observado, os losangos dados DC (também afetado pela distorção), os triângulos e círculos são dados MT nas direções yx ou EW e xy ou NS, respectivamente e os quadrados são dados TDEM onde podemos ver um melhor ajuste. (Meju, 2005).

Figura 32 – Representação 3D. Perfis gerados no WinGLink e mapa base de Google Earth PRO.

Figura 33 – Exemplo da estação CSAMT23 do perfil MT4. A esquerda modo TE e a direita modo TM. As curvas em azul é o modo TM e em vermelho o modo TE. As curvas com dados pontuais são dados observados e as curvas contínuas são os dados calculados. Em cada um temos na caixa superior a resistividade aparente em ohm.m e na inferior a fase em graus. Todos variando com o período em segundos.

Figura 34 – Perfil MT1. Os gráficos acima do perfil são miniaturas dos modos TM e TE para visualização rápida. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade e no eixo horizontal a distância.

Figura 35 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT1 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

Figura 36 – Perfil MT2. Os gráficos acima do perfil são miniaturas dos modos TM e TE para visualização rápida. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade e no eixo horizontal a distância.

Figura 37– Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT2 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

Figura 38 – Perfil MT3. Os gráficos acima do perfil são miniaturas dos modos TM e TE para visualização rápida. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade e no eixo horizontal a distância.

Figura 39 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT3 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

Figura 40 – Perfil MT4. Os gráficos acima do perfil são miniaturas dos modos TM e TE para visualização rápida. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade e no eixo horizontal a distância.

Figura 41 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT4 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

Figura 42 – Perfil MT5. Os gráficos acima do perfil são miniaturas dos modos TM e TE para visualização rápida. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade e no eixo horizontal a distância.

Figura 43 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT5 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

Figura 44 – Perfil MT6. Os gráficos acima do perfil são miniaturas dos modos TM e TE para visualização rápida. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade e no eixo horizontal a distância.

Figura 45 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT6 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

Figura 46 – Bacia do Parnaíba – litologia, litologia, fases tectônicas, eventos de extinção em massa entre outros.

# SUMÁRIO

1.	Introdução	.11			
2.	Metodologia	.12			
3.	Contexto Geológico	.14			
4.	Recursos hídricos	20			
5.	Propriedades elétricas das rochas	.26			
6.	Base teórica do método magnetotelúrico	26			
7.	Fonte do método magnetotelúrico	.37			
8.	Métodos Geofísicos MT e CSAMT	39			
9.	Inversão de dados geofísicos	.46			
	9.1.Conceito de inversão	.46			
	9.2.O programa WinGLink	.48			
10.	. Resultados	51			
11.	. Conclusões	.58			
12.	. Anexos	.59			
13. Referências					

### 1. Introdução

A primeira seca que se tem registro foi no ano de 1559 em terras do sertão da Bahia e até 2015 ocorreram 128 secas no Nordeste brasileiro (Santos, 1984). De lá para cá são 452 anos com uma política de convivência com a seca, de forma que é de extrema importância a caracterização e mapeamento dos recursos hídricos subterrâneos para suprir a demanda de água para os povos do semiárido.

O padrão de secas na região Nordeste do Brasil se deve às condições pluviométricas influenciadas por processos atmosféricos e oceânicos somado a solos rasos e com pouca capacidade de armazenamento (ANA e CGEE, 2012). As zonas possíveis para armazenamento podem ser: rochas cristalinas (A), estruturas formadas por dissolução (B), rochas sedimentares (C) e aluvião (D) (Figura 1). As zonas de aluvião são pouco comuns mas presentes de certa forma até em ambientes cristalinos (CPRM, 2010). As coberturas sedimentares e cristalinas são largamente mais comuns na área de estudo e as trataremos com mais detalhe neste trabalho.



Figura 1 - Zonas para possível armazenamento hídrico. (A) Fraturas/Fissuras, (B) Fraturas/Fissuras com dissolução, (C) Rochas sedimentares, (D) aluvião (CPRM, 2010).

Este trabalho reúne a geologia e geofísica para investigar melhores locações e recuperação de poços para o município de Caracol, ao sul do estado do Piauí. Assim como os outros estados que compõem o Polígono das Secas (Silva, 2006) convive com problemas graves de escassez de água e doenças relacionadas a problemática hídrica como desidratações crônica e aguda, hipovitaminoses, envenenamento pela baixa qualidade da água, desnutrição, problemas renais, cardíacos entre outros (Sonda et al, 2001). O Polígono das Secas possui uma área de 1.237.000 km<sup>2</sup> dentro do Nordeste com, 1.561.000 km<sup>2</sup> (CPRM, 2001), ou seja, é quase que a totalidade do território nordestino.

Serão apresentados o contexto geológico e os recursos hídricos da região, bem como as propriedades elétricas das rochas, uma explicação detalhada dos métodos utilizados neste trabalho e finalmente os resultados.

### 2. Metodologia

Este trabalho consiste em um reprocessamento de um perfil magnetotelúrico (MT) realizados em junho/agosto de 1997 e cinco perfis magnetotelúricos de fonte controlada (CSAMT) realizados em 2005 pelo Observatório Nacional (ON) com o objetivo de avaliar as potencialidades hídricas das regiões que sofrem com o problema de escassez de água em tempos de estiagem. A CPRM dispôs em abril de 1997 de imagens de satélite do LANDSAT-5 do INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, fotografias aéreas da USAF – Força Aérea dos Estados Unidos e com auxílio de estereoscópios de espelho e de bolso se fez a fotointerpretação das unidades geológicas e juntamente com informações das formações geológicas, variações faciológicas, indicadores qualitativos de porosidade e permeabilidade e estruturas lineares foi possível elaborar o Mapa Geológico Preliminar, onde se identificam estruturas "grabenformes" na borda da Bacia do Parnaíba, importantes para armazenamento de água subterrânea (CPRM, 1998). Este projeto na verdade teve seus trabalhos de campo começados em junho de 1997 com dados magnetotelúricos e concluído em dezembro de 2005 com os dados magnetotelúricos de fonte controlada.

Para o presente trabalho, foram compilados dados e informações de relatórios do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Secretaria de Planejamento do Estado do Piauí (SEPLAN), Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Ministério da Integração Nacional (MI) e Agência Nacional de Águas (ANA). Também foram redesenhados o mapa geológico e o mapa de drenagem com ajuda do programa Arcgis onde os "shapes" e demais estruturas foram adquiridas pela da base mapas da CPRM.

Também foram consultadas as plataformas SIAGAS – Sistema de informações de Águas Subterrâneas, atualmente com mais de 274 mil poços cadastrados (28.651 no Piauí) e 67 em Caracol, e RIMAS – Rede Integrada de Monitoramento das Águas para análise de poços cadastrados até 2015 (não constava nenhum poço em Caracol) e demais informações geológicas. Bem como a Folha Peixe SC.23-X-D-I na escala 1:100.000 e a Folha SC.23-Rio São Francisco na escala 1:500.000.

Foi feita uma associação do mapa de drenagem juntamente com poços próximos aos perfis e lineamentos estruturais permitindo selecionar as áreas mais favoráveis ao armazenamento de água subterrânea e priorizar a execução dos seis perfis geofísicos terrestres mostrados nas linhas em vermelho do mapa (MT1, MT2, MT3, MT4, MT5 e MT6). Os dados de poços e suas devidas vazões foram retirados também do SIAGAS.

O levantamento geofísico foi realizado em 1997 pelo Observatório Nacional utilizando os métodos Magnetotelúrico (MT) e o Audiomagnetotelúrico de Fonte Controlada (*Controlled Source Audiomagnetotelluric Method* – CSAMT).

A partir dos perfis foram realizadas as inversões dos dados geofísicos utilizando o programa WinGLink, baseado no artigo de Rodi e Mackie (2001). Este programa atualmente é comercializado pela Schlumberger.

Podemos resumir os procedimentos do levantamento magnetotelúrico no "workflow" abaixo:



Figura 2 - "Workflow" dos procedimentos do levantamento magnetotelúrico.

### 3. Contexto Geológico

A área em estudo se localiza no município de Caracol no estado do Piauí e faz parte da borda Sudeste da Bacia do Parnaíba.

A Bacia do Parnaíba, antigamente conhecida como Bacia do Maranhão, teve os primeiros reconhecimentos geológicos feitos por Francis de Castelnau em 1846 em sua viagem pelo Rio Araguaia e atualmente a denominação foi dada por Derby (1884). Está localiza na região nordeste do Brasil (círculo em vermelho na Figura 3), compreendendo grande parte dos Estados do Piauí e Maranhão, em menor parte os Estados do Ceará, Tocantins, Pará e Bahia (CPRM, 2009). Esta bacia tem um formato alongado na direção NE-SW e é classificada como Bacia Tipo I – Intracratônica

(Figueiredo e Gabaglia, 1986) com extensões 1000 km a NW e 800 km a SE e área total de 665.888 km<sup>2</sup>com 3500 m de espessura (ANP, 13° Rodada).



Figura 3 - Localização na Bacia do Parnaíba (círculo vermelho) compreendendo grande parte dos Estados do Piauí e Maranhão, em menor parte os Estados do Ceará, Tocantins, Pará e Bahia (Adaptado de CPRM, 2009). Mapa processado por João B. Françolin. Fontes: USGS e Petrobrás.

As unidades estratigráficas da bacia, divisão proposta por CPRM (2012) (Figura 4) são divididas em supersequências do Siluriano (Grupo Serra Grande com as Formações Ipú, Tinguá e Jaicós), Mesodevoniana/EoCarbonífera (Grupo Canindé com as Formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti), Neocarbonífera/Eotriássica (Grupo Balsas com as Formações Piauí, Pedra de Fogo e Sambaíba), Jurássica (Grupo Mearim com as Formações Pastos Bons, Cordas), Cretácea (Formação Sardinha), Terciário (Grupo Barreiras) e, finalmente, os aluviões do Quaternário.

