

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BACHARELADO EM GEOFÍSICA

Modelagem Magnetométrica e Eletromagnetométrica aplicada à Hidrogeologia, na região de Serrinha-RN

Gustavo Lopes Costa

Orientadora: Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Brasília-DF

Dezembro de 2021.

Gustavo Lopes Costa

Modelagem Magnetométrica e Eletromagnetométrica aplicada à Hidrogeologia, na região de Serrinha-RN

Trabalho final de conclusão de curso apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como exigência e requisito para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Orientadora: Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Brasília-DF

Dezembro de 2021.

Gustavo Lopes Costa

Modelagem Magnetométrica e Eletromagnetométrica aplicada à Hidrogeologia, na região de Serrinha-RN

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Prof. Dr. Marcelo Peres Rocha

Prof. Dr. Umberto José Travaglia Filho

Brasília-DF

Dezembro de 2021.

“Se vi mais longe, foi por estar sobre ombros de gigantes”

Isaac Newton

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha família pelo apoio e dedicação para que eu chegasse até aqui. Especialmente as minhas irmãs Gabriella Lopes Costa e Pamella Lopes Costa que sempre estiveram ao meu lado apesar de todas as dificuldades enfrentadas até aqui, sou muito grato a vocês.

Agradeço as amigas que fiz durante a minha graduação, que me incentivaram a alcançar este objetivo.

Registro aqui meus agradecimentos, pelo apoio técnico, científico e financeiro dispensado à minha pessoa, pelos colaboradores a seguir mencionados.

A minha orientadora e professora Mônica Giannoccaro Von Huelsen, do Instituto de geociências da Universidade de Brasília, pela disponibilidade, compreensão e dedicação com que me incentivou e orientou no desenvolvimento desta monografia e outros trabalhos científicos durante a minha jornada acadêmica. Uma grande pesquisadora, que tem um imenso amor pelo ensino, é um privilégio ser seu aluno.

Ao colega e mestrando Marcos César Queiroz pelo apoio e comprometimento na colaboração do desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Observatório Sismológico que proporcionou o apoio financeiro e a oportunidade de contribuir ao desenvolvimento científico.

E por fim a Universidade de Brasília, por ter me despertado uma imensa paixão pela educação e a pesquisa. A todos professores do Instituto de Geociências por terem marcado a minha graduação.

SUMÁRIO

Lista de Figuras.....	IV
Lista de Tabelas	VI
Resumo	VII
Abstract.....	VIII
CAPÍTULO I.....	1
1 Introdução	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Objetivos da pesquisa	2
1.3 Localização geográfica da área de estudo.....	3
CAPÍTULO II	5
2 Geologia Regional	5
2.1 Provincia Borborema	5
2.2 Maciço São José do Campestre (MSJC).....	8
CAPÍTULO III.....	11
3 Modelos Hidrogeológicos Conceituais em Terrenos Cristalinos e Hidrogeologia Serrinha.....	11
CAPÍTULO IV	16
4 Fundamentação Teórica.....	16
4.1 Teoria Básica do Método Magnético.....	16
4.1.1 Fundamentos da Magnetometria.....	16
4.1.2 Força Magnética.....	18
4.1.3 Correções e Reduções Magnéticas.....	19
4.1.4 Propriedades Magnéticas das rochas e minerais.....	22
4.1.5 Susceptibilidade Magnética das rochas e minerais.....	24
4.1.6 O Campo Magnético Anômalo e seus produtos de realce	25
4.2 Teoria Básica do Método Eletromagnético.....	28
4.2.1 Fundamentos da Eletromagnetometria	28
4.2.2 Condutividade	31
4.2.3 Permissividade Dielétrica	31

4.2.4	Permeabilidade Magnética.....	31
4.2.5	Atenuação dos Campos Eletromagnéticos.....	33
4.2.6	Propriedade dos minerais e rochas.....	34
4.2.7	Método Eletromagnético no Domínio da Frequência.....	36
4.3	Sistema Eletromagnético Aerotransportado (AEM).....	38
CAPÍTULO V		40
5	Processamento dos Dados Aéreos	40
5.1	Interpretação Magnética.....	41
5.2	Interpretação Eletromagnética	45
5.3	Composição Ternária da Condutividade.....	48
CAPÍTULO VI.....		51
6	Resultados e Discussão	51
6.1	Conductivity-Depth Image (CDI).....	51
6.2	Modelagem magnética 2D.....	56
CAPÍTULO VII		59
7	Conclusões	59
REFERÊNCIAS.....		60

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapas de eventos sísmicos na Província Borborema e áreas piloto dos levantamentos aéreos (Serrinha, Juá e Samambaia).

Figura 1.2: Mapa superior mostra a localização da área de estudo e o inferior o Modelo Digital de terreno e a hidrografia da área

Figura 2.1: Mapa simplificado da Orogênese Brasileira- Pan Africana; Província Borborema adaptado de (Lira Santos; Caxito, 2021)

Figura 2.2: Reconstrução Pré-Drift da província Borberma e suas relações estruturais com o Oeste Africano retirado de (Lira Santos; Caxito, 2021).

Figura 2.3: Sessão estratigráfica do Maciço São José do Campestre.

Figura 2.4: Mapa geológico da área de estudo.

Figura 3.1: Corte esquemático ilustrando o desenvolvimento de câmaras ou bolsões de rocha intemperizada em subsuperfície, controlados por litologias e, em especial, estruturas, podendo se conectar com sítios vizinhos. As águas superficiais, infiltradas a partir de coberturas e do escoamento superficial via fraturas, formam acumulações nos bolsões porosos. Notar a produtividade diferencial dos poços, em função do tipo de volume de material (rocha fresca ou alterada) interceptado. A escala vertical exagerada na figura, pode superar uma ou mais de centenas de metros. Retirado de Feitosa et al. (2008).

Figura 3.2: Modelo Riacho-Fenda. Observar o intenso fraturamento paralelo ao trecho retilíneo da drenagem, que também inclui “cotovelos”. As fraturas são periodicamente recarregadas pela drenagem. Retirado de Feitosa et al. (2008)

Figura 3.3: Modelo Calha Elúvio-Aluvionar. Neste modelo, a drenagem não evidencia controle por fraturas; trechos retilíneos podem ser paralelos à foliação do cristalino. A drenagem flui sobre uma calha de aluviões antigos e paleo-regolito. Retirado de Feitosa et al. (2008).

Figura 3.4: Modelo Bolsões ou Câmaras de Intemperismo. Caracterizado por intemperismo diferencial pronunciado, controlado por fraturas, litologias e tensões neotectônicas. A permo-porosidade aumenta na zona intemperizada, que pode se conectar com outras adjacentes, via rede de fraturas e outros tipos de discontinuidades. Retirado de Feitosa et al. (2008).

Figura 3.5: Mapa Hidrogeológico da Área de Estudo.

Figura 4.1: (a) Aproximação do campo geomagnético por um dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra. Os polos magnéticos reais não coincidem com o polo geomagnético do dipolo ou com os polos geográficos. GNP - polo norte geomagnético, GSP - polo sul geomagnético, ME - equador magnético, NP – polo norte geográfico e SP – polo sul geográfico. (b) Elementos que definem o campo geomagnético (F). VMI - intensidade magnética vertical; A direção do campo é definida pelos ângulos de inclinação (Inc) e declinação (Dec). Adaptado de Dentith & Mudge (2014).

Figura 4.2: Ilustração esquemática da Lei de Coulomb

Figura 4.3: Materiais diamagnéticos (A) e paramagnéticos (B) com ausência e presença do campo magnético. Adaptado de Schön (2011) .

Figura 4.4: (a) Materiais Ferromagnéticos, (b) Ferrimagnéticos e (c) Antiferromagnéticos. Adaptado de Schön (2011) .

Figura 4.5: Esquema simplificado de levantamento eletromagnético no domínio da frequência com helicóptero. Adaptado de Steensma & Kellet (2000).

Figura 4.6: Onda eletromagnética resultante da variação de campos elétricos e magnéticos oscilatórios no tempo.

Figura 4.7: A propagação do campo é difusa, resultando na atenuação do sinal com a profundidade (Adaptado de Hadush 2018).

Figura 4.8: tabela de resistividade e condutividade para diferentes tipos de condutores; Ênfase no intervalo de resistividade/condutividade da água nos interstícios de uma rocha. Adaptado de Dentith et al. (2014).

Figura 4.9: Modelo esquemático para interpretação de dados FDEM adaptado de Jean M. Legault, (2015) .

Figura 4.10: Detalhe do Bird: Aeronave Esquilo HB-350; Sistema Eletromagnetométrico com fonte artificial no domínio da frequência (FDEM) - Aerodat-DSP 99; Aeromagnetômetro (Vapor de Césio) – Geometrics 822A.

Figura 5.1: Fluxograma exemplificado evidenciando o processamento de dados magnéticos e eletromagnéticos.

Figura 5.2: Mapa do Campo Magnético Total (reduzido do IGRF) - Bloco Serrinha

Figura 5.3: Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT).

Figura 5.4: Amplitude do Sinal Analítico

Figura 5.5: Mapa de Soluções de Euler

Figura 5.6: Campo Secundário - Alta Frequência

Figura 5.7: Campo Secundário - Média Frequência

Figura 5.8: Campo Secundário - Baixa Frequência

Figura 5.9: Imagem ternária (CMY) da condutividade com sobreposição das estruturas geológicas (traço – amarelo), da hidrografia (traço – azul).

Figura 5.10: Imagem CMY dos alvos condutores isolados; hidrografia (traço – azul); estruturas geológicas (traço – amarelo); poços (círculo – ciano); limite entre alta e baixa condutividade (linha tracejada – vermelho) e Linha de alta tensão (linha tracejada – preto).

Figura 6.1 Imagem Ternária (CMY); estruturas geológicas (traço – amarelo); poços (círculo – ciano) e Linhas de Voo selecionadas para realização das CDI's (traço – vinho).

Figura 6.2: CDI L30060 (componente z), perfis empilhados da condutividade do Campo Secundário (coaxial e coplanar), Relevo (DEM), Amplitude do Sinal Analítico Magnético (ASA), Soluções de Euler magnético e Poços.

Figura 6.3: CDI L30216 (componente z), perfis empilhados da condutividade do Campo Secundário (coaxial e coplanar), Relevo (DEM), Amplitude do Sinal Analítico Magnético (ASA), Soluções de Euler magnético e Poços.

Figura 6.4: Modelo geofísico-geológico realizado ao longo da CDI - L302016.

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1: Índices estruturais como sugeridos por Reid et al. (2014).

Tabela 4.2: Skin Depth (SD) e Profundidade de Investigação (DP) para diversas frequências utilizadas (F) no método Aerodat-DSP-99, com base na resistividade teórica do substrato (ρ)

Tabela 4.3: Resistividade de minerais semicondutores (frequência zero) (Adaptado de Nabighian, 1988)

Tabela 4.4: Relação entre bobinas e frequências utilizadas no aerolevanteamento.

Tabela 4.5: Equipamentos utilizados.

RESUMO

A intensa e longa seca que ocorre no Nordeste Brasileiro agrava os problemas socioeconômicos presentes na região, a falta de água afeta desde a subsistência local até a economia, com o plantio em larga escala. A dificuldade na exploração do recurso hídrico, trouxe a necessidade da busca por uma forma arbitrária de obtenção, como por exemplo poços d'água subterrâneos. O projeto PROASNE-Brasil tem como objetivo melhorar as condições de vida na região nordeste do Brasil, provendo-a de soluções sustentáveis para os problemas causados pela seca. Entre as tecnologias que oferecem melhores perspectivas destaca-se a geofísica aérea, especificamente os métodos eletromagnéticos no domínio da frequência, que se constituem em uma ferramenta potencial no mapeamento e distribuição dos recursos hídricos subterrâneos nos ambientes de embasamento cristalino, que se estendem por cerca de 80% do território nordestino brasileiro afetado pela seca. Os dados de eletromagnetometria e de magnetometria aerotransportados foram obtidos pelo projeto PROASNE adquiridos pela Lasa Engenharia e Prospecção SA na região de Serrinha - RN e nos foram disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) sendo processados e interpretados nesta pesquisa. Foram obtidas imagens da condutividade aparente para três faixas de frequência nominal e discriminados os condutores rasos a profundos. Foi obtido também, o comportamento da condutividade pela profundidade em linhas selecionadas. As CDI's (*conductivity-depth image*) mostraram valores condutivos elevados próximo a poços tubulares perfurados e cadastrados no SIAGAS e estruturas geológicas mapeadas pela CPRM, a magnetometria foi sensível ao delimitar contatos magnéticos e detectar estruturas de alto ângulo por meio da solução de Euler e Amplitude do Sinal Analítico. E por fim realizada a modelagem magnetométrica 2D de interesse integrando e correlacionando dados magnéticos, eletromagnéticos e geológicos, para compreensão do comportamento geológico/geofísico em profundidade.

Palavras-chave: Dados Geofísicos Aerotransportados; Terrenos Cristalinos Fraturados; Hidrogeofísica; Eletromagnetometria; Magnetometria; Modelagem Serrinha.

ABSTRACT

The intense and long drought that occurs in the Brazilian Northeast aggravates the socioeconomic problems present in the region, the lack of water affects from local subsistence to the economy, with large-scale planting. The difficulty in exploring the water resource brought the need to search for an arbitrary way of obtaining it, such as underground water wells. The PROASNE-Brasil project aims to improve living conditions in the northeast region of Brazil, providing it with sustainable solutions to the problems caused by drought. Among the technologies that offer the best possibilities, aerial geophysics stands out, specifically, electromagnetic methods in the frequency domain, which is selected as a potential tool in the mapping and distribution of groundwater resources in crystalline basement environments, which extend over approximately 80% of the Brazilian northeastern territory affected by drought. The airborne electromagnetic and magnetic data were obtained by the PROASNE project acquired by Lasa prospecting and engineering SA in the region of Serrinha - RN and were made available by the Geological Survey of Brazil (CPRM) and processed and interpreted in this research. Apparent conductivity images were compiled for three nominal frequency ranges and discriminated from shallow to deep conductors. The behavior of conductivity by depth in selected lines was also written. The CDI's (*conductivity-depth image*) excellent high conductive gradients near tubular wells drilled and registered in SIAGAS (CPRM) and geological structures mapped by CPRM, magnetometry was sensitive to delimit magnetic contacts and detect high angle structures using Euler's solution and Amplitude of Analytical Signal. Finally, the 2D magnetometric modeling of interest was carried out, integrating and correlating magnetic, electromagnetic and geological data, to understand the geological/geophysical behavior in depth.

Keywords: Airborne Geophysical Data; Hydrogeophysics; Electromagnetometry; Magnetometry; Serrinha Modeling.

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Grande parte do Nordeste Do Brasil (NE) constitui o chamado Polígono das Secas (Figura 1.1) que engloba uma área de 1.237.000 km² (cerca de 80% da região), na qual há grande escassez de água (Agência Nacional de Águas (ANA), 2012). Estas características naturais posicionam o semiárido brasileiro numa situação desfavorável ao abastecimento de água. Os solos são pouco espessos, os rios são intermitentes, a vegetação é do tipo caatinga e as chuvas ocorrem sazonalmente, concentradas nos quatro primeiros meses do ano. Tais fatores, aliados à conjuntura socioeconômica da região, dificultam o fornecimento de água pelo poder público no modo tradicional, ou seja, pelo sistema reservatório-adutora, como existem para as cidades. A solução encontrada provém da perfuração de poços subterrâneos, do armazenamento da água da chuva, de carros-pipa e, mais recentemente, da construção de barragens submersas em aluviões de drenagens intermitentes. De modo independente, mas contribuindo para agravar os efeitos provocados pelo clima semiárido, cerca de 70% do substrato da área do Polígono das secas é composto por rochas do embasamento cristalino de natureza granito-gnaiss-migmatítica. As rochas cristalinas recebem essa denominação devido a sua composição de minerais cristalizados que dão características específicas de resistência e deformabilidade. Do ponto de vista hidrogeológico, a principal característica destas rochas é o fato de que a sua porosidade intergranular é desprezível. Desta maneira, a principal forma de percolação e armazenamento da água ocorre ao longo das discontinuidades aproximadamente planares existentes no substrato. Geologicamente, estas discontinuidades são representadas por falhas, fraturas, foliações ou contatos geológicos intemperizados. Neste sentido a (Figura 1.1) mostra as estruturas geológicas, as zonas sísmicas ativas e os eventos sísmicos que ocorreram no período de 1500-2020, além das três áreas de levantamentos geofísicos do PROASNE (Juá, Samambaia e Serrinha), sendo Serrinha a área de pesquisa. Nestes terrenos, a água subterrânea encontrada nesta região é

levemente salina e, conseqüentemente, é esperado em que a mesma se comporte como condutor em um campo eletromagnético induzido.