PERÍODO	ERÍODO GRUPO FORMAÇÃO		ORMAÇÃO	LITOLOGIA
QUATERNÁRIO		QI	Aluviões	Areias, siltes e argilas.
TERCIÁRIO	Barreiras	Enb		Arenitos friáveis e níveis de argilas.
CRETÁCIO		K1	Sardinha	Derrames de basáltos e diabásios.
un ássico	Mearim	J2c	Corda	Arenitos homogêneos, friáveis e siltitos.
JURASSICO		J2pb	Pastos Bons	Arenitos argilosos fino a médio.
TRIÁSSICO	Balsas	T12s	Sambaíba	Arenitos homogêneos, friáveis.
PERMIANO		Ppf	Pedra de Fogo	Arenitos, siltitos, folhelhos e calcários.
CARRONÍFERO		C2pi	Piauí	Arenitos finos a frossos com níveis de siltitos.
CARBONIFERO		C1po	Poti	Arenitos finos a clásticos com intercalações de siltitos na parte superior.
	Canindé	D3c1l	Longá	Folhelhos cinza escuro, com níveis de arenitos e siltitos.
DEVONIANO		D2c	Cabeças	Arenitos médios a grossos de cores clara com subordinadas intercalações de folhelhos e siltitos cinza e vermelho.
		D2p	Pimenteiras	Folhelhos e siltitos (cor vermelha), com finos níveis de arenito.
	Serra Grande	Ssgj	Jaicós	Arenitos muito grossos e conglomerados.
SILURIANO		Ssgt	Tianguá	Folhelhos, siltitos e arenitos finos.
		Ssgi	Ipú	Arenitos grossos.
PRÉ-CAMBRIANO				Granitos, gnaisses e micaxistos.

Figura 4 – Unidades estratigráficas da Bacia do Parnaíba (CPRM, 2012)

As províncias do embasamento Proterozóico foram divididas também pela CPRM (2009) (Figura 5) em: São Francisco, Borborema e as unidades Paleozóicas e Mesozóicas agrupadas na província, Parnaíba.

A carta estratigráfica adotada segue os trabalhos da CPRM (2009) que pode ser associada ao trabalho proposto por Fernando Freire et al (2012) (anexo) onde é feita uma análise da bacia levando em consideração eventos geológicos importantes como as sequencias de deposição, discordâncias, fases tectônicas, eventos de extinção em massa, clima, temperatura e paleogeografia.



Figura 5 - Carta geológica pela CPRM considerando as litologias divididas em três províncias mais as deposições sedimentares Cenozóicas (Adaptado de CPRM, 2009)

Segundo Vaz et al (2007) o substrato da bacia engloba rochas metamórficas, ígneas e sedimentares cujas idades variam do Arqueano (3600 Ma) ao Ordoviciano (510 Ma). Sua subsidência inicial provavelmente está ligada a deformações do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano (Estágio de transição da plataforma) segundo Almeida e Carneiro (2004). Estruturas grabenformes são interpretadas em trabalhos de Mohriak (2003) e teriam controlado o depocentro inicial da Bacia, situados na Província Borborema controlando o eixo deposicional até o Eocarbonífero (380 Ma). No Jurássico o depocentro se fixa ao centro da bacia e no Mesozóico ocorre a abertura do Atlântico rompendo com as bacias ao noroeste da África (Milani e Zalán, 1998).

As estruturas maiores descritas por Vaz et al (2007) compõe a Zona de Falha Transbrasiliana do Ciclo Brasiliano e outros Lineamentos como Marajó-Parnaíba (NW) e Picos Santa Inês (NW), bem como Arco de Tocantins (NE) e Arco Ferrer-Urbano Santos relacionados ao final do Paleozóico e início do Mesozóico (Figura 6) (Milani e Zalán, 1998). O Lineamento Transbrasiliano aparece bem marcado nos trabalhos de gravimetria e magnetometria da ANP (2016) na Figura 7.

O mapa gravimétrico de anomalia Bouguer mostra valores bastante negativos ultrapassando -60 mgal (em azul) e no mapa de anomalia magnética apresenta valores bastante positivos, acima de 70 nT (em rosa), correspondendo a rochas vulcânicas que compõem o Lineamento Transbrasiliano.



Figura 6 - Zona de Falha Transbrasiliana e outros Lineamentos como Marajó-Parnaíba (NW) e Picos Santa Inês (NW), Arco de Tocantins (NE) e Arco Ferrer-Urbano Santos (CPRM, 2009).



Figura 7 – Grids de anomalias gravimétricas Bouguer e anomalias magnéticas da ANP (2016).

A Bacia do Parnaíba possui uma pequena espessura em relação a sua extensão, o que implica que sua subsidência termal flexural foi bem lenta durante o Paleozóico, em que se deu o preenchimento sedimentar (Pré-Siluriano, Devoniano e Carbonífero – 439 a 290 Ma) por arcos marginais inferidos também por Figueiredo e Gabaglia (1986) representados pelos Grupos Canindé e Serra Grande (aflorante na Serra da Capirava) (Figura 8) e em poucas áreas a Formação Riachão Minados. Tardiamente sofreu uma transgressão no período Permiano/Carbonífero (aproximadamente 290 Ma) representada pelo Grupo Baixas e pela Formação Riachão que não aparecem em nossa área de estudos.



Figura 8 - Vista panorâmica da borda sudeste da Bacia do Parnaíba com afloramento do Grupo Serra Grande e ao fundo os pelitos característicos da Formação Pimenteiras na localidade da Serra da Capivara no município de São Raimundo Nonato, Piauí (CPRM, 2009).

### 4. Recursos hídricos

O Piauí possui uma área de 251.611,934 km<sup>2</sup> e uma população de 3.204.028 habitantes (IBGE, 2016). Se localiza às margens do Rio Parnaíba e possui outros rios importantes como Rio Canindé, Poti, Longá, Piauí, Gurguéia entre outros (Figura 9). Seu território faz parte da Bacia do Parnaíba que possui potencial tanto hídrico (CPRM, 2015) como de gás natural e petróleo, com três blocos exploratórios com área de 9 mil km<sup>2</sup>, com promessas de exploração para 2017 (ANP, 2016). Trabalhos pioneiros merecem destaque são Small (1913) abordando a hidrogeologia de parte do Piauí e Kegel (1955) que traz boas análises sobre a qualidade das águas dos aquíferos no Piauí.



Figura 9 - Rios do Piauí: Rio Canindé, Poti, Longá, Piauí, Gurguéia entre outros (CPRM, 2012).

O município de Caracol possui uma área de 449 km<sup>2</sup> com população estimada de 10.641 habitantes (IBGE, 2016). Situa-se na região do semiárido nordestino, na divisa dos estados do Piauí e Bahia em uma área de borda sudeste da Bacia do Parnaíba. O município é drenado pelo Rio Parnaíba que possui 1400 km de extensão (CPRM, 2004). Segundo dados atuais hídricos da Agência Nacional de Águas (ANA) a rede hidrometereológica do município é composta por quatro estações pluviométricas (Açude Caracol, Caracol, Sítio Brejão e Anísio de Abreu – estes dois últimos desativados) e uma estação fluviométrica (Açude Caracol em funcionamento).

O volume do reservatório Açude Caracol atual é de 67,8% ilustrado curva de variações mostrada na Figura 10 a partir de dados disponibilizados pela ANA onde

podemos ver uma subida abrupta entre os meses de janeiro e fevereiro de 2016 voltando a cair a partir de maio até os dias de hoje.



Figura 10 - Curva de variações do volume de reservatórios (ANA, 2016).

A disponibilidade em água subterrânea (Figura 11) se dá por domínios porosos (destaque para o aquífero Serra Grande com transmissividade de 7,0x10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s, condutividade hidráulica de 2,8x10<sup>-5</sup> m/s, porosidade efetiva de 3%) e fraturados (embasamento cristalino) cujas reservas potenciais explotáveis em meio fraturado alcança 78 m<sup>3</sup>/s em relação a 9,99 m<sup>3</sup>/s em meio poroso chegando a 25 m<sup>3</sup>/s e finalmente superficialmente apresenta 0,08 m<sup>3</sup>/s com o Rio Baixão do Tapuio atravessando o município, afluente do Rio Piauí.



Figura 11 - Distribuição dos aquíferos no Município de Caracol (CPRM 2009).

Cerca de 80% do município de Caracol encontra-se sobre o embasamento cristalino composto de migmatitos e ortognaisses (Figura 12) onde predominam os aquíferos fraturados e 20% sobre o aquífero fraturado/poroso formado por sedimentos paleozoicos da Bacia do Parnaíba e Borborema, este último pegando sudeste do Piauí. Os sedimentos englobam a Formação Pimenteiras (D2p), Formação Cabeças (D2c) e Grupo Serra Grande (Ssg) do Paleoproterozóico ao Cenozóico, este último aparecendo em depósitos colúvio-eluviais (Nqdl) e detrito lateríticas (NQc) (Brito Neves, 1998).

Em relação a estudos de poços realizados próximo a Caracol, temos a exemplo três poços dentro do município disponibilizados pela empresa Tecnopoços Ltda.



Figura 12 - Mapa de localização do município com os perfis geofísico, suas litologias e poços próximos Minadouro (mais próximo dos perfis), Serrinha 02 e Tapuio (adaptado de CPRM, 2009).

Os três poços litológicos/estratigráficos (Minadouro, Serrinha 2 e Minadouro), perfurados em abril de 2011, foram disponibilizados pela Tecnopoços Ltda através da CPRM e estão melhores detalhados em anexo. A critério de visualização de localização destes poços (Figura 12), marcados em X em preto (pois referem a vazões menores que 5 m<sup>3</sup>/h), podemos perceber a proximidade em relação aos perfis (linhas em vermelho).

Em relação as vazões os poços apresentam valores baixos. O poço de Minadouro tem vazão 2,5 m<sup>3</sup>/h, Serrinha 02 com vazão 3 m<sup>3</sup>/h e finalmente o poço de Tapuio que não possui valor, mas acreditamos que não passe de 5,0 m<sup>3</sup>/h também.

Outros dois poços foram realizados pela CPRM (Correia, 2009) (um deles mostrado na Figura 13). O trabalho da CPRM foi um convênio com a Prefeitura Municipal de São Raimundo Nonato.



Figura 13 - Lado esquerdo mostra um Perfil geológico, esquemático, dos arredores da cidade de Caracol e ao lado direito o Perfil litológico e estratigráfico do poço 4SR-06-PI (Relatório Final da Borda da bacia sudeste da Bacia do Parnaíba, 2009).

Conforme o perfil, retirado de informações do poço 4SR-06-PI/CC589 de coordenadas 08° 57'07,6" S e 42° 56'09,1" O, no intervalo entre 236 até aos 700 m finais da perfuração, ocorre uma sequência de arenitos amarronzados, finos a muito grossos, conglomeráticos, comumente argilosos e calcíferos, com intercalações de níveis de folhelhos e siltitos esverdeados, cremes, amarelados, amarronzados e arroxeados, geralmente bem laminado.

Um perfil de resistividade com finalidade de exploração petrolífera é associado a uma coluna litoestratigráfica (Figura 14). Localizado a 400 km a oeste de São Raimundo Nonato e foi descrito por Masero et al (1995) chegando a aproximadamente 1700 m de profundidade. As formações mais condutivas são mais argilosas em sua composição enquanto que as resistivas são arenosas.