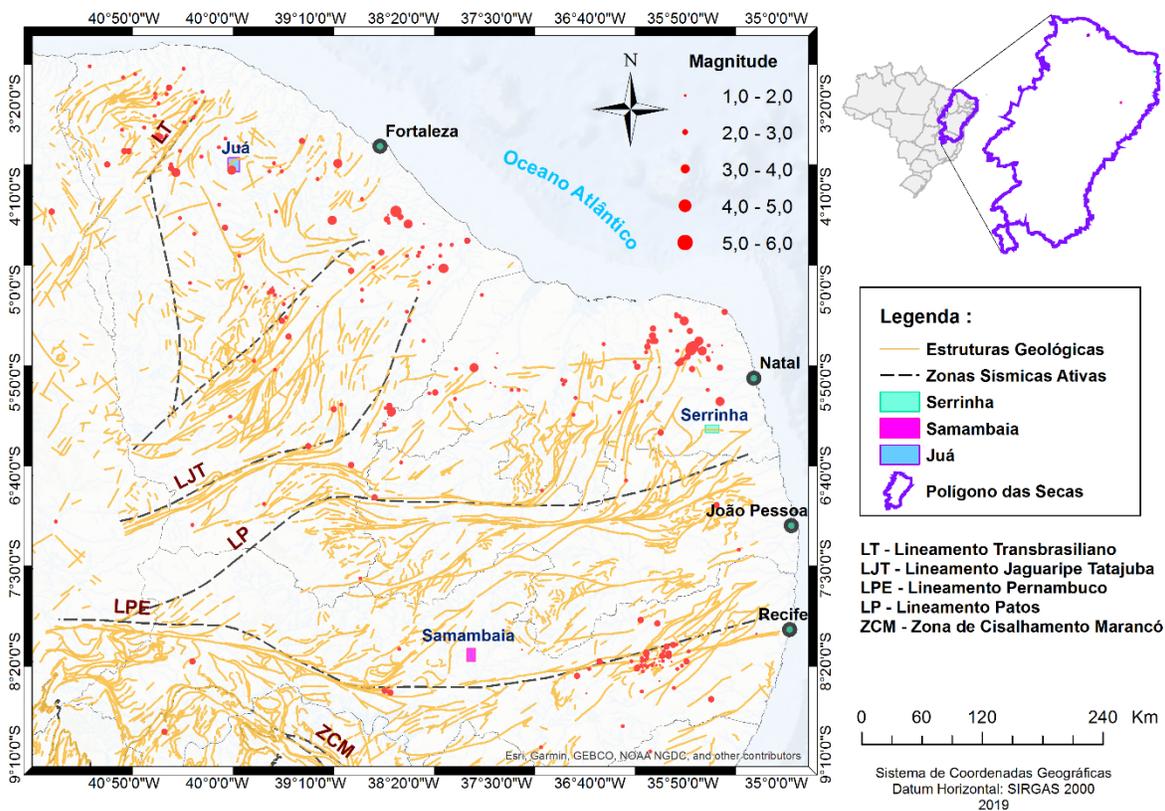


Figura 1.1: Mapas com os eventos sísmicos e estruturas geológicas mapeadas na Província Borborema, e áreas piloto dos levantamentos aéreos (Serrinha, Juá e Samambaia).

1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA

Em função das características citadas anteriormente, é possível perceber que a identificação de locais mais propícios e favoráveis à perfuração de poços em terrenos cristalinos é uma tarefa bastante complexa e difícil. Sabe-se a partir da observação de diversos casos de campo que o deslocamento do ponto de perfuração, de apenas algumas dezenas de metros (menos que 10 metros de distância, em alguns casos), pode ocasionar a diferença entre um poço produtivo e um seco. É importante ressaltar que poço seco corresponde àquele no qual é economicamente inviável ser instalado algum tipo de equipamento para exploração de água, tal como uma bomba submersa ou um catavento (Nascimento da Silva, 2004)

Tradicionalmente, a locação de poços em terrenos cristalinos envolve tão somente a interpretação de fotografias aéreas convencionais e o mapeamento geológico básico de campo através da análise de afloramentos. No entanto em regiões com capeamentos expressivos, é dificultado a análise de afloramentos. O atual projeto utilizou do levantamento eletromagnético (domínio da frequência) conduzido para águas subterrâneas nas condições geológicas (ambiente de aquíferos situados em rochas cristalinas pré-Cambrianas fraturadas) e climáticas que caracterizam o nordeste do Brasil. Técnicas geofísicas, em geral métodos elétricos, magnéticos e eletromagnéticos, podem ser utilizadas para auxiliar na locação de poços, mas neste trabalho será abordado somente os métodos magnéticos e eletromagnéticos.

O trabalho aqui descrito busca atender à demanda por estudos mais aprofundados acerca de percolação e retenção da água subterrânea ao longo de descontinuidades nas rochas cristalinas, principalmente no que diz respeito a interpretação de modelos existentes como riacho-fenda e calha elúvio-aluvionar e o seu reconhecimento através das técnicas aplicadas.

1.3 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

O município de Serrinha (Figura 1.2) situa-se na mesorregião Agreste Potiguar no Rio Grande do Norte, delimitada pelas coordenadas UTM Zona 25S: 209000E - 222000E / 9305000N - 9313000N e limita-se geograficamente pelos municípios de São José do Campestre, Lagoa de Pedras, Santo Antônio e Lagoa Salgada, a uma distância de 76 km de Natal, sendo seu acesso, a partir de Natal, efetuado através das rodovias pavimentadas BR-226 e RN-160. A área do levantamento tem uma dimensão de 104 km².

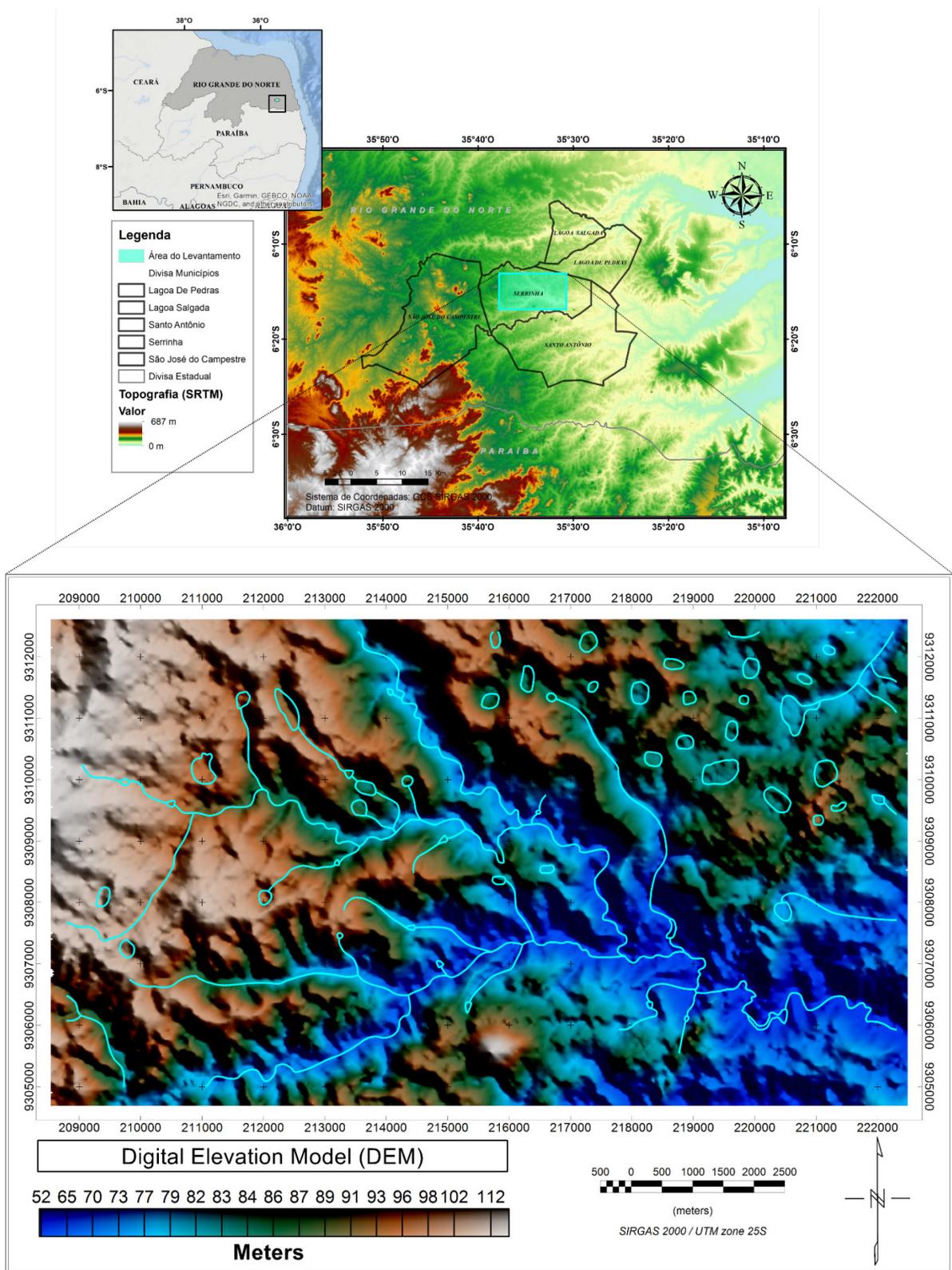


Figura 1.2: Mapa superior mostra a localização da área de estudo e o inferior o Modelo Digital de terreno e a hidrografia da área

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 PROVINCIA BORBOREMA

A Província Estrutural Borborema (BP, NE do Brasil; Figura 2.1), como outras áreas orogênicas neoproterozóicas do Brasil, faz parte do grande sistema proposto por Almeida et al. (1981) sendo definida como uma das entidades geotectônicas que compõem o conjunto de dez províncias estruturais oriundas da compartimentação do território brasileiro. Para a definição dessas unidades, os autores consideraram a evolução das principais unidades geológicas que apresentam características estratigráficas, magmáticas, metamórficas e tectônicas distintas daquelas adjacentes. Segundo estes autores, a Província Estrutural Borborema caracteriza-se pela granitogênese e por zonas de cisalhamento de grandes proporções vinculadas ao Ciclo Brasileiro/Panafricano, o último evento de orogênese, com idade neoproterozóica, variando entre 700 e 540 milhões de anos. Esta província foi construída através da convergência dos paleocontinentes São Francisco-Congo e Cráton Amazônico-Oeste Africano durante a orogênese Brasileira (Brito Neves; Fuck; Pimental, 2014); (Lira Santos & Caxito, 2021) incluindo ainda outros blocos antigos e arcos consolidados em períodos pré-brasilianos (Dantas et al., 2004; Hasui, 2010; Van Schumus et al., 2008).

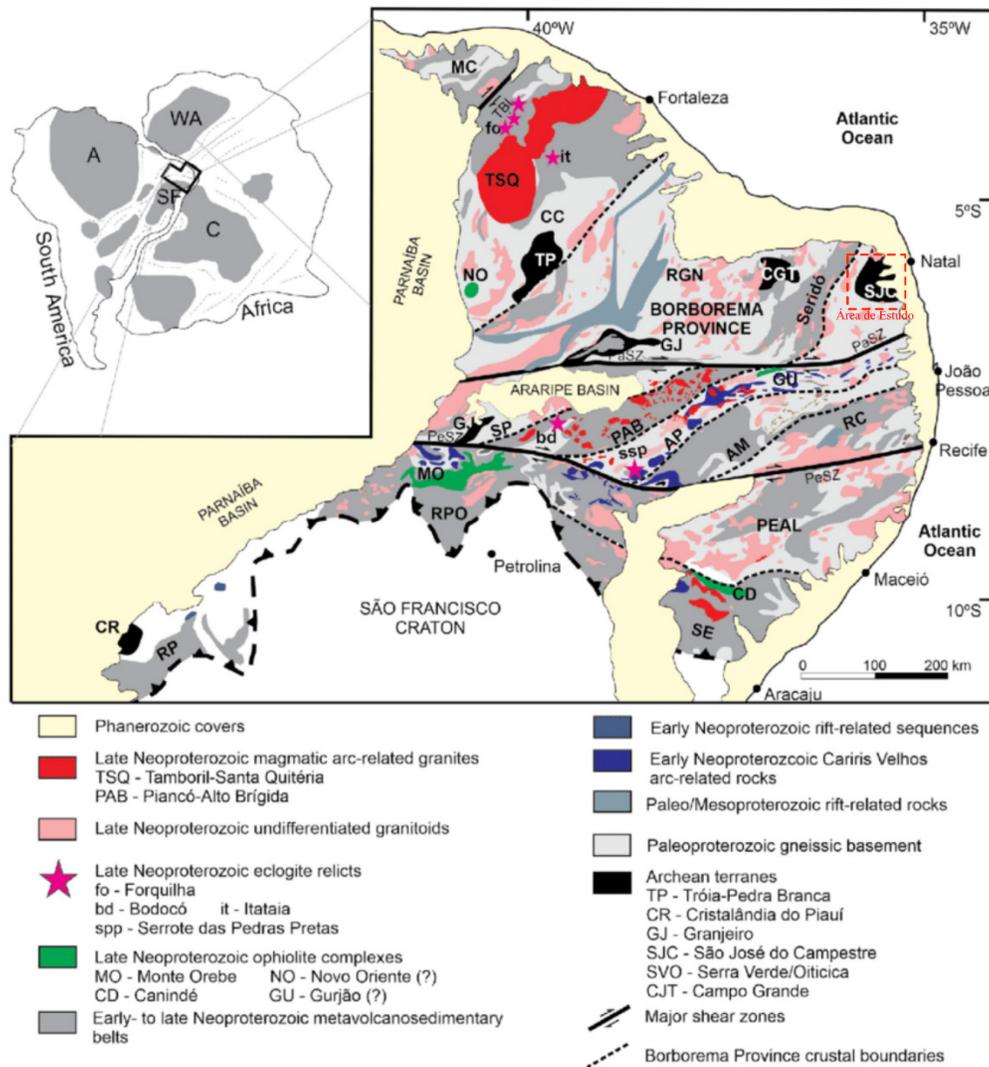


Figura 2.1: Mapa simplificado da Orogênese Brasileira- Pan Africana; Província Borborema. Adaptado de Lira Santos & Caxito, (2021).

Brito Neves et al. (2019) propõem a segmentação do pré-cambriano da porção nordeste do território brasileiro, com destaque à divisão em faixas de dobramentos que foram geradas durante o Ciclo de orogênese brasileira a partir da convergência entre os crátons envolvidos neste processo geotectônico. Dessa forma, a Província Estrutural Borborema limita-se a oeste pelo conjunto de rochas sedimentares de idade fanerozoica da Bacia do Parnaíba, a sul pelo Cráton São Francisco, e os demais pelas bacias sedimentares Mesozoico-Cenozoicas costeiras Potiguar, Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas sugere ainda que a província em questão se estende para o continente africano por meio da faixa de dobramento

Trans-Saara, destacado pela continuidade de grandes estruturas e lineamentos ilustrado na (Figura 2.2).

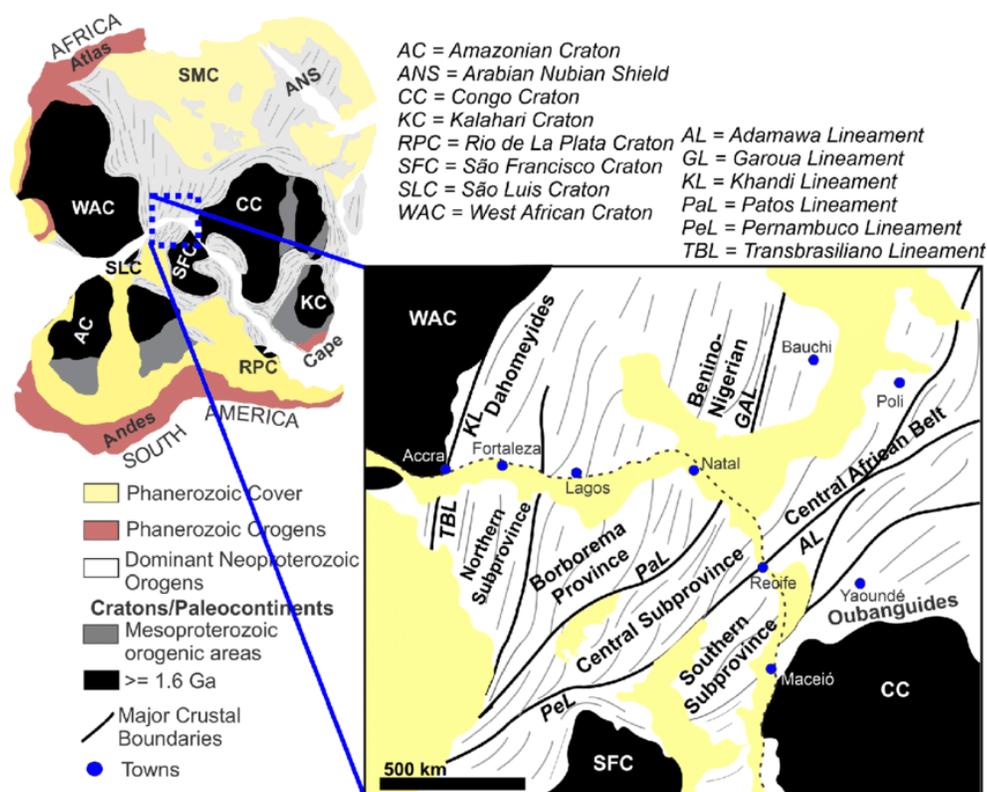


Figura 2.2:Reconstrução Pré-Drift da província Borborema e suas relações estruturais com o Oeste Africano. Retirado de Lira Santos & Caxito (2021).

Estudos posteriores foram realizados com o intuito de separar os diferentes domínios que compõem a Província Estrutural Borborema. De forma geral, as segmentações se fundamentam em parâmetros que envolvem evolução geológica, correlação estratigráfica, padrões geofísicos, geocronológicos e de estruturas tectônicas lineares de dimensões regionais. Destaca-se a complexidade de efetuar a referida segmentação, uma vez que o processo de acreção se deu por diferentes terrenos, os quais podem ser subdivididos em fragmentos de crosta arqueana como núcleos dispersos pela província, embasamento granito-gnáissico paleoproterozóicos e sequências metavulcanosedimentares, cuja formação se deu entre o Mesoproterozóico e Neoproterozóico, sofrendo ainda intrusões tardi-tectônicas no Ciclo Brasileiro (Van Schmus et al., 2008).

2.2 MACIÇO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE (MSJC)

Os dados geológicos foram obtidos por meio do RIgeo (Repositório Institucional de Geociências - CPRM) da FOLHA SB.25-Y-A-I - SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE, adquirido pelo Ministério de Minas e Energia e o Serviço geológico do Brasil (CPRM), a carta geológica está na escala de 1:100.000 (Figura 2.3 e Figura 2.4).

Geologicamente, a área de Serrinha encontra-se inserida na Província Borborema, mais precisamente na parte central do Maciço São José de Campestre (MSJC), situado a leste do Sistema de Dobramentos Seridó (Brito Neves, 1983). O MSJC representa um complexo mosaico de blocos gnáissicos formados durante diferentes pulsos de acreção crustal entre o Arqueano e o Paleoproterozóico, delimitado por zonas de cisalhamento e intrudido por corpos granitóides de idade brasileira (Dantas et al., 1998) onde é possível identificar deformações dúcteis na porção sudeste, referente a Zona de Cisalhamento Rio Açu Mirim, e fraturas NNE e NW provenientes de um episódio tectônico mais antigo. Esta configuração geotectônica, com eventos registrados desde o Arqueano até o Cenozoico, proporciona alto grau de complexidade para o estudo geodinâmico da região em questão.

Dentre os tipos litológicos presentes na folha de São José do Campestre, a área de levantamento é composta predominantemente por rochas neoproterozóicas à paleo arqueanas, com coberturas recentes do farenozoico. As unidades mais antigas e mais profundas na seção estratigráfica (Figura 2.3) são os Complexos Presidente Juscelino (Migmatitos estromáticos, bandados a nebulíticos, contendo granada) e Brejinho (Ortognaissé-granodioríticos a graníticos predominantes, incluindo meta tonalitos), rochas com idade próximas a 3200 (Ma). Posteriormente o Complexo Serra Caiada (Migamatitos com paleossomas de hornblenda-ortognaisses tonalíticos) neoarqueno com idade próxima a 2800 (Ma); Complexo Pedro Velho (Biotita homblenda, migmatitos com mesossomas tonalíticos a granodioríticos) paleoproterozoico/Riaciano com idade próxima 2200 (Ma) e a Suite Intrusiva Itaporanga (Homblenda e/ou biotita monzogranitos) neoproterozoico com idade próxima a 630 (Ma). Essas litologias por sua vez representam o Domínio Hidrológico Fissural, caracterizado por rochas de embasamento cristalino impermeáveis que contêm

fissuras provenientes de fraturamentos que permitem a circulação da água (Costa W. D., 1986).

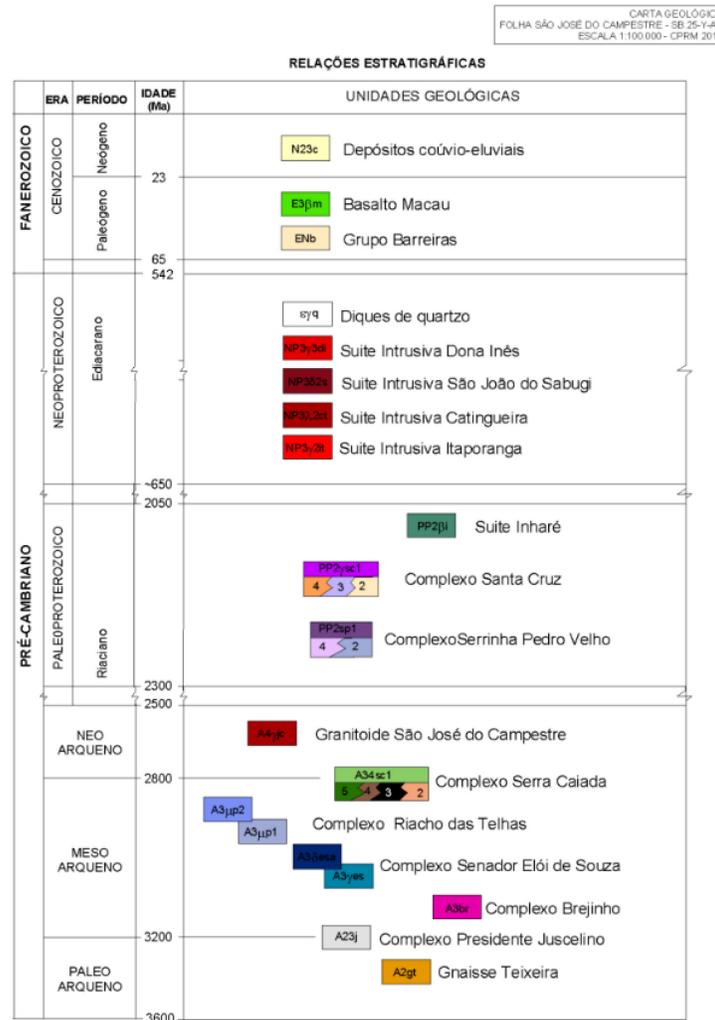
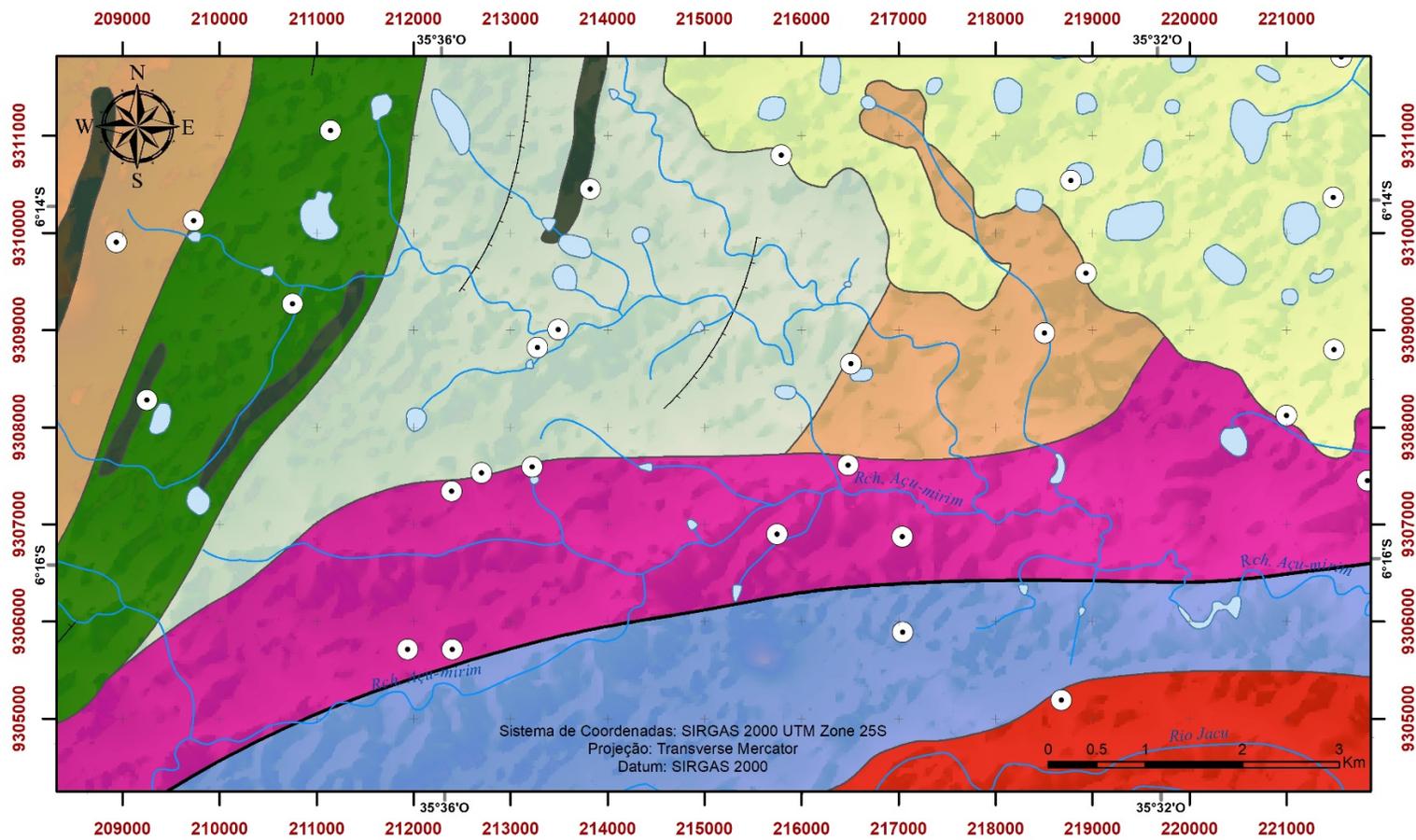


Figura 2.3: Sessão estratigráfica do Maciço São José do Campeste. Retirado de Roig & Dantas (2013).

Na geologia local (Figura 2.4) é importante destacar as rochas sedimentares dos Depósitos Colúvio-eluviais (sedimentos areno-argilosos, arenosos e conglomeráticos, ininconsolidados) cenozoico com idade próxima a 20 (Ma), que de acordo com o Projeto Cadastro em Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea da CPRM, estão inseridas no Domínio Hidrológico Poroso, cuja característica é a porosidade intragranular, ou seja, alta propensão a armazenamento de água.



**Mapa Geológico & Estrutural
Hidrografia & Poços
Região Serrinha / RN**

Legenda

● Poços Perfurados	~ Hidrografia	Depósitos colúvio-eluviais	Complexo Serra Caiada (Formação Ferrífera)
☁️ Corpos d'água	~ Contato	Suíte Intrusiva Itaporanga	Complexo Serra Caiada (Paragneisse)
~ Falha transcorrente	~ Foliação	Complexo Serrinha Pedro Velho, Unit 2	Complexo Brejinho (Ortogneisse-Granodioríticos)
		Complexo Serra Caiada (Migmatito)	Complexo Presidente Juscelino (Migmatitos estromáticos)

Figura 2.4: Mapa geológico da área de estudo. Modificado de Roig & Dantas (2013).

CAPÍTULO III

3 MODELOS HIDROGEOLÓGICOS CONCEITUAIS EM TERRENOS CRISTALINOS E HIDROGEOLOGIA SERRINHA

As estruturas dúcteis no substrato cristalino e suas interconexões por meio de fraturas de baixo ângulo é um fator extremamente positivo para o seu potencial hidrogeológico, contribuindo para desenvolver condições de porosidade (fraturas abertas) e permeabilidade (fraturas interconectadas). Assumindo o caso comum de fraturas predominantemente com alto ângulo, as interconexões podem ser formadas no encontro de diferentes tipos de sítios estruturais, ou quando as mesmas são interceptadas por fraturas de baixo ângulo, em geral associadas à descompressão do terreno (Figura 3.1); as fraturas de baixo ângulo permitem distribuir a água superficial infiltrada através de uma área mais ampla, possibilitando a recarga para as demais fraturas disponíveis. Pela multiplicidade e interconexão das fraturas presentes, zonas de falhas, podem ser tão ou mais interessantes quanto um sistema de juntas de distensão paralelas, estruturas abertas, mas que não necessariamente se interconectam (Aydin, 2000; Black, 1994).

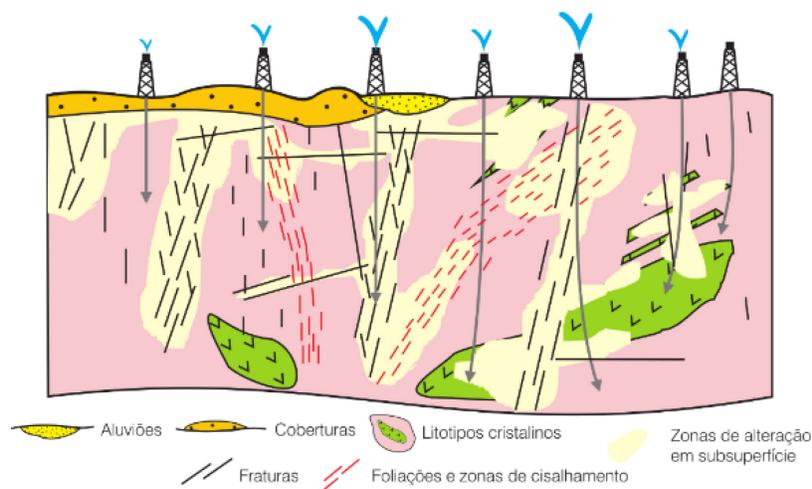


Figura 3.1: Corte esquemático ilustrando o desenvolvimento de câmaras ou bolsões de rocha intemperizada em subsuperfície, controlados por litologias e, em especial, estruturas,

podendo se conectar com sítios vizinhos. As águas superficiais, infiltradas a partir de coberturas e do escoamento superficial via fraturas, formam acumulações nos bolsões porosos. Notar a produtividade diferencial dos poços, em função do tipo de volume de material (rocha fresca ou alterada) interceptado. A escala vertical exagerada na figura, pode superar uma ou mais de centenas de metros. Retirado de Feitosa et al. (2008).

Todos esses modelos possuem nítida relação com a estrutura do terreno, o que justifica sua inclusão no fecho deste capítulo. Esses modelos são muito úteis para a compreensão do problema, para esboçar estratégias de prospecção e interpretação geofísica.

A literatura tornou clássico o modelo Riacho-Fenda (Siqueira, 1963), no qual trechos retilíneos de riachos coincidem com zonas fortemente fraturadas, isto permite que as fraturas sejam periodicamente recarregadas pela drenagem (Figura 3.2). “Cotovelos” e trechos retilíneos de riachos constituem aspectos favoráveis em fotografias aéreas, sendo diagnósticos do modelo quando subsidiados por intenso fraturamento nos afloramentos, compatível com a orientação da drenagem. Requisitos adicionais para o sucesso deste modelo incluem a presença de coberturas/aluviões e topografia/regime de chuvas favoráveis, ensejando a criação de zonas de recarga. Como estratégia prospectiva a geofísica é utilizada como ferramenta ao definir a geometria da zona fraturada e indicação de grau de fraturamento/intemperismo.

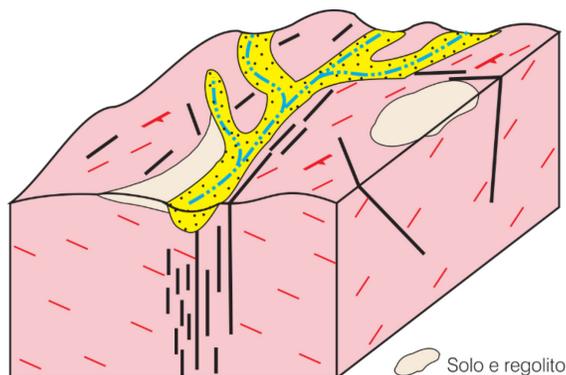


Figura 3.2: Modelo Riacho-Fenda. Observar o intenso fraturamento paralelo ao trecho retilíneo da drenagem, que também inclui “cotovelos”. As fraturas são periodicamente recarregadas pela drenagem. Retirado de Feitosa et al. (2008).

O modelo Calha Elúvio-Aluvionar (Figura 3.3) foi objeto de caracterização feito por (Nascimento da Silva, 2001; Silva, 2000), ainda que seus aspectos básicos de favorabilidade – recarga a partir de uma calha de sedimentos, já fossem reconhecidos na literatura (Costa & Silva, 1997; McFarlane, 1992; Olofsson, 1994) e na prática regional. Neste modelo, a

drenagem não evidencia controle por fraturas aflorantes; ao oposto, trechos retilíneos podem estar controlados pela foliação das rochas. A drenagem flui sobre uma calha de aluviões antigos e paleo-regolitos, utilizando-os para recarregar as discontinuidades no substrato capeado. Deste modo, os aspectos diagnósticos do modelo incluem: seção espessa de aluviões e regolito ao longo de drenagens retilíneas ou curvilíneas, a ausência de relação direta com zonas fraturadas, e sua ocorrência em zonas topograficamente rebaixadas. Condições favoráveis de topografia, drenagem e clima são requeridas para desenvolver uma cobertura mais espessa. Como estratégia prospectiva a geofísica é utilizada como ferramenta ao definir a geometria da calha e a natureza do material de preenchimento.