Figura 14 - Lado esquerdo uma coluna litoestratigráfica mostrando os sedimentos da Bacia do Parnaíba e ao lado direito uma curva de resistividade (Masero et al, 1995).

### 5. Propriedades elétricas das rochas

As propriedades elétricas, magnéticas, acústicas, radioativas, térmicas compõem as chamadas propriedades petrofísicas fundamentais das rochas que de modo geral se subdividem em sedimentares, magmáticas (ígneas) e metamórficas (Press et al, 2006). Será descria a propriedade elétrica, que é o alvo deste trabalho.

Segundo Girão (2013), são três os parâmetros que caracterizam eletricamente uma rocha: permeabilidade magnética, permissividade dielétrica e condutividade. A condutividade se dá não pela matriz que compõe a rocha (visto que tem uma natureza isolante), mas sim pelos fluidos condutivos presentes dentro dos poros, também chamadas de soluções eletrolíticas, e que são mais ou menos condutivas dependendo da qualidade e quantidade do fluido e também do aspecto poroso.

A forma como é feita a condução elétrica é através de movimentos aleatórios de seus elétrons podendo se ordenar segundo um campo facilitando a condutividade iônica desejada (Schön, 1996). Quanto maior a salinidade dissolvida, melhor. Bem como o aumento de temperatura diminui a viscosidade fazendo com que os íons se choquem mais favorecendo a condução elétrica e a presença de argilominerais com muitos cátions adsorvidos ajuda também.

### 6. Fonte do método magnetotelúrico

As fontes das frequências maiores que 1 Hz são as ondas eletromagnéticas provenientes de descargas atmosféricas (Figura 15) e são chamadas de "sferics", que se propagam ao redor do planeta dentro do guia de onda ionosfera-Terra (Figura 16). Esses estudos envolvendo nuvens e eletricidade se deu graças aos experimentos de Benjamin Franklin em 1752 e atualmente, segundo Volland (1984), essas tempestades ocorrem com mais concentração em regiões equatoriais numa média de 100 relâmpagos por segundo.



Figura 15 - Séries temporais das ondas eletromagnéticas provenientes de descargas atmosféricas.



Figura 16 – Campos MT produzidos pelas ressonâncias ionosféricas

A interação entre o vento solar e ionosfera provocam flutuações eletromagnéticas com frequências mais baixas que 1 Hz, ou seja, longos períodos

maiores que 1s (Simpson e Bahr, 2005), também micropulsações ULF (Ultra Low Frequency) (Padilha, 1995) ou também chamadas de micropulsações (Figura 17). As flutuações ocorrem devido às variações da coroa solar, provocadas pela rotação do Sol e atividades magnéticas, ejetando as massas coronais. A contribuição do geodínamo terrestre é muito fraco bem como as contribuições antrópicas (transmissão de energia elétrica e rádio).



Figura 17 - Séries temporais da interação entre o vento solar e ionosfera.

O vento solar é uma quantidade considerável de várias partículas como prótons e elétrons (Kaufman e Keller, 1981) e pode conter também neutrinos. As partículas são emitidas pelo Sol continuamente onde, próximas a Terra, a velocidade varia de 400 km/s a 800 km/s. Quando ocorre alteração nessa atividade, fazendo chegar uma densidade maior de partículas na Terra, há uma interação entre as partículas e o campo magnético externo terrestre. Essa região de interação é chamada de magnetosfera (Gold, 1959) e dependendo da quantidade de partículas que chega, a magnetosfera pode se deformar (Figura 18). Fenômenos como esses são as famosas auroras polares (Figura 19).



Figura 18 - Emissão de partículas da interação Sol-Terra. Fonte: space.about.com.



Figura 19 – Fenômenos de auroras polares produzidos pela interação entre Sol-Terra Fonte: nasa.gov

Segundo o espectro do campo magnético (Figura 20), podemos notar duas "quedas" da amplitude do campo. A queda ao redor de 1 Hz é chamada de banda morta magnetotelúrica onde o método não é muito eficaz e, ainda, outra queda em torno de 10<sup>3</sup> Hz chamada de banda morta audiomagnetotelúrica. Uma solução para as bandas mortas é a aplicação do CSAMT, de modo induzido para podermos continuar adquirindo dados.



Figura 20 - Espectro do campo magnético, onde um gama é igual a um nanotesla. (Adaptado de Vozoff, 1991).

Independente se a fonte são micropulsações (propagação vertical) ou "sferics" (propagação horizontal), de modo geral, quando chegam à superfície terrestre são consideradas ondas planas. As ondas planas são um efeito físico em que temos uma fonte emitindo ondas circulares e um observador a uma longa distância, este observará a chegada de ondas planas (Rawer, 1993).

As frequências utilizadas em um dos métodos deste trabalho, o magnetotelúrico (MT), são frequências entre  $0.001 - 10^4$  Hz e utilizam como fonte tanto as descargas elétricas como a interação dos ventos solares com a ionosfera (Vozoff, 1991). Quando as fontes são próximas, podem gerar ruídos. Temos, portanto, que a fonte do método magnetotelúrico será ruído para o método áudio magnetotelúrico de fonte controlada (CSAMT) (Menezes, 2013).

### 7. Base teórica do método magnetotelúrico

O método magnetotelúrico é um método eletromagnético, como já citado anteriormente, que utiliza a teoria dos campos eletromagnéticos para mapear a resistividade elétrica em subsuperfície através das flutuações dos campos elétricos e magnéticos naturais. Pela Lei de Faraday, o campo magnético variável induz uma corrente dentro da Terra e, através da Lei de Ohm, esta corrente gera um campo elétrico (chamado também de telúrico).

Os fenômenos elétricos e magnéticos são conhecidos desde a Antiguidade, porém só a partir dos trabalhos empíricos de Hans Christian Orsted no século XIX que esse fenômeno passou a ser amplamente estudado por teóricos como André-Marie Ampère, Michael Faraday, George Simon Ohm, Joseph Henry, Carl Friedrich Gauss e Charles Augustin Coulomb. Finalmente em 1861 essas ideias são unificadas por James Clerk Maxwell e passam a ser conhecidas como as equações de Maxwell, que são a base teórica dos métodos eletromagnéticos. Mais especificamente o método magnetotelúrico foi proposto por Cagniard (1953) e Keller e Frischknecht (1966). Segundo Simpson e Bahr (2005), o método possui as seguintes premissas:

- I. As equações de Maxwell são válidas;
- II. A Terra não produz energia eletromagnética, apenas absorve ou dissipa;
- III. Os campos eletromagnéticos são conservativos e analíticos em pontos afastados das fontes;
- IV. As fontes naturais utilizadas se encontram relativamente afastadas da superfície da Terra, portanto devem ser tratadas como uniformes, plano-polarizadas e devem incidir na vertical na Terra. Essa premissa pode ser violada regiões polares e equatoriais;
- V. Não há acumulações de cargas livres em uma Terra estratificada horizontalmente (1D). Em mais dimensões é possível que nas descontinuidades laterais cargas podem ser acumuladas, gerando um fenômeno galvânico conhecido como deslocamento estático ou "static shift";
- VI. A carga é conservada e a Terra se comporta como um condutor ôhmico, obedecendo à Lei de Ohm:

$$\mathbf{j} = \mathbf{\sigma} \cdot \mathbf{E} \tag{1}$$

De modo que **j** é a densidade de corrente elétrica total (A.m<sup>-2</sup>);  $\sigma$  é a condutividade do meio (S m<sup>-1</sup>) e **E** é o campo elétrico (V m<sup>-1</sup>). Os valores em negrito são vetores.

VII. Para o intervalo de período do método MT, as correntes de deslocamento, resultantes dos efeitos de polarização, são negligenciadas quando comparadas com correntes de condução responsáveis pelo processo difusivo da indução eletromagnética na Terra; VIII. Variações nas permissividades elétricas e permeabilidades magnéticas das rochas são também negligenciadas quando comparadas a variações na condutividade do volume aparente rochoso (ou "condutividade bulk");

A Teoria do Eletromagnetismo de Maxwell, apresentada em sua obra "Treatise of Electromagnetism" de 1873, traz equações matemáticas e leis físicas intensamente discutidas nos últimos anos e que governam o campo eletromagnético. Até então eletricidade, magnetismo e óptica eram campos de estudo distintos da Física. Maxwell calculando a velocidade das ondas eletromagnéticas em 1862 reparou que possuía valor aproximado à velocidade da luz, concluindo, portanto, que a luz era composta por ondas eletromagnéticas. Ele então compactou as equações que passaram a ser nomeadas de equações de Maxwell. Essas equações são um sistema de equações diferenciais aplicadas nesse método para descrever como se comporta o campo eletromagnético em uma Terra não homogênea (Zhdanov, 2009). A onda eletromagnética é transversal, oscilando perpendicularmente à direção de propagação (Figura 21). Ocorrem em dois estados diferentes de polarização.



Figura 21 - Propagação da onda eletromagnética

Serão usados, nos cálculos, os conceitos dos operadores divergente ( $\nabla$ .) e rotacional ( $\nabla$ x) onde o divergente descreve o fluxo do vetor campo associado e o rotacional descreve a rotação do vetor. Em suma, a teoria nos afirma que a variação de um campo magnético gera um campo elétrico e vice-versa. Buscamos com essa teoria mostrar como chegamos na equação de difusão. Das equações de Maxwell segue:

Lei de Gauss para o campo magnético:

"Não há monopolos magnéticos"

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \tag{2}$$

Lei de Gauss para o campo elétrico:

"Campos elétricos divergem a partir de cargas elétricas"

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \mathbf{q} \tag{3}$$

Lei de Faraday:

"Campos elétricos circulares são produzidos por campos magnéticos que variam no tempo"

$$\nabla \times \boldsymbol{E} = -\frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} \tag{4}$$

Lei de Àmpere:

"Campos magnéticos circulares são produzidos pela soma vetorial de correntes elétricas e campos elétricos que variam no tempo"

$$\nabla \times \boldsymbol{H} = \boldsymbol{J} + \frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t}$$
(5)

De forma que:

- **B** Vetor indução magnética em *tesla* (*T*) ou *weber/m*<sup>2</sup>;
- $\mathbf{E}$  Vetor campo elétrico em volts por metro (V/m) ou coulomb por metro (N/C);
- **H** Vetor campo magnético em ampères por metro (A/m);
- $\mathbf{D}$  Vetor campo de deslocamento elétrico em coulombs por metro quadrado ( $C/m^2$ );
- **J** Vetor densidade de corrente em ampères por metro quadrado  $(A/m^2)$ ;

q - Densidade de carga elétrica aplicada em coulombs por metro cúbico ( $C/m^3$ ). Se usarmos a carga aplicada temos **D**, se usarmos a carga total (aplicada + induzida) então temos **E**. Ou seja, o campo elétrico **E** é produzido pela soma de todas as cargas

enquanto que o campo de deslocamento  $\mathbf{D}$  é produzido se apenas as cargas aplicadas estivessem presentes.