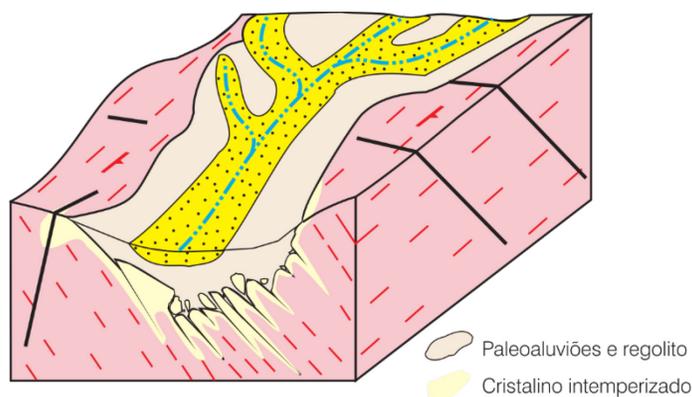


Figura 3.3: Modelo Calha Elúvio-Aluvionar. Neste modelo, a drenagem não evidencia controle por fraturas; trechos retilíneos podem ser paralelos à foliação do cristalino. A drenagem flui sobre uma calha de aluviões antigos e paleo-regolito. Retirado de Feitosa et al. (2008).

Para a elaboração do mapa hidrogeológico de Serrinha (Figura 3.5) foi utilizado a base de dados da folha “Domínios Hidrogeológicos do Brasil” obtidas por meio da RIgeo (CPRM) na escala de 1:2.500.000

O conceito de Domínio Hidrogeológico é definido para um conjunto de unidades geológicas que apresentam as mesmas aptidões hidrogeológicas, incluindo litologia, espessura, principais aquíferos e sistemas aquíferos, modos de circulação, qualificação química das águas subterrâneas etc. Entre os diferentes tipos de Domínios Hidrogeológicos, a região de Serrinha é representada por dois domínios hidrogeológicos: o Domínio Poroso associado as coberturas farenozoicas (Paleógeno-Neógeno) e o Domínio Fissural relacionado ao cristalino com as formações arqueanas e proterozoicas. Para representar os 2 diferentes

tipos de Domínios Hidrogeológicos que ocorrem na área (Poroso & Fissural) foram adotadas as seguintes cores: Aquíferos Porosos (tonalidade amarela); Aquíferos Fissurais (tonalidades do rosa – Figura 3.5).

Aquífero Poroso - Esta é uma região de poços de produtividade moderada, nas principais bacias sedimentares da Região Nordeste os poços com vazões entre 10 e 40 m³/h são os mais frequentes. Sua grande diversidade litológica (arenitos, argilas e conglomerados) resulta em vazões igualmente variáveis (10 a 40 m³/h)

Aquífero fissural - No âmbito dos terrenos fraturados que ocorrem na porção central da área (Polígono das Secas), este é o aquífero de maior distribuição geográfica e o que congrega os poços com as piores vazões (< 3 m³/h). As precipitações pluviométricas reduzidas e concentradas - no tempo e no espaço, aliadas ao fator geológico (rochas cristalinas) determinam condições deficientes de alimentação, armazenamento e circulação, que resultam em reservatórios restritos, aleatórios, pouco produtivos e, como consequência, fornecem águas geralmente salinizadas. São, portanto, os aquíferos mais problemáticos em termos de produtividade hídrica, sendo bastante expressivo o número de poços secos e abandonados. A profundidade recomendada para os poços tubulares quase nunca deve ultrapassar 70 metros. As vazões reduzidas e o alto teor em sais recomendam essas águas apenas para o uso animal.

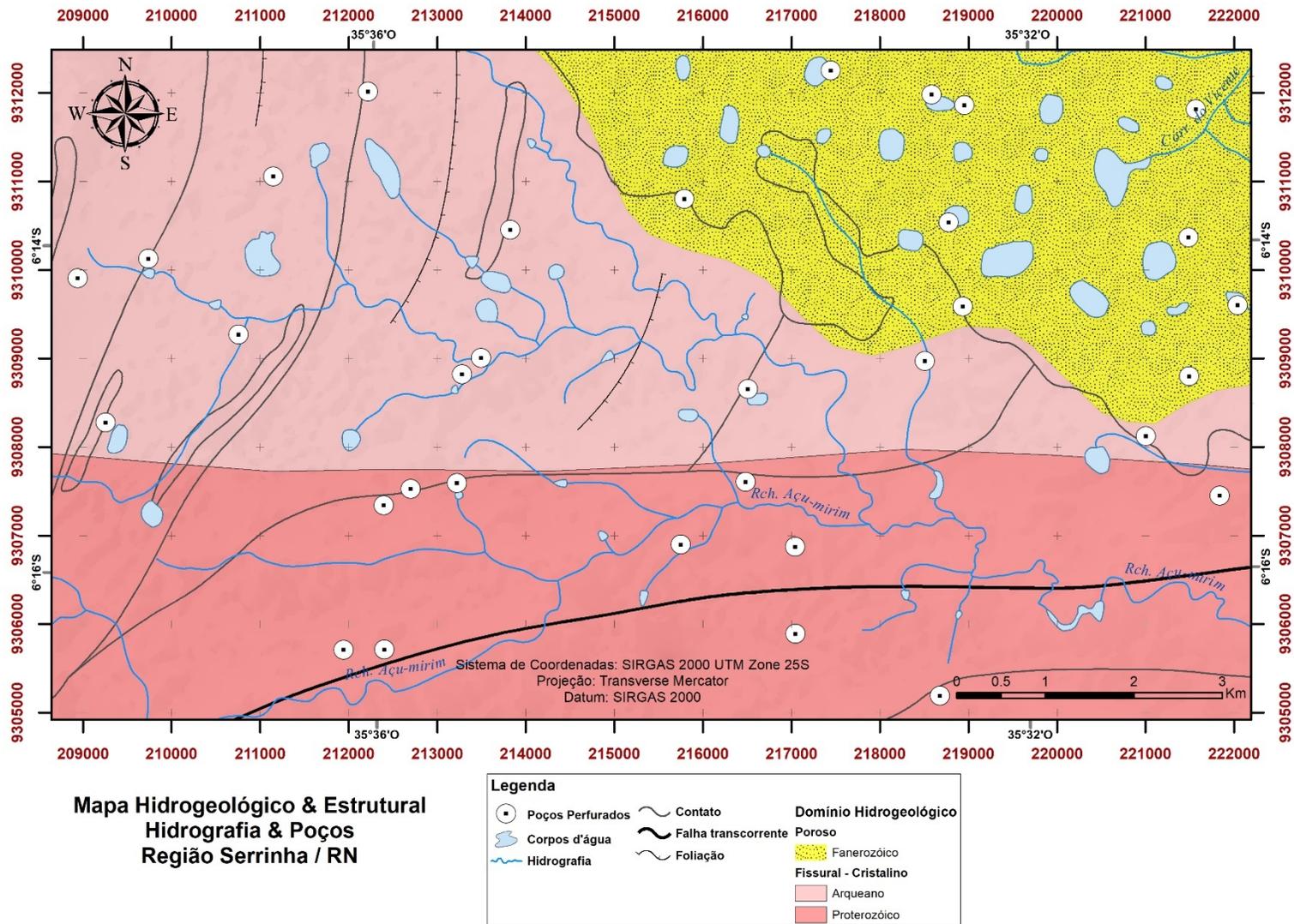


Figura 3.4: Mapa Hidrogeológico da Área de Estudo.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 TEORIA BÁSICA DO MÉTODO MAGNÉTICO

Introdução

A magnetometria é um método geofísico de ampla aplicação. Levantamentos terrestres e aéreos são utilizados em praticamente todas as escalas possíveis e para uma série de propósitos, desde a engenharia em pequena escala a investigação de estruturas geológicas regionais. O objetivo de um levantamento magnético é investigar a geofísica/geologia da subsuperfície com base em anomalias do campo magnético terrestre resultante das propriedades magnéticas das rochas subjacentes (Kearey et al., 1991). Mapeamentos magnéticos regionais e de detalhe continuam sendo uma ferramenta primária na procura de minérios, tais como ferro, metais preciosos, diamantes, molibdênio e titânio (Nabighian et al., 2005). Com a evolução e desenvolvimento de magnetômetros aerotransportados precisos durante a Segunda Guerra Mundial, o uso do método mudou de foco em estudos localizados, em grande parte para fins de exploração mineral a uma ferramenta regional para mapear a espessura de bacias sedimentares e sua estruturação geológica e a natureza de rochas cristalinas em subsuperfície.

Tal como na gravimetria, o método magnético é um método passivo de exploração. O campo magnético é dipolar e sempre presente, sujeito a variações tanto espaciais quanto temporais. O método consiste em relacionar anomalias no campo magnético terrestre às diferenças nas propriedades magnéticas das rochas devido, principalmente, à presença de magnetita e minerais ferromagnéticos, que alteram fortemente a intensidade do campo magnético, mapeando as falhas e estruturas.

4.1.1 Fundamentos da Magnetometria

O campo magnético terrestre é o somatório das várias componentes magnéticas, derivadas tanto do interior da Terra como de seu exterior. A componente principal do campo

magnético terrestre é gerada por correntes elétricas associadas a movimentos convectivos em seu núcleo externo e é responsável por cerca de 90% ou mais do campo geomagnético. Sobreposto aos campos principal e externo, está o campo gerado pelo contraste litológico de magnetização em subsuperfície, que é o foco de interesse na exploração, utilizado para ajudar a determinar parâmetros tais como a composição, estrutura e propriedades térmicas da crosta e manto superior (Hinze et al., 2013).

A teoria do magnetismo envolve campos que exercem uma força sobre corpos magnetizados e materiais eletricamente condutivos. Ao contrário do fenômeno monopolar da gravitação o magnetismo é dipolar (Figura 4.1a), isto é, um campo magnético possui dois polos, polo norte e sul magnético, não havendo polos magnéticos livres, ou seja, não existem monopolos magnéticos. Haverá sempre um polo magnético positivo formando par com um polo magnético negativo.

O Campo geomagnético pode ser compreendido como um vetor inserido em um espaço vetorial tridimensional (x,y e z) resultante de suas componentes ortogonais e ângulos entre eles (Figura 4.1b), no mundo real é considerado a latitude, longitude, profundidade, e declinação magnética do norte magnético em relação ao norte geográfico.

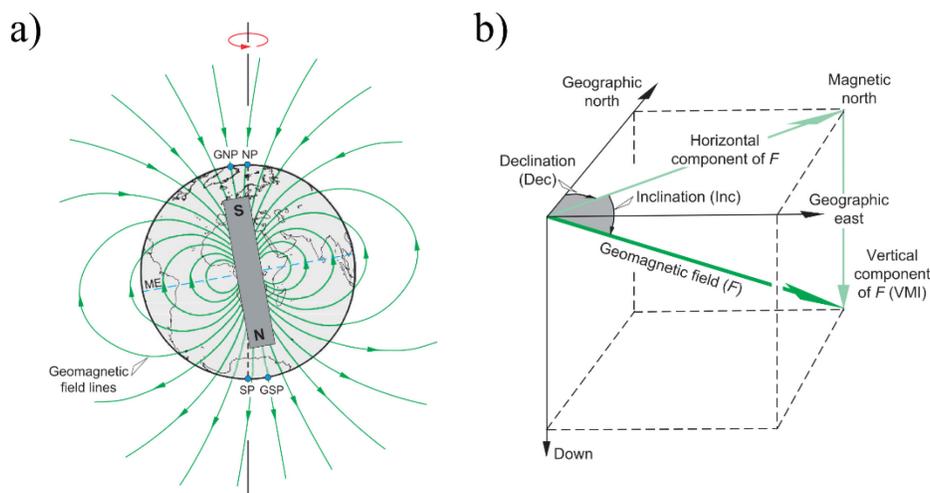


Figura 4.1: (a) Aproximação do campo geomagnético por um dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra. Os polos magnéticos reais não coincidem com o polo geomagnético do dipolo ou com os polos geográficos. GNP - polo norte geomagnético, GSP - polo sul geomagnético, ME - equador magnético, NP – polo norte geográfico e SP – polo sul geográfico. (b) Elementos que definem o campo geomagnético (F). VMI - intensidade magnética vertical; A direção do campo é definida pelos ângulos de inclinação (Inc) e declinação (Dec). Adaptado de Dentith & Mudge (2014).

4.1.2 Força Magnética

O magnetismo está associado com a orientação de cargas elétricas. No nível mais fundamental, as propriedades magnéticas da matéria se originam em um momento de dipolo causado pelo spin e movimento orbital dos elétrons ao redor do núcleo dos átomos e acoplamento de spins entre átomos adjacentes particulares. A conexão entre os campos elétrico e magnético foi estudada pela primeira vez por Orsted e Ampere no início do século XIX, e mais tarde Maxwell descreve sua teoria matemática do campo.

A força magnética entre dois polos magnéticos é proporcional ao produto de suas forças (Figura 4.2). Se os polos são de sinal oposto, a força é atrativa e, portanto, opera para movê-los um em direção ao outro, enquanto se os polos são do mesmo sinal, a força é repulsiva e atuante para separá-los. A relação entre as forças e os polos dos ímãs foi investigada experimentalmente por Coulomb no final do século XVIII e, pouco depois, foi colocada em termos matemáticos por Poisson. Esta lei empírica, conhecida como lei de Coulomb, é semelhante em estrutura à lei da força gravitacional de Newton e afirma que onde p_1 e p_2 são polos magnéticos pontuais de força \mathbf{p} e \mathbf{r} é a distância entre eles Hinze et al. (2013).

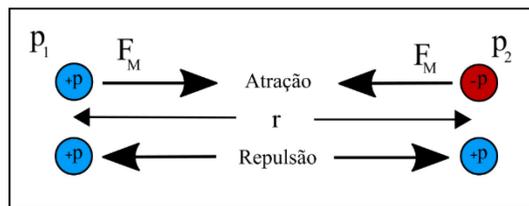


Figura 4.2: Ilustração esquemática da Lei de Coulomb. Modificado de Hinze et al. (2013)

$$F_m = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{p_1 p_2}{r^2} \cdot \vec{r} \quad (\text{Equação 4.1})$$

μ = permeabilidade magnética no meio

\vec{r} = vetor unitário direcional que vai de p_2 a p_1

Seu campo magnético (\vec{H}) é definido como a força que experimenta um polo magnético (p_1) devido à presença no espaço de outro polo magnético considerado, ou seja:

$$\vec{H}(x, y, z) = \frac{\vec{F}}{p_1} = \frac{1}{\mu} \cdot \frac{p_2}{r^2} \cdot \vec{r} \quad (\text{Equação 4.2})$$

Onde (P_1) é um polo magnético de prova no espaço onde o sensor está localizado.

Outra relação fundamental no método magnético é que a razão da densidade de fluxo \vec{B} pela força de campo \vec{H} é uma constante conhecida como μ que indica a permeabilidade magnética absoluta. A permeabilidade magnética do vácuo (μ_0) possui o valor de $4\pi \cdot 10^{-7} \text{Wb} \cdot \text{A}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, pode ser aproximada para a da água e do ar. Para qualquer outro meio, a razão das permeabilidades de um meio para o espaço no vácuo é igual à permeabilidade relativa (μ_r), que por ser uma razão não possui unidade (Reynolds, 1997). /

É possível então identificar a relação entre \vec{B} e \vec{H} por meio do parâmetro da susceptibilidade magnética k através da equação:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}$$

unidade: $\mu = \text{Wb/m}^2 = \text{Tesla}$ (Equação 4.3)

Uma vez que $\mu = \mu_r \cdot \mu_0$

$$\vec{B} = \mu_r \cdot \mu_0 \cdot \vec{H}$$

Tomando $k = \mu_r - 1$:

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 (\mu_r - 1) \vec{H} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 k \vec{H} = \mu_0 \vec{H} + \mu_0 \vec{M}$$

Assim temos:

$$\vec{B} = \mu_0 (1 + k) \vec{H} \quad e \quad \vec{M} = k \vec{H} \quad (\text{Equação 4.4})$$

Onde \vec{M} é o vetor de intensidade de magnetização, que é a soma vetorial entre a intensidade de magnetização induzida e a intensidade de magnetização remanente das rochas (Reynolds, 1997).