Como os campos naturais são de baixa intensidade, eletromagnéticos podemos usar as relações constitutivas (que relaciona os campos) abaixo:

$$\boldsymbol{B} = \boldsymbol{\mu}.\boldsymbol{H} \tag{6}$$

$$\boldsymbol{D} = \boldsymbol{\varepsilon}.\boldsymbol{E} \tag{7}$$

$$\boldsymbol{J} = \boldsymbol{\sigma}.\boldsymbol{E} \left( \boldsymbol{Lei} \ \boldsymbol{de} \ \boldsymbol{Ohm} \right) \tag{8}$$

De forma que:

 $\varepsilon$  - *permissividade elétrica em faraday por metro (F/m)*. No vácuo a permissividade elétrica é  $\varepsilon_0$ = 8,854 x 10<sup>-12</sup> F/m;

 $\mu$  - permeabilidade magnética em henry por metro (H/m). No vácuo a permeabilidade magnética é  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  H/m. Por definição temos  $\mu = \mu_0(1 + \chi_m)$ , porém a susceptibilidade magnética ( $\chi_m$ ) da maioria dos materiais da Terra é muito baixa então negligenciamos este termo.

 $\sigma$  - *condutividade do meio em siemens por metro (S/m)*. Costuma-se também utilizar a resistividade  $\rho = \frac{1}{\sigma}$  ohm.m.

Considerando que as correntes de deslocamento são negligenciáveis ( $\mathbf{D} = \mathbf{0}$ ) segundo a premissa VII, temos que a lei de Faraday se reduz a:

### $\nabla \times H = J$

Para dados magnetotelúricos, como visto na premissa VIII, vamos assumir que  $\varepsilon = \varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ F/m e } \mu = \mu_0 = 1.2566 \times 10^{-6} \text{ H/m}$ . Também é importante lembrar que existem três situações: 1D para variações em uma direção, por exemplo o centro de bacias sedimentares (não representam a maioria dos casos, são muito simples e pouco reais); 2D que envolve variações em duas direções, por exemplo em falhas, diques e outras geometrias estruturais comuns, bem como em bordas de bacias (nosso caso); 3D que apresenta variações em três direções, dizemos ser o mais real. Será usado o caso 2D, uma vez que o mesmo será utilizado. Segundo Chave e Jones (2012), os problemas 2D consistem em resolver as equações de Maxwell em casos onde a distribuição da condutividade em uma dada direção seja invariante, neste trabalho considerada a

direção x (também chamada de "strike" em que normalmente é o lineamento da região). Todos os cálculos foram adaptados de Simpson e Bahr (2005).

Substituindo as equações (6), (7), e (8) nas equações de Maxwell e considerando válidas as operações do Cálculo Vetorial temos:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \implies \nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \tag{11}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \mathbf{q} \implies \nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{q}{\varepsilon} \tag{10}$$

$$\nabla \mathbf{x} \mathbf{E} = -\frac{\partial B}{\partial t} \longrightarrow \nabla \mathbf{x} \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial H}{\partial t}$$
 (11)

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \implies \nabla \mathbf{x} \mathbf{H} = \mathbf{\sigma}.\mathbf{E}$$
(12)

Aplicando novamente o rotacional nas equações (11) e (12):

$$\nabla \mathbf{x} \nabla \mathbf{x} \mathbf{E} = -\mu. \left( \nabla \mathbf{x} \frac{\partial H}{\partial t} \right) = -\mu. \left( \frac{\partial}{\partial t} \nabla \mathbf{x} \mathbf{H} \right)$$
(13)

$$\nabla \mathbf{x} \,\nabla \mathbf{x} \,\mathbf{H} = \boldsymbol{\sigma}.(\nabla \mathbf{x} \,\mathbf{E}) \tag{14}$$

Os valores  $\nabla x \mathbf{H} e \nabla x \mathbf{E}$  são dadas pelas mesmas equações (11) e (12), portanto vamos substituir nas equações (13) e (14):

$$\nabla \mathbf{x} \nabla \mathbf{x} \mathbf{E} = -\mu \sigma. \left(\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E}\right)$$
(15)

$$\nabla \mathbf{x} \nabla \mathbf{x} \mathbf{H} = -\mu \sigma \cdot \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}$$
(16)

Os termos do lado esquerdo podem ser reescritos como:

$$\nabla \mathbf{x} \nabla \mathbf{x} \mathbf{E} = \nabla (\nabla \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E}$$
(17)

$$\nabla \mathbf{x} \nabla \mathbf{x} \mathbf{H} = \nabla (\nabla \mathbf{H}) - \nabla^2 \mathbf{H}$$
(18)

Igualando (15) e (16) a (17) e (18) temos:

$$\nabla \left(\nabla \mathbf{E}\right) \cdot \nabla^2 \mathbf{E} = -\mu \sigma \cdot \left(\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E}\right)$$
(19)

$$\nabla \left( \nabla . \mathbf{H} \right) \cdot \nabla^2 \mathbf{H} = -\mu \sigma. \left( \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{H} \right)$$
(20)

O termo  $\nabla$ .**E** se anula pois não há acumulação de cargas em um meio condutor homogêneo durante a passagem da corrente. Naturalmente,  $\nabla$ . **B** = 0 (equação 11). Ficamos finalmente com as equações de difusão:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma. \left(\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E}\right) \tag{21}$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu \sigma. \left(\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}\right) \tag{22}$$

Os campos eletromagnéticos se propagam difusivamente como campos vetoriais, são potenciais assim como medições gravimétricas, porém estes envolvem potenciais escalares. Em contraste, os métodos sísmicos são governados pela equação da onda nãodifusiva (Simpson e Bahr, 2005).

Levando em consideração que os campos elétrico e magnético variam harmonicamente com o tempo onde a dependência temporal é expressa por e<sup>-iwt</sup>, as soluções para as equações diferenciais de segunda ordem (21) e (22) é:

$$\mathbf{E} = E_0 \, e^{i(kz \text{-wt})}$$
$$\mathbf{H} = H_0 \, e^{i(kz \text{-wt})}$$

Sendo w= $2\pi/T=2\pi f$ . Onde T o período, w a frequência angular, k é o número de onda, que por conceito é um número complexo com a seguinte relação:

$$k^2 = \varepsilon \omega^2 \mu + i \sigma \omega \mu$$

Em métodos magnetotelúricos que utilizam fontes de baixas frequências, restará apenas o termo de difusão, negligenciando o termo de propagação de ondas (pois  $\varepsilon \omega^2 \ll i \sigma \omega \mu$ ), esta relação se reduz a:

$$k^2 = i\sigma\omega\mu$$

O número de onda k depende somente da frequência e das propriedades elétricas do meio.

Com algumas manobras matemáticas nas equações de Maxwell chegamos finalmente às equações de difusão:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + \mathbf{k}^2 \mathbf{E} = 0$$
$$\nabla^2 \mathbf{H} + \mathbf{k}^2 \mathbf{H} = 0$$

Consideremos o campo magnético polarizado na direção y e, consequentemente, o campo elétrico polarizado na direção x, de modo que  $\mathbf{H} = (0, H_y, 0)$  e  $\mathbf{E} = (E_x, 0, 0)$ . Considerando a Terra um meio espaço uniforme de condutividade elétrica  $\sigma$ , as soluções para as equações são do tipo:

$$E_{x} = Ae^{-ikz} + Be^{+ikz}$$
$$H_{y} = \frac{k}{\omega\mu} (Ae^{-ikz} + Be^{+ikz})$$

De modo que os primeiros termos nas duas equações descrevem campos elétricos e magnéticos horizontais que decrescem em amplitude com a profundidade (ondas se propagando para baixo), enquanto os segundos termos descrevem campos que aumentam sua amplitude com a profundidade.

Para o caso 2D, o cenário se mostraria com a presença de diques, falhas ou bordas de bacias. De forma que a descontinuidade nos levaria a trabalhar com equações que se abrem em dois modos (Figura 22): um incorporando campos elétricos paralelos ao "strike" (Polarização E), também chamado de modo TE ou transverso elétrico, e outro incorporando campos magnéticos paralelos ao "strike" (Polarização H), também chamado de modo TM ou transverso magnético.



Figura 22 - Modos TM e TE referentes a escolha do "strike" no método magnetotelúrico.

Os modos TE e TM resultam em diferentes resistividades aparentes e são sensíveis a diferentes aspectos onde o modo TE é mais sensível a condutores e o modo TM mais sensível a materiais resistivos e alvos mais rasos. Neste trabalho a importância maior é o modo TM, considerando-se que a água subterrânea se encontra no geral em profundidades rasas, normalmente não ultrapassando 1 km.

Além disso, o modo TE é puramente indutivo e o modo TM tem sua componente galvânica o que o faz ter melhor resolução para definir contatos laterais. Em contrapartida para alvos condutores verticais, a resposta em TM é muito sutil, já no modo TE é bastante visível. De modo geral, a interpretação dos modos TE e TM

depende da orientação (se vertical ou horizontal), da natureza do alvo (resistivo ou condutivo) e da qualidade dos dados.

As diferenças nas curvas de resistividade aparente e fase em ambos os modos podem ser encontradas em Chave e Jones (2012) (Figuras 23A e 23B) que mostra uma falha vertical entre duas camadas onde o ar possui  $10^{12} \Omega m$  e a primeira camada da Terra possui 10  $\Omega m$ . Podemos perceber que as respostas do modo TE são contínuas ao longo do modelo. Este fato se explica pela teoria eletromagnética que requer a continuidade da densidade de corrente elétrica **J** (= $\sigma$ **E**) na interface. Se ocorre uma descontinuidade, o mesmo deverá ocorrer com os vetores **E** e **J**. Por outro lado, a curva da resistividade aparente do modo TM é descontínua. Isto significa que as respostas do modo TM possuem maior sensibilidade a esse tipo de variação que as respostas do modo TE.



Figura 23A - As diferenças nas curvas de resistividade aparente e fase no modo TE (Polarização E) (Chave e Jones (2012).



Figura 23B - As diferenças nas curvas de resistividade aparente e fase no modo TM (Polarização H) (Chave e Jones (2012).

A partir das soluções das equações diferenciais de difusão, podemos inferir a impedância elétrica no meio, conceitualizada como:

$$Z_{xy}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = \frac{\omega\mu}{k}, \text{ ou então:}$$
$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$$

Abrindo a matriz:



Figura 24 - Notas de aula – Leonardo Miquelutti, MCT/ON (2016).

Para um caso 1D temos:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \begin{pmatrix} 0 & -Z_{yx} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

A partir da impedância podemos estimar, no domínio da frequência, a resistividade aparente  $\rho_a$  em ohm.m, que pode ser obtida proporcional ao quadrado da magnitude da impedância, dada por:

$$\rho_{a,xy}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} \left| Z_{xy}(\omega) \right|^2$$

Em um meio-espaço uniforme, consideramos que a resistividade aparente do meio espaço em todas as frequências é:

$$\rho_{a,xy}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}(\omega)|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{\omega\mu}{k} \right|^2 = \frac{\omega\mu}{|k|^2} = \frac{1}{\sigma} = \rho$$

Ou seja, igual a resistividade verdadeira. A fase, é dada em graus por:

$$\phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1}\left(\frac{imag[Z_{xy}(\omega)]}{real[Z_{xy}(\omega)]}\right)$$

No meio espaço homogêneo, temos que a fase é constante e vale 45°.

O conceito de profundidade de penetração ( $\delta$ ) ou "skin depth" ou, menos usual, chamada de profundidade pelicular é muito importante, em um meio uniforme, dizemos

que é distância para a qual a amplitude do decaimento exponencial se torna  $\frac{1}{e}$  (~37%) do seu valor na superfície. E é dado por:

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\omega\sigma\mu}} \,(\mathrm{m})$$

Através de um rearranjo da fórmula e adaptando as condições da Terra, reduzimos essa relação a:

$$\delta(\omega) \cong 0.5 \sqrt{\rho T} \ (km)$$

O "skin depth" mostra que, para mais profundas penetrações, precisa-se medir períodos mais longos (ou frequências mais baixas).

Finalmente, expandindo para o caso de dimensões maiores, temos que a resistividade aparente e fase, que possuem uma relação ao volume investigado, são dadas por:

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left\| Z_{ij}(\omega) \right\|^2$$
$$\phi_{ij}(\omega) = \arctan\left(\frac{Im\{Z_{ij}(\omega)\}}{Re\{Z_{ij}(\omega)\}}\right)$$

### 8. Métodos Geofísicos MT e CSAMT

Os métodos eletromagnéticos de forma geral envolvem a medição da resistividade elétrica, ou então condutividade elétrica (são inversamente proporcionais), da subsuperfície utilizando para isso as variações dos campos elétricos e magnéticos, ortogonais entre si, podendo ser naturais (proveniente do sol) ou artificial (antrópico).

Os métodos eletromagnéticos têm como base o deslocamento de partículas eletromagnéticas, chamadas de fótons. Esse fenômeno é conhecido como a propagação de ondas eletromagnéticas dentro de um campo eletromagnético variando no tempo (Halliday e Resnick, 2005). Foram desenvolvidos em 1920 para exploração de depósitos de metais básicos e atualmente, são aplicados em estudos geotérmicos, estudos geotécnicos, arqueologia, meio ambiente e contaminação, exploração de água subterrânea (escopo deste trabalho) e vários outros minerais que tenham uma boa

resposta eletromagnética, não só aplicado na Terra, mas em outros planetas como Marte (Grimm, 2002).

Segundo Chaves e Jones (2012), a partir da década de 1970, nos levantamentos magnetotelúricos o dado era analisado com métodos de mínimos quadrados ou "ordinary least-squares methods" no domínio da frequência para reduzir a dispersão dos dados e interpretados usando modelos unidimensionais (1D) agrupados de modo a formar pseudo seções 2D podendo ser testadas no modelo direto ou "forward modelling" para consistência dos dados. Por volta de 1990 centenas de várias linhas era feito através de métodos robustos, para dar mais confiança às estimativas dos dados e então analisados por distorção galvânica. Já em 2010 centenas de linhas poderiam ser levantadas no modo aéreo além das coberturas em terra e os dados são automaticamente processados eliminando algumas distorções, incluindo anisotropia. Além disso o uso de dados em 3D vem se tornando muito comum como os trabalhos de Rosell et al, 2011.

Para este trabalho foi usado os métodos MT (faixa de frequência de  $10^{-3}$  Hz a  $10^4$  Hz) e CSAMT (faixa de 10 Hz a  $10^4$  Hz) que são bastante aplicados na prospecção de água subterrânea em virtude desta reduzir a resistividade do meio (dado pela condução dos íons) facilitando o mapeamento através do método. A interpretação do método MT é amplamente detalhada em trabalhos de Vozoff (1991) e o método CSAMT por Zonge e Hughes (1991).

Como já mencionado, o objetivo de ambos os métodos é mapear a resistividade elétrica em subsuperfície segundo variações temporais dos campos elétrico  $\mathbf{E}$  e magnético  $\mathbf{H}$  ortogonalmente entre si. O arranjo de aquisição dos métodos é bem representado por Reynolds (2011) na Figura 25.



Figura 25 - Arranjo de aquisição dos métodos MT E CSAMT, respectivamente (Reynolds, 2011).

De modo detalhado o equipamento usado para o levantamento CSAMT é o "StrataGem EH4", desenvolvido pelas empresas "Geometrics" e "Eletromagnetic Instruments, Inc." (EMI), é um equipamento único que possui uma bateria acoplada e também é capaz de usar sinais eletromagnéticos naturais e artificiais e consiste em dois componentes básicos: receptor e transmissor (Geometrics, 2000) ilustrados na Figura 26. Seu objetivo é medir a resistividade elétrica em subsuperfície podendo chegar a 1 km de profundidade variando a frequência de 10 Hz a 100 KHz em seu receptor (chamado também de um equipamento "broadband" ou banda larga) com uma antenatransmissora de 400 Am<sup>2</sup> que produz sinais de 1 KHz a 64 KHz (com objetivo de aumentar o sinal), posicionada neste campo a 100 metros chegando a 220 metros.

É possível também configurar as bandas de frequências dos sinais eletromagnéticos, neste trabalho foi configurado Banda 1 (10 Hz a 1 KHz), Banda 4 (500Hz a 3 KHz) e Banda 7 (750 Hz a 92 KHz), de forma que isso pode variar de aquisição para aquisição. Neste momento é importante reparar se os sinais são reais ou irreais (ruídos). É importante a realização desses levantamentos durante a noite, como forma de minimizar os ruídos (Senderowitz e Lugão, 2013). Também é importante avaliar antes da aquisição, as configurações de ganho e teste das séries temporais tanto em baixas quanto em altas frequências.



Figura 26 - Componentes básicos do método CSAMT (Adaptado de Geometrics, 2000).

O processo de aquisição do método MT considera a componente Hz, o método CSAMT envolve quatro componentes do campo (Ex, Ey, Hx, Hy). Dizemos que Ex e Ey, neste trabalho afastados não mais que 52 metros, são os componentes telúricos onde podem ser usados eletrodos de chumbo (PbCl<sub>2</sub>) e as outras duas componentes magnéticas Hx, Hy são utilizadas através de bobinas de indução ou o magnetômetro fluxgate. Se o "strike" geoelétrico é conhecido então as resistividades medidas com o campo E orientado paralelo ao "strike" são referenciadas como modo transverso elétrico (TE) ou Polarização-E. Caso as resistividades sejam com o campo E perpendicular ao "strike" temos o modo transverso magnético (TM) ou Polarização-H como vimos anteriormente (Geometrics, 2000).

A aquisição dos dados é gerenciada pelo programa "Imagem" instalado no computador usado em campo. Podemos visualizar uma estação realizada no campo, em Caracol, na Figura 27 e 28 abaixo.



Figura 27 - Display do equipamento Stratagem mostrando o tensor, fase e coerência e por último a resistividade verdadeira (Dados de Caracol - ON, 1997).



Figura 28 - Display do equipamento Stratagem mostrando o amplitude, fase e coerência (Dados de Caracol - ON, 1997).

Este programa grava os dados em arquivos de séries temporais (TS – Dados brutos), podendo gravar uma ou mais séries temporais nos chamados "passes". Após a conclusão da aquisição, os dados adquiridos em todos os "passes" são parcialmente processados e armazenados como uma pilha acumulada dos resultados "crosspower" e séries temporais.

Os valores "crosspower" (potencias cruzadas) e "autopower" (auto-potencias) são muito importantes, pois a partir deles obtemos as componentes do tensor de impedância, todas elas calculadas no domínio da frequência. Segundo Simpson e Bahr (2005), os valores "crosspower" são produtos de diferentes componentes do campo

eletromagnético da Terra para uma mesma frequência (Hx.Hy, Ex.Hx), já os valores "autopower" são produto de uma componente multiplicada por ela mesma (Hy.Hy).

Os arquivos de séries temporais armazenados são passados para domínio da frequência através da Transformada de Fourier eliminando os dados ruidosos e então armazenados em valores "crosspower" espectrais de componentes reais e imaginários e por análise espectral. A importância nas séries temporais é que através delas podemos obter o tensor de impedância, o real objetivo do método.

O programa então calcula o resultado de impedância (em função da frequência), incluindo a resistividade aparente (em função da profundidade) do tensor e escalar, a fase da impedância e coerência (Figuras 27 e 28). O gráfico denominado de "true resistivity" ou resistividade verdadeira é um modelo unidimensional muito útil em ambientes geológicos mais simples, é mostrado como forma de uma visualização rápida em campo. As abscissas (eixo x) dos três primeiros gráficos mostram frequência em escala logarítmica (neste caso varia de  $10^5$  a 10). O gráfico logarítmico superior é o tensor de resistividade e varia de 1 a  $10^4$  ohm.m, o tensor da fase varia em graus de 0 a 90. O último é a coerência do tensor variando de 0 a 1.0. Em qualquer gráfico o símbolo losango mostra a direção x e o quadrado direção y. Uma condição interessante, em situações geológicas ideais, os dados de x e y chegam a se sobrepor, a fase próxima a  $45^0$  e coerência próximo a 1.0.

A base de dados armazenada inclui arquivos de calibração e mais três tipos de arquivos (dados brutos de séries temporais, dados "crosspower" espectrais calculados e impedância).

Após isso, passamos para a parte de processamento onde é gerado o arquivo EDI (Electronic Data Interchange), neste trabalho usamos o programa WinGLink. Esses arquivos EDI contêm informação espectral que pode ser convertida em resistividade aparente e fase entre outros parâmetros usados para a interpretação. Além desse programa temos alguns outros como: EMTF (Egbert e Booker, 1986), Multi-stations (Egbert, 1997), ProcessamentoZ (desenvolvida por Marcelo Banik de Pádua – INPE), BIRRP (Chave e Thomson, 2004), Larsen et al (1996), LiMs (Alan Jones), MTpy (Krieger e Peacock, 2014), MAPROS (Metronix), Proc\_MT (Metronix), SSMT2000 (Phoenix), Epi-kit (Nord West).