4.1.3 Correções e Reduções Magnéticas

A redução de dados magnéticos é fundamental para remover as causas da variação magnética que não sejam decorrentes dos efeitos magnéticos das observações de interesse, isto é, fontes não geológicas. Variações de períodos mais longos do campo magnético terrestre, ao longo dos anos, é conhecida como variação secular. Acredita-se que seja principalmente relacionado a mudanças nas correntes elétricas que produzem o campo

interno. Existem também variações na inclinação e declinação, além do deslocamento do polo norte magnético para oeste. No entanto, essas mudanças muito pequenas são pouco significativas na prospecção magnética. Variações seculares na força do campo tem efeito ao combinar dados de levantamentos magnéticos conduzidos ao longo de anos ou décadas, típicos de programas nacionais de levantamento.

Estudos paleomagnéticos indicam que o campo geomagnético se inverteu anteriormente (Collinson, 1983). A direção atual do campo é conhecida como direção normal, estabelecida a partir de sua direção anteriormente reversa há cerca de 780.000 anos. A inversão dos polos magnéticos tem um impacto óbvio na magnetização remanescente das rochas da crosta terrestre, que influencia fortemente suas respostas magnéticas (Dentith & Mudge, 2014).

Após a etapa de correção, sendo removidas as fontes indesejáveis ao estudo geológico, resta apenas a parte do campo provocado pela distribuição irregular de rochas magnetizadas em subsuperfície. Este campo é conhecido como campo magnético anômalo e é utilizado em grande parte na interpretação geofísica em diversos casos.

- Correção da variação diurna (VD)

Variações do campo magnético da Terra durante o período de um ano são devido a mudanças no campo externo, que estão relacionadas a fontes externas à Terra. Estas são principalmente correntes elétricas que fluem na ionosfera, a camada ionizada da alta atmosfera, e estão associadas à radiação do sol. Estes geram campos magnéticos que interferem com o campo terrestre fazendo com que varie e vagueie por minutos e horas, principalmente durante o dia.

Essas variações diárias ou diurnas variam até cerca de 30 nT e são mínimas à noite, quando o hemisfério noturno é protegido da radiação solar. Eles também variam com a latitude, sendo maiores nas áreas equatoriais (Dentith & Mudge, 2014).

As observações de distúrbios de campo nos oceanos, áreas costeiras e através dos continentes revelam mudanças espaciais distintas nas variações de campo. As correntes elétricas atmosféricas produzem correntes secundárias em áreas eletricamente condutoras da superfície da Terra, como os oceanos e áreas condutoras no interior. Estes, por sua vez, geram

campos magnéticos cuja força muda ao longo do dia. A intensidade dos distúrbios aumenta em direção à costa dos continentes, onde a massa de terra encontra a água do mar altamente condutora, para produzir o efeito de costa, que pode se estender por pelo menos 100 km para o interior (Lilley, 1982).

A variação diurna da força do campo tem um grande efeito nos dados de levantamento magnético, por isso é monitorado rotineiramente durante o levantamento. É relativamente fácil de contabilizar uma vez que a mudança é gradual tanto no espaço quanto no tempo, embora seja mais difícil para pesquisas que se estendem por grandes áreas e para pesquisas conduzidas perto da costa.

- Tempestades Magnéticas

Tempestades magnéticas são variações rápidas do campo com períodos de milissegundos a minutos, frequentemente aparecendo como rajadas irregulares e durando de horas a vários dias, e estão associadas ao ciclo de 11 anos de atividade de manchas solares. Eles são distúrbios transitórios que causam uma ampla gama de mudanças de amplitude, até 1000 nT na maioria das latitudes, e maiores em regiões polares onde também estão associados a eventos de aurora. Tempestades magnéticas tornam o levantamento magnético impraticável porque as anomalias do alvo relacionadas às rochas da crosta terrestre são frequentemente menores em amplitude do que essas variações erráticas (Dentith & Mudge, 2014).

- Correção do IGRF (International Geomagnetic Reference Field)

O campo geomagnético sofre mudanças em seu comportamento a longo prazo, tanto em direção como em magnitude, denominadas de variação secular. A sua taxa de modificação é da ordem de 80 nT/ano, porém são variações inconstantes em posição e tempo. Sua origem interna e variação rápida em relação ao tempo geológico defendem uma fonte principal com origem no núcleo externo líquido bem correntes fluidas secundárias. Remover o IGRF (International Geomagnetic Reference Field) significa remover o campo geomagnético de referência, ou seja, um modelo matemático em expansões de harmônicos esféricos que representa o campo magnético terrestre com origem no núcleo e inclui termos temporais para corrigir as variações seculares (Blakely, 1995); (Hinze et. al., 2013). A cada meia década desde 1965 um Campo Geomagnético de Referência é calculado e adotado internacionalmente, com base em observatórios magnéticos e medidas de levantamento e,

nos últimos anos, as observações do campo magnético terrestre a partir de observações de satélites (Olsen et al., 2010; Langel & Hinze, 1998). Matematicamente o IGRF consiste em coeficientes de Gauss que definem uma expansão por harmônicos esféricos do potencial escalar magnético dado pela equação a seguir:

$$V(r, \varphi, \theta) = a \sum_{l=1}^L \sum_{m=-l}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} (g_l^m \cos(m\varphi) + h_l^m \sin(m\varphi) P_1^m \cos(\theta))$$

(Equação 4.5)

r – distância radial do centro da Terra;

L – Máximo grau de expansão;

φ – Longitude;

θ – Colatitude (ângulo polar);

a – Raio da Terra;

g_l^m e *h_l^m* – Coeficientes de Gauss;

P₁^m cos(θ) – Normalização de Schimidt associado ao polinômio de Legendre de grau *l* e ordem *m*.

4.1.4 Propriedades Magnéticas das rochas e minerais

O magnetismo tem origem atômica e deve-se a três fatores: (i) o momento magnético dos núcleos: muito pequeno e, portanto, desprezível, (ii) elétrons orbitantes: momentos orbitais fazem a interligação dos momentos de spin e a estrutura cristalina e (iii) momento magnético de elétrons (momento de spins): explicam a maior parte das propriedades magnéticas de substâncias ferromagnéticas. O momento magnético de um elétron é $9,27 \times 10^{-24} \text{ A} \cdot \text{m}^2$ e equivale a um "magneton de Bohr" (Tarling D. H. & Hrouda F., 1995).

Os materiais podem exibir diferentes comportamentos quando apresentados a um campo magnético externo (Figura 4.3). Na maioria das substâncias, quando não há nenhum campo magnético atuante, os momentos magnéticos de spins de átomos adjacentes são distribuídos aleatoriamente não havendo, em geral, magnetização.

O diamagnetismo ocorre quando materiais magneticamente neutros adquirem magnetização antiparalela ao campo magnético indutor H, exibindo valores negativos de

susceptibilidade, da ordem de 10^{-6} (SI). Sua magnetização irá depender do campo magnético aplicado numa relação linear e se reduz a zero quando o campo é removido, uma situação característica de átomos com as camadas eletrônicas completas e momentos magnéticos compensados. Os materiais diamagnéticos mais comuns são a grafita, mármore, quartzo e halita (Tarling D. H. & Hrouda F., 1995).

O paramagnetismo irá ocorrer quando o momento magnético se alinha na mesma direção do campo indutor H devido a momentos de spin e momentos orbitais descompensados (camadas atômicas incompletas). Na ausência do campo o momento magnético final é igual a zero, devido ao efeito desorganizador de movimentos termiais. No entanto, na presença de um campo magnético, os materiais irão apresentar susceptibilidade magnética positiva e fraca, com ordem de grandeza entre 10^{-5} e 10^{-3} (SI), que decresce inversamente ao aumento da temperatura, de acordo com a Lei de Curie-Weiss. Assim, a magnitude do paramagnetismo é inversamente proporcional à temperatura. Portadores de paramagnetismo, como os íons de Óxido de Ferro (Fe^{2+}), Óxido de Ferro (Fe^{3+}), e Magnésio (Mn^{2+}) irão gerar minerais formadores de rochas comuns como a Biotita, Piroxênio, Anfibólio, Olivina, e Granada, apresentando comportamento tipicamente paramagnético (Tarling D. H. & Hrouda F., 1995).

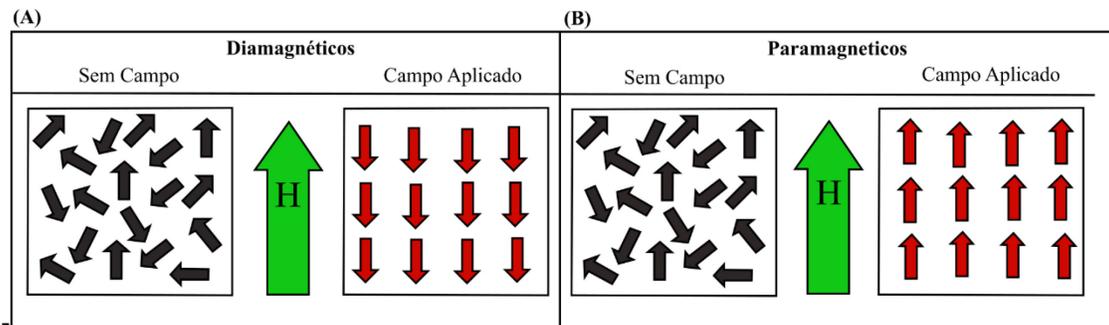


Figura 4.3: Materiais diamagnéticos (A) e paramagnéticos (B) com ausência e presença do campo magnético. Adaptado de Schön (2011).

O ferromagnetismo é característico de materiais nos quais os momentos magnéticos apresentam mesma direção do campo aplicado e retém o seu alinhamento magnético após a remoção do campo (Figura 4.4a). Alguns elementos como o ferro, cobalto e o níquel, apresentam interações magnéticas tão fortes que seus momentos se alinham paralelamente por contínuas regiões, denominadas domínios. Esses domínios magnéticos geralmente

possuem dimensões da ordem de 10^{-6} m. O ferromagnetismo irá desaparecer quando a temperatura é elevada acima da temperatura de Curie, apresentando posteriormente um comportamento paramagnético (Tarling D. H. & Hrouda F., 1995).

Nos óxidos de ferro, a presença do oxigênio muda o sinal das forças de troca e os momentos adjacentes são antiparalelos. O antiferromagnetismo ocorre quando os momentos, alinhados antiparalelos uns aos outros e com igual magnitude, se cancelam totalmente, com momento magnético resultante nulo ou muito próximo desse valor (Figura 4.4c). A hematita é um exemplo de mineral que exhibe comportamento tipicamente antiferromagnético. O ferrimagnetismo ocorre quando os momentos numa direção excedem os da direção oposta (Figura 4.4b). Materiais ferrimagnéticos, que possuem as mesmas propriedades das substâncias ferromagnéticas, são a forma mais comum de magnetismo causador de anomalias nas formações rochosas. A magnetita é o principal componente ferrimagnético de ocorrência natural na Terra. Ela tem uma susceptibilidade magnética muito maior do que as substâncias paramagnéticas devido às interações entre os átomos adjacentes e seus momentos magnéticos na direção do campo magnético externo aplicado (Hinze et. al., 2013); (Reynolds, 1997) e (Telford, 1990)

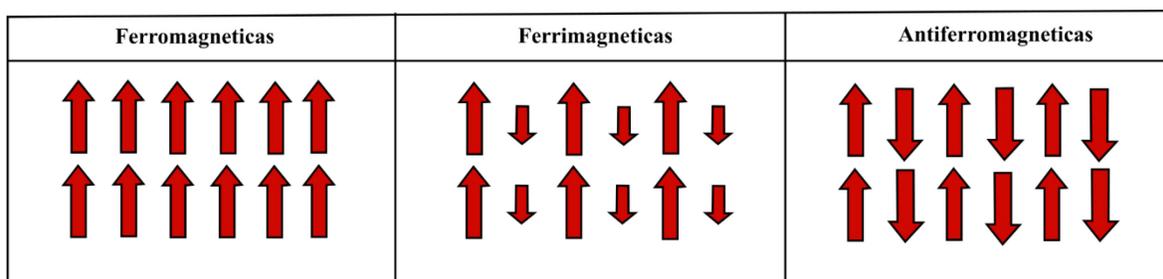


Figura 4.4: (a) Materiais Ferromagnéticos, (b) Ferrimagnéticos e (c) Antiferromagnéticos. Adaptado de Schön (2011).

4.1.5 Susceptibilidade Magnética das rochas e minerais

Várias propriedades magnéticas são atribuídas aos diferentes tipos de rochas, minerais e outros materiais. A mais comum e que tem significado mais geral para a exploração geofísica é a susceptibilidade magnética. Esta propriedade controla a magnetização induzida em rochas e outros materiais e é a principal propriedade dos materiais diamagnéticos e paramagnéticos, bem como um parâmetro crítico de materiais ferrimagnéticos (Hinze et al., 2013). Rochas com significativa concentração de minerais

ferro/ferrimagnéticos, principalmente magnetita, titanomagnetita e pirrotita, tendem a possuir altos valores de susceptibilidade magnética. Os minerais paramagnéticos também podem influenciar, em menores proporções, na susceptibilidade de uma rocha, especialmente em rochas máficas cristalinas (Clark & Emerson, 1991). Consequentemente, rochas básicas e ultrabásicas irão apresentar altos valores de susceptibilidade, ao passo que rochas ígneas ácidas e metamórficas possuirão valores intermediários a baixos e rochas sedimentares apresentarão baixos valores, em geral.

Além da composição mineralógica de uma rocha, outros fatores também influenciam seus valores de susceptibilidade, tais como o alinhamento e formato dos grãos magnéticos dispersos na rocha – trama magnética (Reynolds, 1997). A quantidade de minerais magnéticos em uma rocha será em função, principalmente, de sua composição química combinada a fatores tais como pressão e temperatura em sua história geológica. Esses fatores influenciam o particionamento do Ferro (Fe) em espécies minerais diferentes.

Separando os processos geológicos em primários (a formação das rochas) e secundários (processos de diagênese, metamorfismo, metassomatismo, deformação e intemperismo), Isles & Rankin, (2013) afirmaram que processos secundários podem ter maior impacto na susceptibilidade magnética predominante em uma formação rochosa do que processos primários.

4.1.6 O Campo Magnético Anômalo e seus produtos de realce

O produto final das correções do item 4.1.3 é a intensidade do campo anômalo (CMA = CMT (*Campo Magnético Total*) – IGRF – VD (*Varição Diurna*) representando a contribuição devida principalmente às diferenças nas concentrações dos minerais magnéticos nas rochas da litosfera situadas acima da isoterma representativa da superfície Curie para a magnetita (580° C), principal fonte magnética dos materiais geológicos, e igualmente presente em feições a eles impostas (dobramentos / falhamentos / fraturamentos).

Calculado o CMA, vários produtos foram obtidos, ditos imagens de realce:

Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT)

Primeiramente descrito por (Cordell & Grauch, 1982), a técnica visa a detecção de bordas de corpos anômalos aplicada a dados magnéticos. É descrita em termos de:

$$|AGHT|(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)^2} \quad (\text{Equação 4.6})$$

indicam as derivadas horizontais do campo magnético nas direções x e y, respectivamente.

Este filtro possibilita distinguir mudanças laterais abruptas de susceptibilidade magnética, representadas pelos maiores gradientes. Ele destaca as altas frequências no sinal, posicionando os picos das anomalias nas bordas dos corpos ou bem próximas a elas, com valores mínimos em sua porção central, porém o sinal é atenuado com o aumento da profundidade (Ferreira et al., 2013).

Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

O sinal analítico corresponde a uma variedade de métodos semi-automáticos, baseados no uso de gradientes (derivadas) horizontais e vertical de anomalias de campos potenciais, Nabighian, (1972, 1974) aplicou o conceito de sinal analítico a dados de campos potenciais derivados de modelos bidimensionais e sua amplitude foi estendida para corpos 3D por (Roest et al., 1992), com o objetivo de estimar profundidades de fontes magnéticas. Combinando a derivadas parciais nas 3 direções do campo magnético obtemos o gradiente total conforme equação a seguir (Roest et al., 1992):

$$|ASA|(x, y, z) = \sqrt{\left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial z}\right)^2} \quad (\text{Equação 4.7})$$

A amplitude do sinal analítico é uma função simétrica em formato de crista ou sino (bell shaped), com seu máximo exatamente sobre o topo do corpo.

4.1.7 Profundidade das Fontes

Deconvolução de Euler

A deconvolução de Euler (Reid et al., 1990; Zhang et al., 2000) é um método que determina a profundidade das fontes magnéticas, é semiautomático comumente usados para analisar rapidamente um grande número de respostas em um conjunto de dados. A equação de Euler representa a força (f) do campo potencial em um ponto (x, y, z) no espaço, devido a uma fonte localizada em (x₀, y₀, z₀), em termos das derivadas de primeira ordem (∂f = ∂x etc.) do campo na seguinte forma:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = N(\vec{B} - f) \quad (\text{Equação 4.8})$$

que inclui uma componente de fundo (regional) componente (\vec{B}) . Observe que, para dados magnéticos, as informações sobre a direção do magnetismo não são necessárias, portanto, o magnetismo remanescente não apresenta um problema.

O índice estrutural (N) é responsável pela taxa de diminuição na amplitude da resposta com a distância da fonte. Isso afeta os gradientes medidos e depende da geometria de origem. Para o caso de uma fonte esférica, N é igual a 3 para magnéticas. Os índices foram derivados para uma variedade de tipos de fontes, e eles caem no intervalo de 0 a 3.

A posição da fonte (x_0, y_0, z_0) e o campo de fundo são obtidos resolvendo a equação de Euler. Se N for muito baixo, a estimativa de profundidade (z_0) será muito rasa, e se N for muito alto, a profundidade será superestimada. As coordenadas horizontais são muito menos afetadas. Uma estratégia eficaz é trabalhar com todos os valores de N entre 0 e 3, em incrementos, digamos, 0,5. Isso explicará que a geologia não está sendo adequadamente representada por qualquer uma das formas de modelo idealizadas, e foi mostrado que, para modelos mais realistas, N varia com a profundidade e localização.

Tabela 4.1: Índices estruturais como sugeridos por Reid et al. (2014). 0^a Exige a definição estendida do SI sendo um processo de deconvolução não-linear.

Modelo	SI magnético
Esfera	3
Chaminé, cilindro, pipe	2
Soleira, dique	1
Contato, falha	0 ^a
Contato de profundidade infinita	0

4.2 TEORIA BÁSICA DO MÉTODO ELETROMAGNÉTICO

Introdução

Pesquisas eletromagnéticas (EM) são recorrentemente usadas pela indústria de minerais e são o principal tipo de método geofísico ativo, ou seja, são criados e utilizados campos eletromagnéticos artificiais. As medições de campos EM de ocorrência natural são menos comuns. As pesquisas podem ser conduzidas em diferentes plataformas, no ar (Eletromagnéticos Aerotransportados; AEM), ou na superfície do solo e/ou em furos de sondagem (eletromagnéticos de fundo de poço). O objetivo básico do levantamento EM é mapear as variações espaciais na condutividade elétrica com os dados apresentados na forma de mapas, seções transversais ou volumes mostrando as variações da condutividade de forma contínua. Os dados também podem ser usados para inferir a localização de um 'alvo', isto é, uma zona discreta de condutividade aproximada por alguma forma simples.

Os métodos eletromagnéticos (EM) são usados para mapear a resistividade ou seu inverso a condutividade em subsuperfície, mas é importante observar que a resistividade elétrica de diferentes minerais e rochas varia em muitas ordens de magnitude (Figura 4.8). As aplicações podem ser em qualquer escala, desde um detector de metais para procurar moedas nas areias da praia, até o mapeamento do fluxo de água condutora do mar em um aquífero resistivo, ou um levantamento com um sistema de alta potência para mapear a espessura de rochas vulcânicas resistivas sobre sedimentos condutivos. Porém, como a maioria dos metais base em sulfeto maciço é muito condutivo e podem possuir um forte contraste com as rochas encaixantes, a principal aplicação dos métodos EM tem sido na exploração mineral com o objetivo de identificar esses corpos.

4.2.1 Fundamentos da Eletromagnetometria

Como descrito por (Swift, 1988), com base nas leis de Maxwell, uma fonte eletromagnética de corrente alternada produz um campo primário, o qual induz correntes secundárias em materiais condutivos em subsuperfície. Essas correntes secundárias geram campos magnéticos secundários (Figura 4.5). Receptores EM medem tanto o campo primário como o secundário (FDEM), ou podem medir apenas o secundário na ausência do primário (TDEM). No primeiro caso, após normalização pelo campo primário enviado pelo

transmissor ou pelo campo primário medido no receptor o campo secundário é interpretado para fornecer informações significativas de resistividade. A resposta eletromagnética, normalmente expressa como o campo secundário, depende da frequência do campo primário, da condutividade do meio e do acoplamento geométrico entre o campo primário e o condutor (Reynolds, 1997).

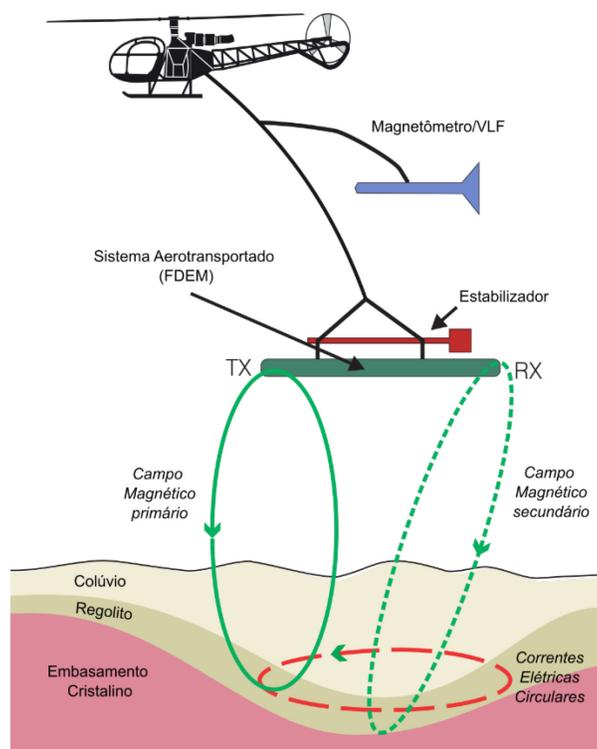


Figura 4.5: Esquema simplificado de levantamento eletromagnético no domínio da frequência com helicóptero. Adaptado de Steensma & Kellet (2000).

O fenômeno eletromagnético é descrito pelas equações de Maxwell, as quais são equações empíricas baseadas em experimentos como os de Faraday e Ampère, por exemplo. Elas são o ponto inicial para o entendimento de como os campos eletromagnéticos podem ser usados para estudar a estrutura da terra e determinar suas propriedades elétricas/magnéticas (Maxwell J. C., 2010). A formulação abaixo é baseada nos textos de (Ward & Hohmann, 1988); (Keller, 1988). A (Equação 4.9) é usada para representar o fato de que campos magnéticos são causados pelo fluxo de corrente elétrica e que o campo é proporcional à corrente total (condução mais deslocamento) na região:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (\text{Equação 4.9})$$

∇ : Rotacional de um campo
 \vec{H} : Intensidade do campo magnético
 \vec{J} : Densidade de corrente
 D : Deslocamento elétrico (C/m^2)

Conhecida como Lei de Ampère Maxwell, essa equação representa dois tipos de fluxo de corrente: um (\vec{J}) em que portadores de carga fluem em um meio sem impedimentos, e outro ($\frac{\partial D}{\partial t}$) no qual a separação de carga faz surgir um campo elétrico que causa impedimento. O primeiro tipo de corrente é chamado ôhmica ou galvânica, enquanto o segundo é chamado de correntes de deslocamento.

A (Equação 4.10) conhecida como Lei de Faraday representa a lei física que define campos elétricos resultantes de campos magnéticos de indução que variam no tempo:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (\text{Equação 4.10})$$

∇ : Rotacional de um campo
 \vec{E} : Campo elétrico (V/m)
 \vec{B} : Indução magnética (W/m^2 ou Tesla)

Essas duas equações de Maxwell caracterizam o comportamento do campo eletromagnético (Figura 4.6) na aplicação da exploração geofísica. Entretanto, na forma como as equações são expressas acima não existe qualquer relação explícita entre o campo eletromagnético e as estruturas em subsuperfície ou suas propriedades. Para mostrar onde está essa dependência faz-se o uso de uma variedade de relações conhecidas como equações constitutivas. As próximas seções farão a descrição desses parâmetros.

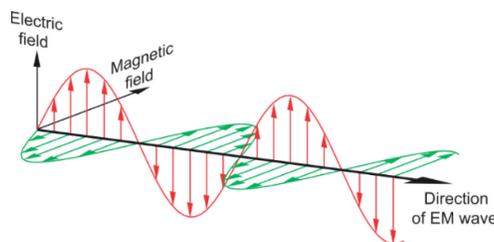


Figura 4.6: Onda eletromagnética resultante da variação de campos elétricos e magnéticos oscilatórios no tempo. Retirado de Dentith & Mudge (2014).

4.2.2 Condutividade

Talvez a mais importante das equações constitutivas em termos de métodos indutivos de geofísica de prospecção é a Lei de Ohm, que relaciona densidade de corrente à intensidade do campo elétrico como (Keller, 1988):

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (\text{Equação 4.11})$$

onde σ é uma propriedade do meio conhecida como condutividade elétrica. A resistividade (ρ) de um material é o inverso da condutividade. Os valores de condutividade de um mineral ou rocha não são necessariamente constantes (Figura 4.8), pois eles podem mudar com tempo, temperatura, pressão e outros fatores ambientais.

4.2.3 Permissividade Dielétrica

Ao formular as equações que levam seu nome, Maxwell percebeu a necessidade de uma equação constitutiva que relaciona a intensidade do campo elétrico com o deslocamento elétrico (Keller, 1988):

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (\text{Equação 4.12})$$

e define outra propriedade do meio ϵ , conhecida como permissividade dielétrica. Em contraste com a condutividade, a permissividade dielétrica tem um valor bem definido mesmo na ausência de matéria, sendo esse valor igual a $8,854 \times 10^{-3}$ Faraday por metro no vácuo.

Na teoria clássica de materiais dielétricos o deslocamento é atribuído ao movimento de elétrons, núcleos e moléculas polares de uma posição neutra de equilíbrio para uma posição deslocada não neutra sob o efeito de um campo elétrico aplicado (Ioffe et al., 1960; Böttcher et al., 1974; H, Fröhlich et al., 1949), Von Hippel & S. O. Morgan, (1955). As cargas se separam até que a força de Coulomb entre elas, estejam em equilíbrio com a força do campo elétrico aplicado.

4.2.4 Permeabilidade Magnética

A terceira das principais equações constitutivas, que tem papel importante na aplicação das equações de Maxwell à subsuperfície, relaciona força do campo magnético e indução magnética da seguinte forma (Keller, 1988):

$$\vec{B} = \mu\vec{H} \quad (\text{Equação 4.13})$$

na qual a quantidade μ , a terceira propriedade do meio é definida como permeabilidade magnética. Essa propriedade serve como base para métodos magnéticos na geofísica de exploração, mas também tem papel essencial nos métodos eletromagnéticos.

Até agora as equações constitutivas foram consideradas separadamente, cada propriedade da rocha parecendo afetar o campo eletromagnético de forma independente. Mas para a maioria das aplicações, as propriedades físicas definidas pelas três equações constitutivas combinam para formar uma característica única do meio, o número de onda (*wave number*), o qual determina o comportamento do campo eletromagnético no meio. A expressão para o número de onda pode ser desenvolvida pela substituição das duas equações constitutivas nas equações de Maxwell a seguir (Keller, 1988):

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma E + \frac{\partial}{\partial t}(\epsilon\vec{E}) \quad (\text{Equação 4.14})$$

e

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial}{\partial t}(\mu\vec{H}) \quad (\text{Equação 4.15})$$

Quando a transformada de Fourier (1D) é aplicada na Equação (4.14) e Equação (4.15) obtém-se as equações de Maxwell no domínio da frequência:

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma + i\epsilon\omega\vec{E} \quad (\text{Equação 4.16})$$

e

$$\nabla \times \vec{E} = -i\mu\omega\vec{H} \quad (\text{Equação 4.17})$$

onde $\omega = 2\pi f$, sendo que f é a frequência e i define a parte imaginária. Os dois campos \vec{E} e \vec{H} podem ser separados por operações algébricas (Keller, 1988).

$$[\nabla^2 - i\omega\mu(\sigma + i\omega\epsilon)\vec{E}] = 0 \quad (\text{Equação 4.18})$$

como resultado desse procedimento temos as que três propriedades da rocha e a frequência se agrupam em um termo que pode ser tratado como um parâmetro único que caracteriza a interação do campo eletromagnético com o meio (Keller, 1988):

$$k^2 = -i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon) = \varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega \quad (\text{Equação 4.19})$$

onde a quantidade k é definida como o número de onda. A frequência é um parâmetro do levantamento e fica a critério do geofísico de exploração. O comportamento do número de onda, o qual muda com a frequência é importante para entender o uso dos vários métodos eletromagnéticos. Em frequências muito baixas, nas quais o comportamento do campo eletromagnético é a difusão, o número de onda é aproximadamente (Keller, 1988)

$$k^2 \approx i\sigma\mu\omega \quad (\text{Equação 4.20})$$

para materiais na natureza em frequências menores que 105Hz ocorre que $\mu\varepsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega$, ou seja, as correntes de deslocamento são muito menores que as correntes de condução.

4.2.5 Atenuação dos Campos Eletromagnéticos

Como descrito por Telford et al. (1990), um critério bastante utilizado para a descrição da penetração de ondas eletromagnéticas é o *skin depth* ou profundidade de alcance do campo EM, a distância na qual o sinal é reduzido em $1/e$, ou seja, 37% da amplitude do sinal inicial. Essa profundidade é dada por:

$$\delta = 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (\text{Equação 4.21})$$

onde δ é a profundidade em metros. Dessa equação observamos que se a resistividade é baixa ou a frequência é alta, ou ambos, o campo magnético não vai penetrar em subsuperfície. Admite-se que a profundidade de investigação (DP) é aproximadamente igual a:

$$DP = \frac{2}{3} \delta \quad (\text{Equação 4.22})$$

A figura 4.7 ilustra a atenuação do campo EM em diferentes frequências e a respectiva penetração (*skin depth* - SD) em uma subsuperfície com $\rho = 100 \text{ Ohm-m}$, valor bastante representativo em terrenos cristalinos que estão detalhados na (Tabela 4.2). Observa-se que a maior atenuação ocorre a 25 Hz.

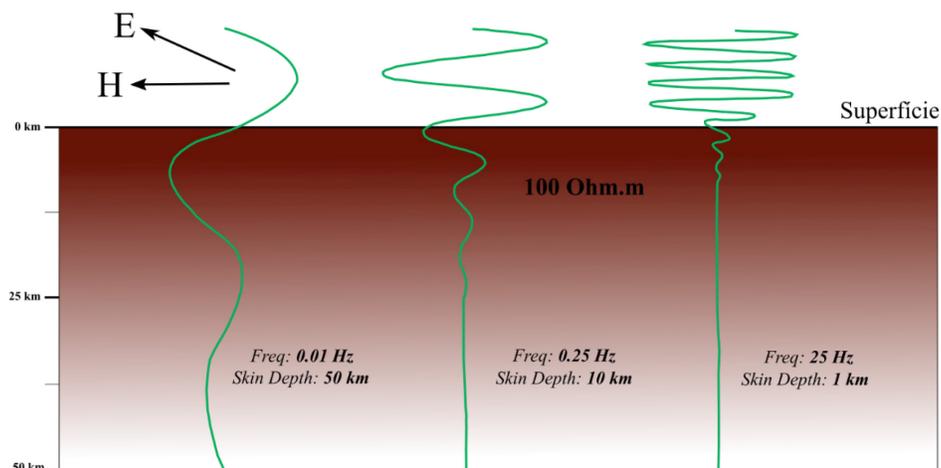


Figura 4.7: A propagação do campo é difusa, resultando na atenuação do sinal com a profundidade (Adaptado de Hadush 2018).

Tabela 4.2: Skin Depth (SD) e Profundidade de Investigação (DP) para diversa frequências utilizadas (F) no método Aerodat-DSP-99, com base na resistividade teórica do substrato (ρ)

Frequência (Hz)	SD δ (m) para diferentes ρ (ohm.m)				DP (m) para diferentes ρ (ohm.m)			
	1000 $\Omega \cdot m$	500 $\Omega \cdot m$	100 $\Omega \cdot m$	10 $\Omega \cdot m$	1000 $\Omega \cdot m$	500 $\Omega \cdot m$	100 $\Omega \cdot m$	10 $\Omega \cdot m$
900	527 m	373 m	167 m	53 m	351 m	248 m	111 m	35 m
4500	236 m	167 m	75 m	24 m	157 m	111 m	50 m	16 m
33000	87 m	62 m	28 m	9 m	58 m	41 m	18 m	6 m

4.2.6 Propriedade dos minerais e rochas

Como descrito por (Keller, 1988), o ponto inicial da discussão das propriedades elétricas das rochas é a discussão das propriedades dos minerais que formam as rochas. E são separados em três grupos: metais, semicondutores e isolantes. O primeiro grupo ocorre raramente, mas é de grande interesse econômico, o segundo grupo inclui os minerais formadores de rocha e compreende a encaixante na qual o primeiro grupo será encontrado.

Os metais são materiais em que os elétrons estão disponíveis com pouco ou nenhuma energia de excitação e a condutividade é alta. A condução é limitada somente pela interferência entre o movimento nuclear e o movimento livre de elétrons sob um campo elétrico aplicado. A condutividade diminui com o aumento da temperatura porque o núcleo de um metal se move mais em altas temperaturas. Em temperaturas muito baixas, quase todos os metais se tornam supercondutores. A Tabela 4.3 mostra alguns valores de resistividade.