Os gráficos de resistividade aparente x frequência são logarítmicos. Altas frequências correspondem a profundidades rasas de investigação enquanto baixas frequências correspondem a altas profundidades.

### 9. Inversão de dados geofísicos

10.1. Conceito de inversão

É frequente o tratamento de problemas inversos nos mais diversos temas em Geofísica. Segundo Aster et al (2003) os problemas inversos podem ser classificados em equações diferenciais ordinárias ou equações diferenciais parciais e em alguns casos em sistemas lineares e não-lineares.

De forma geral quando fazemos um levantamento com algum método adquirimos os dados (observações) ou "d observado" com o objetivo de obter os parâmetros "m estimado" (Figura 29). Esse processo é o que chamamos de problema inverso ou "inverse problem", que nos leva ao "d<sub>calc</sub>" desejado. Podemos também aplicar a modelagem direta ou "forward model" onde temos os parâmetros "m verdadeiro" e queremos os dados (observações) nomeados de "d<sub>verd</sub>". Podemos também chamar os problemas inversos e diretos como problemas mal postos e bem-postos, respectivamente.



Figura 29 – Nota de aula da matéria de Inversão do professor Wagner Lupinacci - UFF.

Em resumo, segundo Everett e Meju (2005), quando falamos de modelo direto estamos afirmando que:

• "Dado os parâmetros de um modelo hipotético da Terra, queremos determinar as respostas observadas para uma dada configuração experimental".

Em contrapartida, se falamos em modelo inverso estamos afirmando que:

• "Dado uma coleção finita de observações, queremos determinar um modelo de resistividade que descreve satisfatoriamente as respostas teóricas".

Essa ligação de parâmetros e dados requer um operador, que chamaremos de formulação físico-matemática com algum erro, em dados MT, a fonte de erros podem ser provenientes de efeitos culturais e de instrumento. Também erros na resolução das equações de Maxwell que não levem em consideração a variação natural da resistividade.

Neste trabalho resolveremos problemas inversos inferindo a resistividade a partir de observações. Consiste em encontrar modelos de resistividade (dados sintéticos) que se adequem aos dados observados ou preditos, que melhor ajusta (Rodi e Mackie, 2012).

A teoria geofísica inversa foi ativamente pesquisada na década de 60 (Backus e Gilbert, 1967), uma união de computadores com melhor desempenho e uma grande quantidade de pesquisas em inversão que consistiam basicamente em inversão de modelos 1D que permitiam a variação da condutividade elétrica em função da profundidade. Whittall & Oldenburg (1992). Já nas décadas de 70 e 80, a imposição de suavidade dos modelos foi amplamente utilizada. Em particular, no trabalho do Parker (1980), foi demonstrado que em dados imprecisos, os modelos de condutividade que consistiam em funções delta com condutância finita nos dá erros possivelmente mais baixos, o que chamamos de modelos D+, que fazem mais sentido matematicamente. Esses modelos a partir de funções delta, geologicamente não são plausíveis. Tornandose importante considerar alguma penalidade para as rugosidades do perfil de resistividade ou estabilizar a solução de algum modo no ajuste de dados MT.

No final da década de 80 temos o conceito de regularização, modelos mais suavizados de inversão 1D. Conceito que ficou famoso com Tikhonov & Arsenin (1977) mas que foi previamente estudado por Foster (1961), Franklin (1970) entre outros. Enquanto isso as chamadas Inferências Bayesianas traziam uma alternativa para a estabilização de soluções (Grandis et al, 1999).

Todo esse conceito foi explorado também em modelos 2D e em 3D a exemplo trabalhos de Rodi e Mackie (2001) e Siripunvaraporn (2012), respectivamente.

Mais atualmente usamos a estimação por mínimos quadrados para os problemas inversos que envolvem muitas observações e modelos de parâmetros. Este apresenta, a partir das observações, modelos de resistividade mais suaves. Soluções para este método podem ser calculadas através de algoritmos numéricos computacionais iterativos, baseados em gradientes conjugados.

### 10.2. O programa WinGLink

Para este trabalho foi usado o programa WinGLink. Sua rotina foi feita por soluções regularizadas (Tikhonov) desenvolvido por Randy Mackie (2001) para problemas inversos 2D com o uso de gradientes conjugados. O desenvolvimento se dá por processos iterativos partindo de um modelo composto por células com sua determinada resistividade (Figura 30). O modelo direto neste programa é computado usando diferenças finitas geradas em conexão análoga as equações de Maxwell. Mais detalhes do processo computacional podem ser encontrados no próprio manual do programa (A guide using WinGLink, 2008).



Figura 30 – Discretização da subsuperfície investigada realizada pelo WinGLink. Cada célula possui uma resistividade associada.

O programa permite três tipos de suavização como "Sutarno phase consistent smothing" que aplica a Transformada de Hilbert para dar a curva de resistividade aparente a partir da curva de fase (Sutarno e Vozoff, 1991), também "D+ smoothing" que mostra a resistividade aparente e fase na mesma componente (xy ou yx) e procura um melhor ajuste em Terra 1D para ambos manuseando os erros (Beamish e Travassos, 1992) e finalmente "Numerical smoothing" que consiste em uma Transformada de Fourier baseada em um filtro passa baixa que calcula uma curva suavizada independente para cada uma das quatro componentes através da escolha de um fator onde próximo a zero não aplica a suavidade em toda a curva sendo aproveitados um número de valores úteis muito menor que os pontos. O módulo de inversão 2D do programa contém duas diferentes rotinas: "Smooth model inversion" e "Sharp boundary model inversion routine". Ambos desenvolvidos por Randy Mackie.

"Smooth model inversion rotine" ou Rotina de modelo de inversão suave procura soluções regularizadas de Tikhonov para 2D usando o método de gradientes conjugados não-linear. As simulações de modelo direto "forward model" usam equações de diferenças finitas análogas as equações de Maxwell. A inversão é realizada através de uma malha de blocos de resistividade ou "mesh of resistivity".

"Sharp boundary model inversion routine" ou Rotina de modelo de inversão de fronteira nítida - baseada na inversão de dados 2D para interfaces discretas e as resistividades das camadas entre estas interfaces. As interfaces são descritas por séries de nós onde as posições horizontais são fixas, mas as verticais podem variar. São assumidas que as interfaces são contínuas sem corpos fechados e variam linearmente entre cada nó.

Para este trabalho usamos o "Smooth model inversion rotine" onde podemos estipular a extensão para uma melhor resolução.

A partir disso podemos configurar os parâmetros com a finalidade de aproximar o máximo possível as curvas estimadas e calculadas de resistividade aparente e fase (este mais importante pois se afeta menos com os possíveis ruídos). Esse procedimento é feito tanto para o modo TE quanto modo TM (este mais importante). Levando em consideração que o programa assume uma dependência no tempo em e<sup>-iwt</sup>.

A melhor forma de ajuste das curvas se baseia na resolução de sistema de equações lineares e não lineares ou iterativos (escopo desse trabalho). Os métodos iterativos são por vezes melhores que os exatos. Computacionalmente temos os seguintes métodos iterativos: Jacobi, Gauss-Seidel, Newton Raphson e Gradiente Conjugado, este último usado pelo programa.

O Método dos Gradientes Conjugados Não Linear (NLCG) usado minimiza uma função que é a soma dos dados normalizados não ajustados e do modelo suavizado (a relação entre ambos é controlada pelo "parameter tau", onde queremos o menor possível para menor RMS possível em contrapartida menor Tau resulta em modelos mais rugosos). Este método NLCG tem sido estudado a partir da década de 50 como solução de sistemas provenientes da discretização de equações diferenciais parciais (Hestenes e Stiefel, 1952). Alguns conceitos são importantes para o processamento como "Min Frequency" que especifica a mínima frequência da faixa da curva de frequência observada. Nesse caso para o perfil MT o valor foi 0.01 Hz e CSAMT o valor de 10 Hz; "Decades" especifica a máxima frequência da faixa da curva de frequência observada e equivale a Min Frequency \* 10^(Decades), nesse caso o valor de 4; É possível optar entre os dados de cada estação (força o programa a usar a curva de dados observada e pode levar mais tempo de processamento se não está no domínio da frequência) e os dados interpolados (reamostra os dados observados onde "Freq in decade" especifica quantas amostras por década serão colhidas); "Use Smoothed Curves" força o programa a usar curvas suavizadas ao invés das curvas editadas e salvas no módulo "Soundings" do programa.

Dentro dos parâmetros de suavização temos "Solve for the smoothest model" ou "Solve for the smoothest variations away from the priori model", usamos o último onde o programa procura o modelo mais suave a partir de um modelo inicial; "Regularization Laplacian" em que optamos pelo grid uniforme Laplaciano (assume para efeitos de computação que as dimensões do modelo são todas iguais) resultando em modelos mais suaves porém com algumas manchas verticais e horizontais ou Laplaciano padrão que resulta em modelos mais rugosos mas a definição de suavidade é consistente com o modelo; "Regularization Order" nos permite optar pela minimização dos gradientes do modelo ou Laplaciano, usamos a primeira opção para este trabalho; "Tau for smoothing operator" como dito controla a troca entre observado e calculado, usamos 1.0 num padrão de 1.0 a 1.5; "Error Floor" é algo como o piso do erro (os erros de entrada menor que esse estipulado serão resetados para este valor) e a melhor forma de fazer isso é dar valores grandes 100% ou 50% e em seguida ir diminuindo até 10% ou 5% tanto para resistividade quanto para a fase, lembrando que o valor para fase é sempre metade de resistividade. Em geral 1% da resistividade equivale a 0.29 graus na fase. Para dado Hz, usado em MT, é esperado um valor de 0.01 ou mais; O deslocamento estático ou "Static Shift" é indicado usar após os outros parâmetros e várias iterações e é um fenômeno galvânico comum em dados magnetotelúricos onde descontinuidades condutivas laterais podem resultar distorções locais de amplitude dos campos elétricos como resultado da conservação de carga elétrica que acumulam nas descontinuidades (heterogeneidades) quando a percorrem lateralmente (Simpson e Bahr, 2005). São facilmente identificadas quando as resistividades aparentes estão deslocadas umas das outras nas curvas MT, mas as fases estão juntas.

O problema de "static shift" pode ser resolvido na inversão 2D e também por outro método eletromagnético conhecido como TDEM ou Eletromagnético no Domínio do Tempo presente em trabalhos de Meju (2005) (Figura 31).



Figura 31 – Comparação das curvas de DC, TEM e MT da Borda do Parnaíba. A linha contínua é o dado observado, os losangos dados DC (também afetado pela distorção), os triângulos e círculos são dados MT nas direções yx ou EW e xy ou NS, respectivamente e os quadrados são dados TDEM onde podemos ver um melhor ajuste. (Meju, 2005).

O método TDEM apresenta melhor ajuste pois se envolve apenas campo magnético, de modo o problema de "static shift" envolve o campo elétrico (galvânico) portanto resolve bem isso. Em outras palavras, as heterogeneidades são anomalias locais captadas em profundidades até a verdadeira profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos.

### 11. Resultados

Próximo ao perfil MT1 temos um poço com uma vazão significativa de 7 m<sup>3</sup>/h e outro poço de 6 m<sup>3</sup>/h próximo aos perfis MT2, MT3 e MT4. Os dados de vazão foram colhidos também do SIAGAS.

A representação 3D foi realizada com o Google Earth PRO (Figura 32) com mapa base da região de Caracol com os perfis magnetotelúricos MT1, MT2, MT3, MT4 e MT6 com profundidades máximas de 1000 m onde podemos notar regiões de alta resistividade > 800 ohm.m nas cores frias e baixa resistividade nas cores quentes, de aproximadamente 100 ohm.m, sugerindo a presença de camadas sedimentares.



Figura 32 – Representação 3D. Perfis gerados no WinGLink e mapa base de Google Earth PRO.

Os perfis magnetotelúricos foram realizados com 75 estações gerando cortes 2D da subsuperfície. A Figura 33 mostra os dados observados e calculados da estação CSAMT23 do perfil MT4, nos modos TM e TE. É importante que o erro RMS seja o mínimo possível, o que implica uma boa aproximação das curvas.



Figura 33 – Exemplo da estação CSAMT23 do perfil MT4. A esquerda modo TE e a direita modo TM. As curvas em azul é o modo TM e em vermelho o modo TE. As curvas com dados pontuais são dados observados e as curvas contínuas são os dados calculados. Em cada um temos na caixa superior a resistividade aparente em ohm.m e na inferior a fase em graus. Todos variando com o período em segundos.

O perfil MT1 (Figura 34), assim como todos que serão apresentados, possui a escala com valores de resistividade variando de 0 a 5000 ohm.m. No eixo horizontal é a distância em quilômetros e no eixo vertical a profundidade em metros. Este perfil apresenta alguns corpos bastante condutivos < 10 ohm.m em tons avermelhados e

alguns pouco resistivos talvez devido a presença de argilominerais que tem por característica a retenção da água de formação. Também é possível observar um espessamento de sedimentos (resistividade 100 ohm.m) sugerindo borda de bacia. Uma sugestão de poço (seta em amarelo) poderia ser próxima à estação 97CA03. As imagens inferiores são pseudo seções no modo TM e TE do perfil onde temos a resistividade observada e calculada (superior), fase observada e calculada (inferior), respectivamente.



Figura 34 – Perfil MT1. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade (metros) e no eixo horizontal a distância (km).



Figura 35 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT1 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

O perfil MT2 (Figura 36) mostra estruturas verticais sugerindo várias falhas (condições muito boas para armazenamento hídrico) e um pacote sedimentar (manto de intemperismo) variando de aproximadamente 100 m a 200 m acima dessas falhas.



Figura 36 – Perfil MT2. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade (metros) e no eixo horizontal a distância (km).



Figura 37 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT2 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

O perfil MT3 (Figura 38) mostra padrões de acumulações hídricas próximo à estação CSAMT07. Possível pacote sedimentar de 100m.



Figura 38 – Perfil MT3. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade (metros) e no eixo horizontal a distância (km).



Figura 39 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT3 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

O perfil MT4 (Figura 40) mostra um pacote considerável de aproximadamente 200 m. Presença de algumas falhas e uma sugestão de poço entre as estações CSAMT61 e CSAMT27. Importante observar que não se pode inferir em área que não possua uma estação acima.



Figura 40 – Perfil MT4. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade (metros) e no eixo horizontal a distância (km).



Figura 41 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT4 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

O perfil MT5 (Figura 42) mostra uma marcante falha dentro do embasamento cristalino próximo à estação CSAMT72, com possível armazenamento hídrico. Também é possível observar um manto de intemperismo de aproximadamente 100 m.



Figura 42 – Perfil MT5. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade (metros) e no eixo horizontal a distância (km).



direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

O perfil MT6 (Figura 44) mostra um bom padrão de armazenamento entre a estação CSAMT44 e CSAMT49 sugerindo aluvião. É possível também observar um pacote sedimentar de aproximadamente 300 m.



Figura 44 – Perfil MT6. A escala possui valores de 5000 a 0 ohm.m. No eixo vertical temos a profundidade (metros) e no eixo horizontal a distância (km).



Figura 45 – Pseudo seção do dado calculado e observado gerado a partir do perfil MT6 e as imagens a esquerda e a direita são modo TM e modo TE, respectivamente.

### 12. Conclusões

Seis linhas CSAMT foram realizadas (MT1, MT2, MT3, MT4, MT5 e MT6) com nenhum perfil geofísico de poço associado. A escolha da localização dos perfis foi proveniente da análise do fluxo da drenagem e aonde já haviam maiores locações de poços tubulares.

Os métodos eletromagnéticos são altamente sensíveis às variações dos constituintes minerais do meio e dos fluidos da rocha matriz (Simpson e Bahr, 2005). Distorções do campo elétrico podem acontecer nas curvas de resistividade aparente, são ruídos ("static shift") (Chave e Jones, 2012). Os métodos MT e CSAMT possuem resoluções superiores ao método gravimétrico e magnetométrico, porém ainda inferior à sísmica com a vantagem de possuírem baixíssimo impacto ambiental.

A partir desses perfis realizados foi possível inferir boas condições para novas locações de poços. Entretanto, são necessárias análises químicas para uma melhor definição de água de boa qualidade para a população do município de Caracol, onde juntamente com outros municípios do Polígono das Secas, são abatidos pela escassez de água em regiões onde a estiagem é recorrente.

Possibilidades como reutilização, formas de aproveitamento de águas pluviométricas e minimização das perdas são extremamente importantes no convívio diário. As águas subterrâneas são uma forma de solução para o abastecimento, mas é preciso uso inteligente.

### 13. Anexo



Figura 46 – Bacia do Parnaíba – litologia, litologia, fases tectônicas, eventos de extinção em massa entre outros

- ABIKO, A. K; ALMEIDA, M. A. P.; BARREIROS, M. A. F. Urbanismo: história e desenvolvimento. São Paulo: EPUSP, 1995
- Agência Nacional de Águas (ANA). Centro de Gestão e Estudos Estratégicos (CGEE). A Questão da Água no Nordeste. Brasília: CGEE; 2012
- CPRM. 2003. Projeto Cadastro Abastecimento por Agua Subterrânea. Município de Caracol, Piauí.
- CAGNIARD, L., 1953, Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 18, 605-63
- Cidade Verde. <a href="http://cidadeverde.com/saoraimundononato/57684/adutora-do-garrincho-e-inaugurada-em-sao-raimundo-nonato">http://cidadeverde.com/saoraimundononato/57684/adutora-do-garrincho-e-inaugurada-em-sao-raimundo-nonato</a> Acesso em 20 de maio de 2016.
- CHAVE, A. D.; JONES, A. G. The magnetotelluric method: theory and practice. New York: Cambridge University Press, 2012.
- CPRM. Mapoteca Atlas Digital dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Piauí. Disponível em <a href="http://mapoteca.cprm.gov.br/programas/template.php">http://mapoteca.cprm.gov.br/programas/template.php</a>> Acesso em 8 de julho 2016.
- CPRM. 2004. Diagnóstico do Município de Caracol. Projeto de cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea Piauí.
- CPRM. 2009. Projeto Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba. Vol.1 e 2.
- CPRM. 2009. Mapa de Diferença de Cargas Hidráulicas. Projeto Borda Sudeste da Bacia do Parnaíba.
- CPRM. 2010. Potencialidade Hidrogeológica do Estado do Piauí. Geodiversidade do Estado do Piauí. Organização Pedro Augusto dos Santos Pfaltzgraff, Fernanda Soares de Miranda Torres e Ricardo de Lima Brandão. Recife: CPRM, 2010.260 p.
- CPRM Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico do estado do Piauí. Escala 1:1.000.000. 2006 Disponível em <http://www.cprm.gov.br/publique/media/mapa\_piaui.pdf>. Acesso em 11 de Outubro de 2016.
- CPRM. 2012. Relatório diagnóstico Aquífero Serra Grande Bacia Sedimentar do Parnaíba. Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS). Vol. 4.

- CPRM. 2015. Integração geológica e avaliação do potencial mineral das faixas marginais da borda NW do Cráton São Francisco - subárea Riacho do Pontal.Resumo expandido.
- CPRM. 2016. Serviço Geológico do Brasil. Atlas digital dos recursos hídricos subterrâneos do Piauí. Disponível em <www.cprm.gov.br>. Acesso em 24 de maio de 2016
- CPRM. 2016. Projetos aerogeofísicos. Disponível em <http://geowebapp.cprm.gov.br/ViewerWEB/index\_aerogeofisica.html> Acesso em 06 de julho de 2016.
- CPRM. Integrador de Mapas e Projetos. Disponível em <a href="http://geociencias.cprm.gov.br/novointegrador">http://geociencias.cprm.gov.br/novointegrador</a>> Acesso em 8 de julho de 2016.
- CORDANI, U. G., (et al), 1984, Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobrás, Ciência Técnica Petróleo, 15: 1-70.
- CORREIA FILHO, F. L., 2009. Projeto Borda Sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba: relatório final. Teresina: CPRM Serviço Geológico do Brasil.
- DERBY, O. A. 1884. Estructura geológica e mineraes. In : J. E. Wasppaeus (ed.) A geographia phísica do Brasil. Rio de Janeiro, G. Lenziger: 43-59.
- Editorial do Diário de Teresina. Disponível em: <http://teresinadiario.com/noticias/mais-noticias/abastecimento-e-regularizadoapos-recuperacao-da-adutora-do-garrincho> Acesso em 24 janeiro de 2016.
- EMI Manual de Operações MT-1. ElectroMagnetic Instrument, Inc. "Sem data". Disponível <http://www.alphageofisica.com.br/geometrics/geoeletricos/Stratagem\_EH4.pdf>. Acesso em 3 dezembo 2015.
- EVERETT M. E., MEJU M. A. 2005. Near-surface controlled-source electromagnetic induction: background and recent advances. Chapter 6 in Hydrogeophysics, Eds. Y. Rubin and S. Hubbard, Springer, Netherlands.
- FREIRE, A.M.F.; MILANI, E. J. ; BUENO, G. V. ; LEITE, C. M. M. . Correlação de eventos tectono-magmático-deposicionais das principais bacias brasileiras - Parte I e II: Bacias Proterozoicas e Paleozoicas. 2012.
- FOSTER, M. (1961). An application of the Wiener–Kolmogorov smoothing theory to matrix inversion. J. Soc. Indust. Appl. Math., 9, 387–392.