*Tabela 4.3: Resistividade de minerais semicondutores (frequência zero).
Adaptado de Nabighian (1988)*

Elementos Nativos	ρ (Ohm-m)
Diamante (C)	2,7
Bornita	1,6 a 6000 x 10 ⁻⁶
Calcopirita	150 a 9000 x 10 ⁻⁶
Pirrotita	2 a 160 x 10 ⁻⁶
Pirita	1,2 a 600 x 10 ⁻³
Ilmenita	0,001 a 4
Magnetita	52 x 10 ⁻⁶
Grafita, Carbono	36 a 100 x 10 ⁻⁸

A categoria mais importante de minerais de minério é a dos óxidos e sulfetos, os quais são semicondutores em que valores relativamente altos de condutividade são encontrados, mas não tão altos quanto os metais. Alguns minerais possuem amplo intervalo de condutividades registrado, enquanto outros têm um intervalo menor. Existem vários fatores que podem afetar a uniformidade da condutividade de um mineral de condutividade alta. Em semicondutores, elétrons de impurezas podem contribuir na condução com baixa energia de ativação; nesse caso o valor de condutividade pode variar em algumas ordens de magnitude. Assim como microfaturas e contato entre cristais podem impedir a condução.

É pouco provável que a condutividade de metais e semicondutores mude com as diferentes frequências usadas na geofísica. As propriedades das rochas poderiam ser consideradas como uma simples combinação das propriedades de seus minerais constituintes, mas isso nem sempre acontece, e a causa da complexidade em prever essas propriedades é de uma substância não mineral, a água, que está presente em praticamente todas as rochas. Como a água tem forte efeito na condutividade e permissividade dielétrica, uma pequena quantidade é suficiente para causar mudanças no comportamento das propriedades da rocha. A polarização molecular é um processo importante na água por causa da distribuição assimétrica de elétrons na molécula. A molécula tem um momento dipolo permanente e assim, um campo elétrico aplicado irá rotacionar a molécula no campo para alinhar seu momento com a direção do campo. Durante essa rotação são criadas correntes de deslocamento e deslocamento dielétrico de cargas acompanha o processo. A água é um solvente e na natureza existe como um eletrólito com consideráveis quantidades de íons presentes para aumentar a condutividade. Água subterrânea e a água que preenche o espaço

nos poros das rochas normalmente são eletrólitos com grande variedade de sais em solução. A (Figura 4.8) mostra diferença nos valores de condutividade das rochas e de águas com diferentes concentrações de sais.

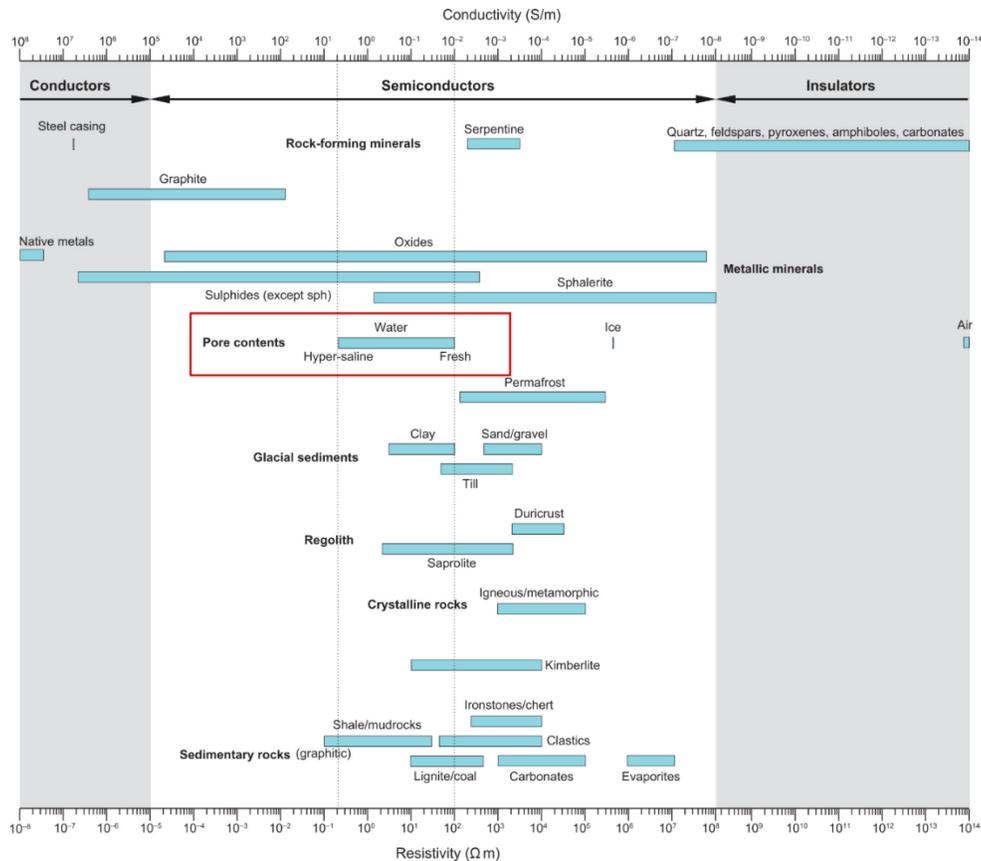


Figura 4.8: tabela de resistividade e condutividade para diferentes tipos de condutores; Ênfase no intervalo de resistividade/condutividade da água nos interstícios de uma rocha. Adaptado de Dentith et al. (2014).

4.2.7 Método Eletromagnético no Domínio da Frequência

Existe uma grande variedade de métodos disponíveis para levantamentos EM e eles podem ser divididos em sistemas terrestres ou aéreos e subdivididos de acordo com o tipo: domínio da frequência (*frequency domain - FD*) ou domínio do tempo (*time domain - TD*).

A medida de uma componente do campo EM envolve um campo primário relacionado a um transmissor e um campo secundário que se relaciona à geologia e suas descontinuidades em subsuperfície. Em termos de método, o método EM no domínio do tempo e da frequência diferem em como eles removem os efeitos do campo primário (Swift, 1988). Como regra, os sistemas EM no domínio da frequência induzem campos senoidais em

várias frequências, separando os campos secundários dos primários, subtraindo os campos medidos dos previstos, sendo expressos em componentes como "In-Phase" (IP - real) e "Quadratura" (QD - imaginária). A condutividade do meio em subsuperfície é obtida comparando as respostas IP e QD em várias frequências (Figura 4.9).

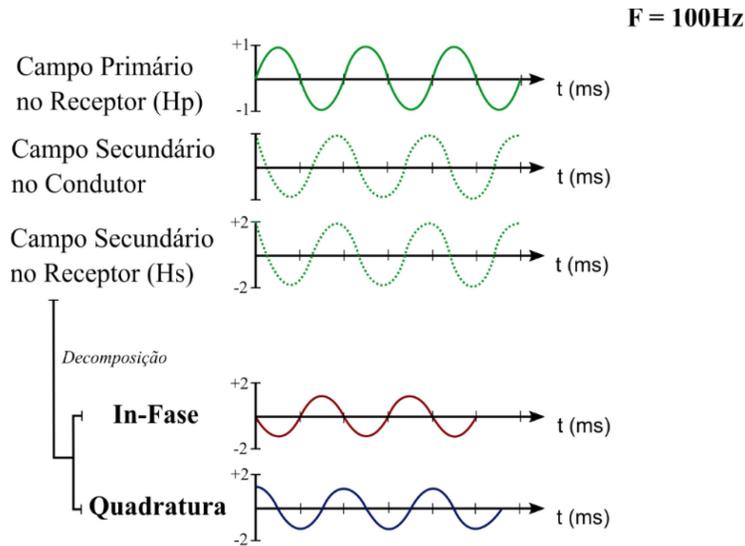


Figura 4.9: Modelo esquemático para interpretação de dados FDEM. Adaptado de Jean M. Legault, (2015).

O campo EM, medido num sistema móvel de duas bobinas, é em geral uma função complexa da separação das bobinas (s), da frequência (f) usada e da condutividade (σ) do solo. No entanto, em certas circunstâncias ($s/d < 1$; d profundidade do corpo), e admitindo que a razão entre o campo secundário e primário seja linear, é possível calcular a condutividade elétrica aparente do terreno (Reynolds J. M, 2011):

$$\sigma = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \frac{H_s}{H_p} \quad (\text{Equação 4.23})$$

ω : frequência angular (rad/s)

μ : permeabilidade magnética do vácuo (H/m)

s : espaçamento entre bobinas T_x e R_x (m)

H_s : Amplitude do campo secundário

H_p : Amplitude do campo primário

Esta relação permite a construção de instrumentos que fazem uma leitura direta da condutividade elétrica até uma profundidade pré-determinada. Estes instrumentos podem

então ser usados para realizar perfis a uma certa profundidade. Variar a profundidade de penetração implica variar a distância (s) entre bobinas.

4.3 SISTEMA ELETROMAGNÉTICO AEROTRANSPORTADO (AEM)

Introdução

O sistema eletromagnético aerotransportado (AEM) é facilmente um dos mais populares métodos geofísicos usados na exploração mineral em todo o mundo e é possivelmente o segundo atrás dos métodos aeromagnéticos - radiométricos. O sistema AEM foi inicialmente desenvolvido após o Segunda Guerra Mundial para explorar depósitos minerais (Fountain, 1998), e, desde então, a busca por corpos minerais de sulfeto massivos e condutivos continua sendo uma de suas principais aplicações. Durante este período avanços contínuos em sistemas de aquisição, calibração e processamento de dados estenderam seu uso para uma ferramenta de alto potencial para mapeamentos geológicos sensível e profundamente penetrante; e sua aplicação foi estendida para águas subterrâneas, engenharia e exploração de hidrocarbonetos (Smith, 2010).

Levantamento Aeroegeomagnético - Bloco Serrinha

Os dados aeroeletromagnéticos (campo secundário) foram adquiridos pelo equipamento modelo Aerodat-DSP-99, que opera em cinco faixas de frequência. Este sistema é composto por dois pares de bobinas (transmissora/receptora) em modo coaxial (DH – Dipolo Horizontal) e por três pares de bobinas em modo coplanar (DV – Dipolo Vertical), sendo o espaçamento entre as bobinas de 6,4 m. No modo coaxial, as bobinas ficam na posição vertical e a profundidade de investigação é mais superficial, já em modo coplanar as bobinas posicionam-se na horizontal e o campo eletromagnético alcança uma maior profundidade.

Tabela 4.4: Relação entre bobinas e frequências utilizadas no aerolevantamento.

Configuração das Bobinas	Frequência Nominal (Hz)
Baixa Frequência - Coaxial	900
Baixa Frequência - Coplanar	900
Média Frequência - Coaxial	4.500
Média Frequência - Coplanar	4.500
Alta Frequência - Coplanar	33.000

O sistema de bobinas foi rebocado por uma aeronave (Helicóptero modelo Esquilo HB350) a uma distância de 30 m da superfície (Figura 4.10). O voo foi realizado na direção E-W numa velocidade de 144 Km/h, sendo a distância entre as linhas de voo de 100 m e o intervalo de aquisição dos dados de condutividade de 0,1 segundo. As linhas de controle foram na direção N-S, com espaçamento de 500 m entre elas. Desta forma, foram adquiridos mais de 570.000 valores de condutividade para cada configuração das bobinas e frequência relacionada. Estes valores estão dispostos no formato XYZ, sendo XY as coordenadas geográficas de cada ponto de medida e Z, a condutividade aparente também de cada ponto (LASA Eng. S/A & CPRM, 2001).

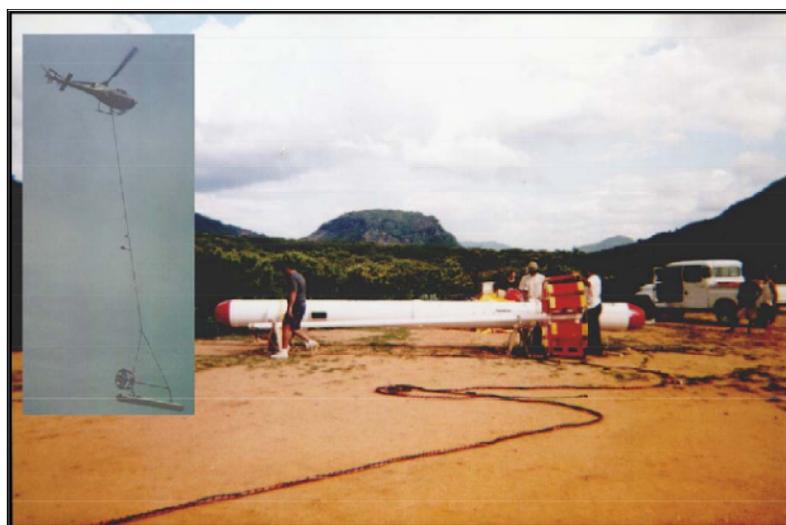


Figura 4.10: Detalhe do Bird: Aeronave Esquilo HB-350; Sistema Eletromagnetométrico com fonte artificial no domínio da frequência (FDEM) - Aerodat-DSP 99; Aeromagnetômetro (Vapor de Césio) – Geometrics 822A. retirado LASA Eng. S/A & CPRM (2001)

Tabela 4.5: Equipamentos utilizados. Modificado de LASA Eng. S/A & CPRM (2001)

Caraterísticas	
Modelo da Aeronave	Esquilo HB-350
Aeromagnetômetro (Vapor de Césio)	Geometrics -822A
Sistema Eletromagnetométrico (FDEM)	Aerodat – DSP 99 – 5 Frequências
Sistema VLF	Herz Totem-2A – 2 receptores
Sistema de Navegação GPS	Novatel Gpscard 12 Canais
Sistema de Recepção GPS de Base	Magnavox 9212 – 12 Canais
Magnetômetro Terrestre	Geometrics G-822A
Altímetro Barométrico	Digibaro 215A-101
EM-VLF Base	Herz Totem-2A

5 PROCESSAMENTO DOS DADOS AÉREOS

O processamento de dados foi realizado utilizando o software da GEOSOFT™ (Geosoft, 2019), Oasis Montaj. O método interpolador de dados usado foi a Krigagem. Os filtros aplicados foram Hanning e Cosseno direcional, ajustando os parâmetros necessários para cada imagem da condutividade. Foram geradas 3 imagens de condutividade utilizando as três frequências: baixa (900 Hz), média (4.500Hz) e alta (33.000Hz) para os arranjos coaxial e coplanar, mas aqui serão apresentados os melhores resultados, que foi do arranjo coplanar.

Foi realizada também a interpolação e elaboração das malhas magnéticas, como CMA, Amplitude do Sinal Analítico, Amplitude do Gradiente Horizontal Total e Fontes magnéticas pontuais (Euler), como método complementar para análise de estruturas magnéticas em subsuperfície na área de estudo. A Figura 5.1 mostra o fluxograma do processamento dos dados.

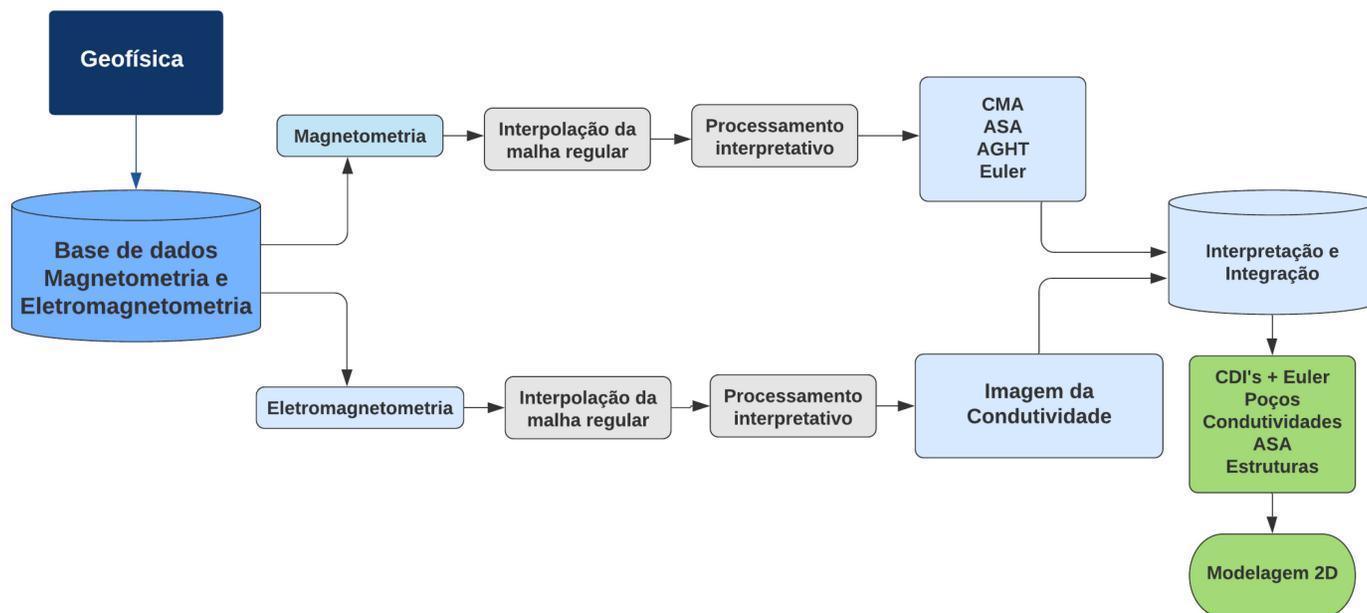


Figura 5.1: Fluxograma exemplificado evidenciando o processamento de dados magnéticos e eletromagnéticos.