Franklin, J. N. (1970). Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems. J.

Math. Anal. Appl., 31, 682–716.

- GARCIA, X. and ALAN G. JONES, 2002, Atmospheric Sources for Audio-Magnetotelluric (AMT) Soundings, Geophysics, 67, 448-458.
- GEOMETRICS Eletromagnetic products. Disponível em: <http://www.geometrics.com/geometrics-products/geometrics-electro-magneticproducts/stratagem>. Acesso em 22 novembro de 2015
- GEOMETRICS. 2000. Operation Manual for Stratagem Systems Imagem, Version 2.16, pp. 1–38.
- GEOMETRICS. 2008. A Guide using WinGLink
- GRANDIS, H., M. Menvielle & M. Roussignol (1999). Bayesian inversion with Markovchains – I. The magnetotelluric one-dimensional case. Geophys. J. Int., 138, 757–768.
- GRIMM, R.E., Low-frequency electromagnetic exploration for groundwater on Mars, J. Geophys. Res., 107, doi:10.1029/2001JE001504, 2002.
- GOÉS, A.M.O. et al., "Projeto Parnaíba Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias", Belém, Petrobrás/Dexnor/Dinter, 1993, 97p.
- GÓES, A.M., FEIJÓ, F.J. Bacia Do Parnaíba. Boletim De Geociências Da Petrobras, Rio De Janeiro, 8(1):57-67. 1994.
- GOLD, T. (1959), Motions in the magnetosphere of the Earth, J. Geophys. Res., 64(9), 1219–1224
- FIGUEIREDO, A. M. F., RAJA GABAGLIA, G. P. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: Origem e Evolução de bacias sedimentares. RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. (eds.) Rio de Janeiro: PETROBRAS/SEREC/CEN-SUD, 1990. p. 31-45.
- HALLIDAY, RESNICK e WALKER, Fundamentos de Física, Volume 3, Eletromagnetismo. John Wiley & Sons, Inc, 2005.
- HARARI, Y.N., Sapiens- Uma breve história da humanidade, RS: L&PM:2015
- HESTENES, M. R. e STIEFEL, E. (1952). Methods of conjugate gradients for solving linear systems, Journal of Research of the National Bureau of Standards 49: 409– 436
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Perfil dos municípios brasileiros, Caracol. Disponível em <http://cidades.ibge.gov.br/painel/painel.php?codmun=220250> Acesso em 24 de maio de 2016

- JONES, A. G., 2002. Magnetotelluric Overview and Theory. Geological Survey of Canada
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1994 A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasiliana/Pan-Africana. Tese de Doutorado, UnB, Brasília, DF, 804 pp
- KEGEL, W. Água Subterrânea no Piauí, Ministério da Agricultura. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM. Boletim número 156. Rio de Janeiro, 1955.
- KAUFMAN, A.A. and KELLER, G.V., 1981, "The Magnetotelluric Sounding Method", Amsterdam; New York: Elsevier Scientific Pub. Co., New York.
- LA TERRA E. F., 2006, Audiomagnetotelúrico com fonte controlada (CSAMT) em exploração de kimberlito alvo Régis MG. Monografia, Depto. de Geologia, UERJ, 56 p.
- LIEBMANN, H., 1979. Terra, um planeta inabitável: da antiguidade até os nossos dias, toda a trajetória poluidora da humanidade. Rio de Janeiro: Biblioteca do Exército.
- LUPINACCI, W. Notas de aula da matéria de Inversão de Dados Geofísicos (UFF, 2006).
- SENDEROWITZ, S., DE LUGAO, P. Estudo Magnetotelúrico na Porção Sul da Bacia do São Francisco: Apoio para Extensão do Limite Ocidental da Bacia. Boletim 85, 2013. Sociedade Brasileira de Geofísica.
- MASERO, W., FONTES, S. L., and SCHNEGG, P.-A., 1995, Magnetotelluric investigation of the Serra da Cangalha impact structure, Brazil: 1<sup>st</sup> Conf. Latin Amer. Geophys. Union&4th Internat. Congress, Brazil. Geophys. Soc., Expanded Abstracts, 664–667.
- MAXWELL, J. C., 1873. A Treatise on Electricity and Magnetism, Volume 1. Front Cover. Clarendon Press.
- MENEZES, P. T. L. Fundamentos do Método Magnetotelúrico na Exploração de Hidrocarbonetos. Rio de Janeiro: SBGf, 2013. 208 pp.
- MEJU, M.A., FONTES, S.L., OLIVEIRA, M.F.B. et al. 1999. Regional aquifer mapping using combined VES-TEM-AMT/EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaiba Basin, Brazil. Geophysics, 64, 337–356.
- MILANI, E.J., ZALÁN, P.V. 1998. Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. *In*: AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. *Short Course* Notes.

MIQUELUTTI, L. Notas de aula de Leonardo Miquelutti – ON/MCT (2016).

MTNet. Disponível em <http://www.mtnet.info>. Acesso em 3 dezembro 2015.

- Piauí deve produzir gás natural e petróleo em 2017. Disponível em <a href="http://www.piaui.pi.gov.br/noticias/index/categoria/2/id/24511">http://www.piaui.pi.gov.br/noticias/index/categoria/2/id/24511</a> Acesso em 20 de maio de 2016.
- PADILHA, A. 1995. Distortions in magnetotelluric fields and ULF activity at the South Atlantic Magnetic Anomaly. Journey of Geomagnetism and Geoeletricity, 47 (12): 1311-1323.
- PORSANI, J.L. & FONTES, S.L. 2001. O Método Magnetotelúrico Aplicado a Bacia do São Francisco, Minas Gerais. [The Magnetotelluric method applied to the São Francisco basin, Minas Gerais.] Revista Brasileira de Geofísica, 19, 145–154. [In Portuguese]
- PROÁGUA. Relatório Técnico Marco Zero: Sistema Adutor do Garrincho, Estado do Piauí, Ministério da Integração Nacional/Secretaria de Infra-estrutura Hídrica. Recife. 2005. Disponível em: <http://www.ana.gov.br/proagua/biblioteca/estudos/marcoZ ero/Adutora\_Garrincho.pdf> Acesso em 24 janeiro de 2016.
- Project Shoal Area CSAMT/MT Full Survey for S. M. Stoller Corporation Grand Junction, Colorado. Hasbrouck Geophysics, Inc. Surface Geophysics Survey Report Subsurface Corrective Action Unit 447 Project Shoal Area, Nevada. U.S Department of Energy. 2010
- PROSPEC, 1978. Projeto Aerogeofísico Borda Sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Rio de Janeiro.
- RAWER, K., Wave Propagation in the Ionosphere, 486 pp., Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1993.
- REYNOLD, J.M. (2011) An introduction to applied and environmental geophysics 2nd ed. JohnWiley & Sons, Ltd.
- RIGeo Repositório Institucional de Geociências. CPRM. Disponível em <a href="http://rigeo.cprm.gov.br">http://rigeo.cprm.gov.br</a>> Acesso em 18 fevereiro 2016.
- RODI W.L., MACKIE R.L. The Inverse Problem.
  In: Chave A., Jones A.G., Mackie R.L., Rodi W.L., editors. The Magnetotelluric Method—Theory and Practice. Cambridge University Press; 2012. chapter 8, ISBN: 9780521819275

- RODI,W., MACKIE R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics, 66, 174–187.
- SCHMUCKER, U., 1973, Regional induction studies: a review of methods and results. Phys. Earth Planet. Inter. 7: 365-378.
- SCHÖN, J.H. (1996) Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics. Handbook of geophysical exploration - seismic exploration Helbig K Treitel S, ed) Vol 18, Pergamon
- SIAGAS, Sistema de Informações de Águas Subterrâneas. Disponível em:
- <http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/visualizar\_mapa.php>. Acesso em 24 janeiro de 2016.
- SCHAMA, S., 1996. Paisagem e memória. São Paulo: Companhia das Letras.
- SILVA, R. M. A sustentabilidade do desenvolvimento e a convivência com o semiárido brasileiro. In: XII ENCONTRO DE CIÊNCIAS SOCIAIS DO NORTE E NORDESTE. Maceió, 03 a 06 de setembro de 2007. Mimeo.
- SILVA RODRIGUES, E. Os cursos da água na história: simbologia, moralidade e a gestão de recursos hídricos. 1998. 166f. Tese (Doutorado) - Fundação Oswaldo Cruz/Escola Nacional de Saúde Pública, Rio de Janeiro,1998.
- SILVA, J. B. C., BARBOSA, V. C. F. Aplicações da Teoria da Inversão à Interpretação Geofísica. 2004
- SIMPSON, F.; BAHR, K. Practical Magnetotellurics. United Kingdom: Cambridge University Press, 2005.
- SIRIPUNVARAPORN, W. (2012). Three-dimensional magnetotelluric inversion: an introductoryguide for developers and users. Surv. Geophys., 33, 5–27, doi:10.1007/s10712-011-9122-6.
- SMALL, H.L. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauhy.Brasil. Insp. Obras Contra as Secas. Rio de Janeiro, ser. I.D, 25, 80 p. il., 1913.
- SONDA, C. et al. A convivência da mulher com o semi-árido. A vida antes e depois das cisternas. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE CAPTAÇÃO DE AGUA DE CHUVA NO SEMI-ARIDO, 3.,2001, Campina Grande – PB. Anais... Campina Grande, 2001.
- VAZ, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.
- VOZOFF, K., 1991. The Magnetotelluric Method. In Nabgihian, (E). Eletromagnetic Methods in Applied Geophysics Exploration, SEG, Tulsa pp-641-711

- VOZOFF, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, v. 37, n. 1, p. 98-141, 1972.
- TIKHONOV, A. N., ARSENIN V.Y. (1977). Solutions of Ill-Posed Problems.Washington, DC: Winston.
- UNSWORTH M. 2005. New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods, CSEG Recorder, 34-38.
- WEIDELT, P., 1972, The inverse problem of geomagnetic induction. Z. Geophys. 38: 257-289.
- WHITTALL, K. P. & D.W. OLDENBURG (1992). Inversion of magnetotelluric data for a one-dimensional conductivity. Geophysical Monograph Series, No. 5. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- ZHDANOV, M. S., 2009. Geophysical Electromagnetic Theory and Methods. Elsevier, Amsterdam.
- ZONGE, K.L. and HUGHES, L.H. (1991) Controlled-source audio frequency magnetotellurics, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol. 2: Applications, Part B (ed. M.N. Nabighian), Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, USA, 713–809.