5.1 INTERPRETAÇÃO MAGNÉTICA

Segundo Grant (1985), o mineral magnético mais importante – a magnetita pode ser utilizada como um marcador da história evolutiva da área, servindo como discriminador da litoestratigrafia metamórfica pelo fato de que os processos de formação e depleção de magnetita são bastante sensíveis à pressão, temperatura e presença de fluídos. A principal utilização dos dados magnéticos aerotransportados nesta interpretação foi identificar os *trends* dúcteis da área. A (Figura 5.2) representa, respectivamente, o mapa do campo magnético anômalo. Na imagem é possível observar o *trend* regional NE ao longo de quase toda a área e que verga para E-W na porção sul, em função de zona de cisalhamento, conforme correlação com o mapa geológico (Figura 2.4). Além disso, são individualizadas duas regiões magneticamente contrastantes: a porção norte da área, caracterizada pelas “cores quentes” e que define regiões com baixo conteúdo de minerais magnéticos e a porção sul da área, denotada pelas “cores frias”, que indicam regiões com conteúdo mais significativo de minerais magnéticos. O limite entre duas unidades magnéticas pode ser definido por uma possível zona de cisalhamento.

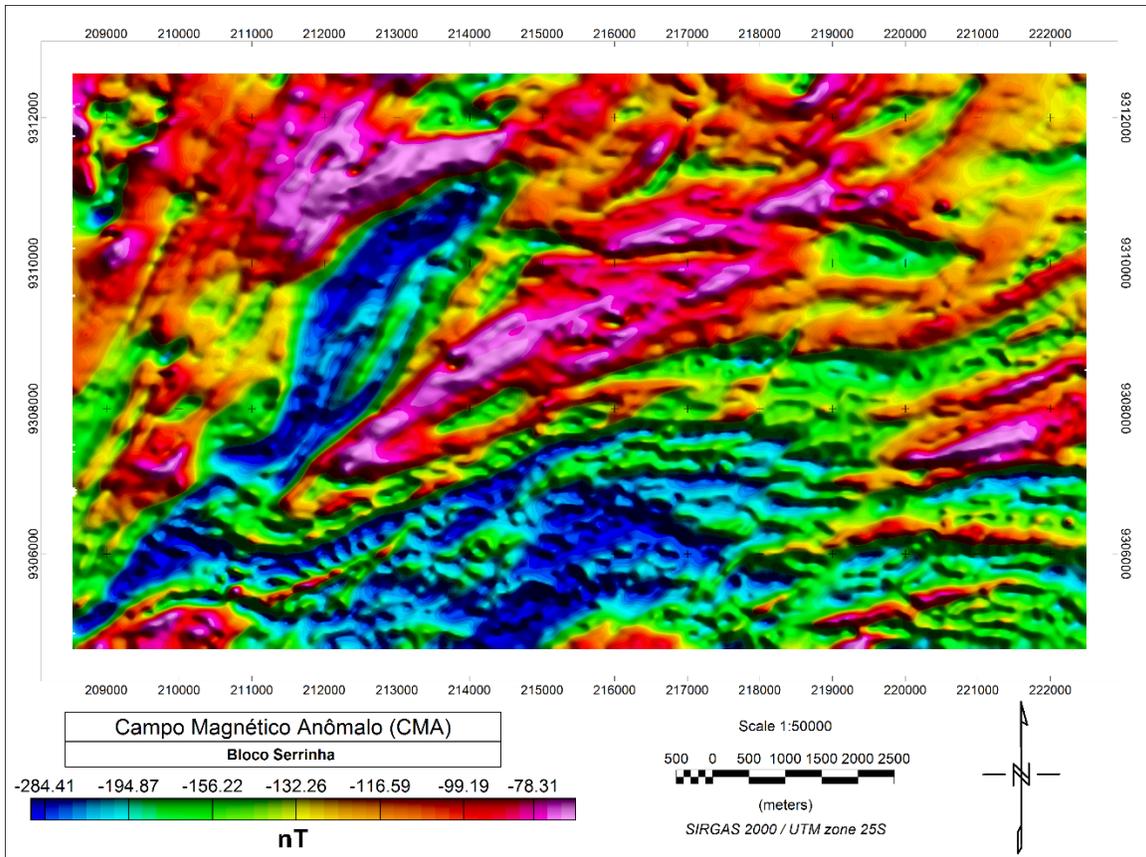


Figura 5.2: Mapa do Campo Magnético Anômalo (reduzido do IGRF) - Bloco Serrinha

Aplicando as técnicas de realce ao CMA, foi gerada a malha da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) (Figura 5.3), com esse procedimento foi possível realçar as mudanças laterais abruptas de susceptibilidade dos corpos magneticamente anômalos por meio das derivadas horizontais nas coordenadas (x e y), posicionando os picos das anomalias nas bordas dos corpos ou bem próximos a ela. Na região oeste do mapa é observado um corpo bem discriminado com direção SW-NE aparentemente bandado e alguns lineamentos de média amplitude com direção próxima a N-S, e o *trend* regional com direção NE que infletiu para E-W ao sul

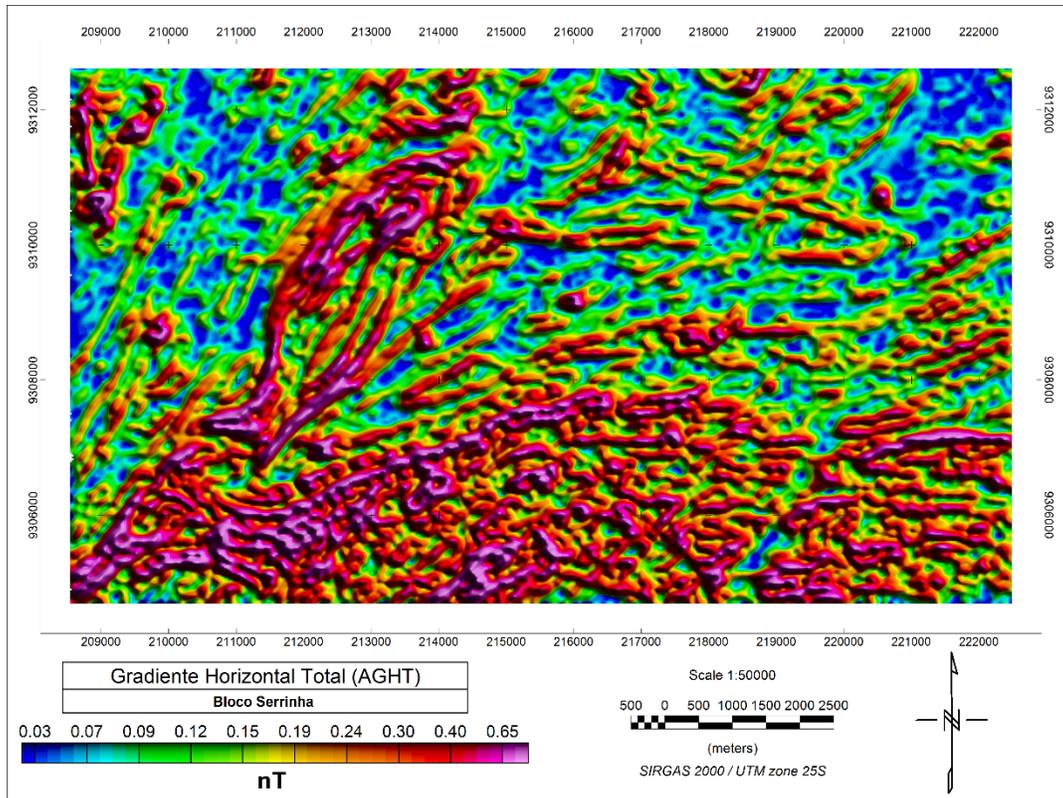


Figura 5.3: Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT).

Foi obtido também, a malha da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (Figura 5.4), essa técnica deriva dos três gradientes ortogonais nas direções (x,y e z) do campo magnético total. Esse produto de forma genérica, centraliza a anomalia do corpo magnético independente da orientação da magnetização do corpo (Isles & Rankin, 2013). Muito semelhante ao (AGHT) fica evidente o vergamento do trend NNE para E-W que é compatível a direção da transcorrência (Zona de cisalhamento Rio Jacu) existente e mapeada pelo serviço geológico brasileiro (CPRM) identificado no mapa geológico (Figura 2.4). As elevadas amplitudes magnéticas observadas no mapa podem ter relação com estruturas dúcteis e/ou zonas de cisalhamento, podendo ser explicado pela maior mobilização e concentração de minerais magnéticos ao longo destas descontinuidades.

A correlação entre domínios magnéticos e litotipos é complexa pois, dentro do litotipo dominante (gnaisses) ocorrem contrastes magnéticos marcantes, provavelmente associados com diferenças composicionais (gnaisses graníticos ou granodioríticos, bandas anfíbolíticas) e/ou metamórficas (zonas com migmatização mais pronunciadas; LIMA, 2002), por sua vez refletidas em variações menores no conteúdo de magnetita.

As coberturas sedimentares presentes na área mapeada não podem ser descritas a partir dos dados magnéticos, pelo fato de que são delineadas feições tipicamente dúcteis sob o capeamento sedimentar. Estas feições representam o traço da foliação regional do embasamento cristalino, deste modo condizente com a presença de um capeamento sedimentar pouco espesso.

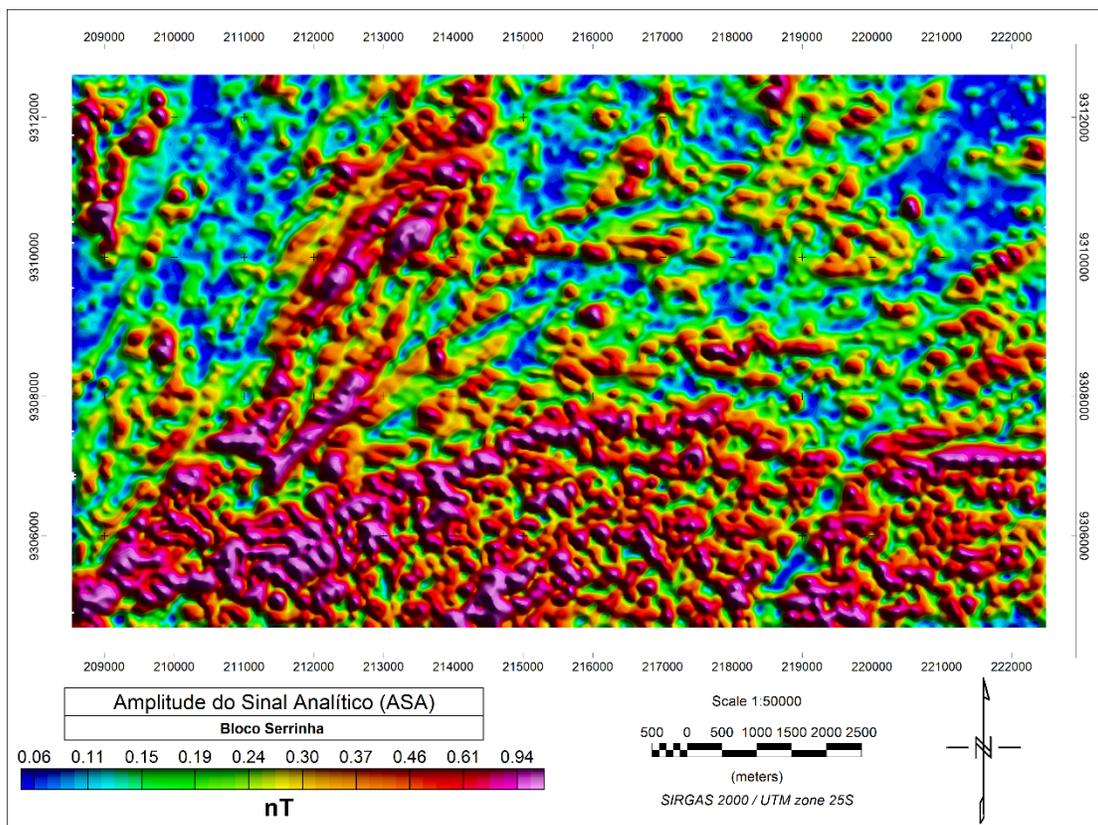


Figura 5.4: Amplitude do Sinal Analítico

Para complementar e reforçar a interpretação magnética e geológica das estruturas e formações da área, foram utilizados os resultados obtidos pela Deconvolução de Euler para os dados do campo magnético anômalo (Figura 5.5). Nesse procedimento foi utilizado o índice estrutural 1, para fontes magnéticas pontuais oriundas de corpos verticalizados (fraturas e diques), que do ponto de vista hidrogeológico são estruturas responsáveis pela infiltração e recarga do aquífero.

O resultado da Deconvolução de Euler aplicado aos dados magnéticos indica que as soluções estão concentradas em sua maioria, em profundidades relativamente rasas entre 30m e 90m. Isto ocorre devido a anomalias de alta frequência, e consequentemente relacionado a

fontes mais rasas. No mapa é possível identificar soluções mais profundas na porção noroeste e soluções mais rasas na porção sudeste dividindo a área em um limite central que acompanha o *trend* NNE para E-W.

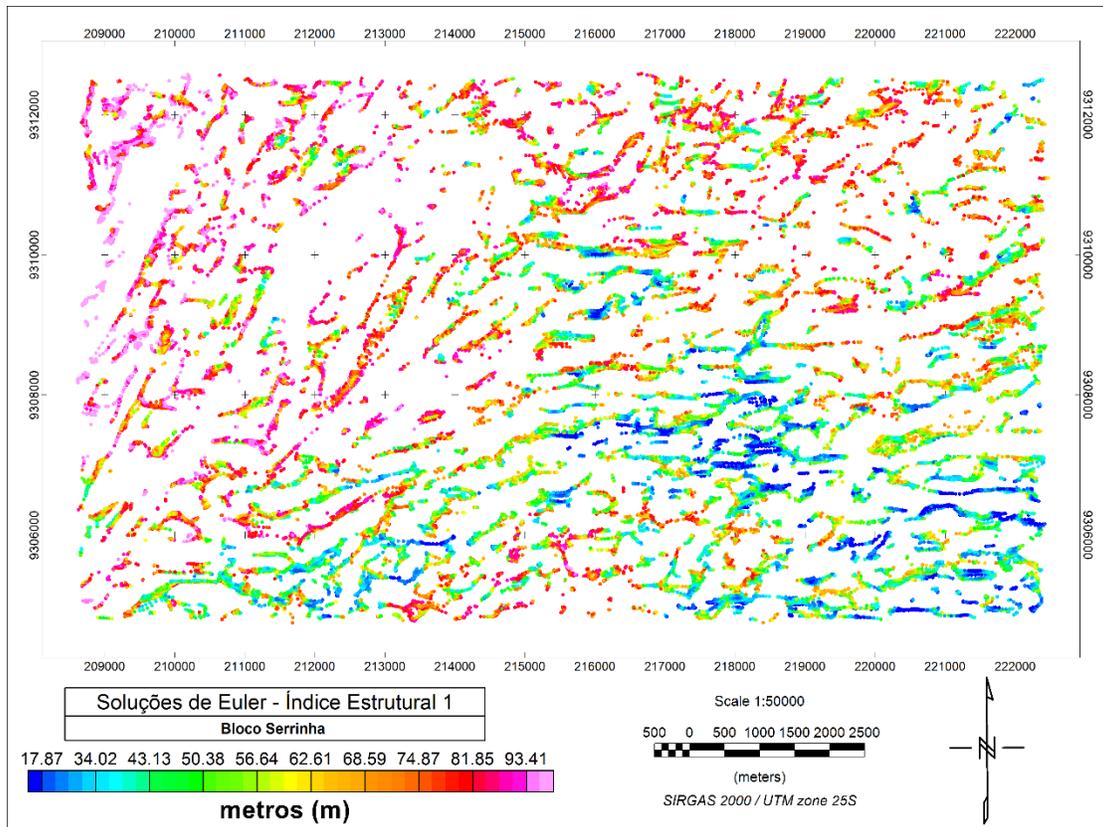


Figura 5.5: Mapa de Soluções de Euler

5.2 INTERPRETAÇÃO ELETROMAGNÉTICA

O processamento de dados foi realizado utilizando o software da GEOSOFT™ (Oasis Montaj, 2019). O método interpolador de dados usado foi a Krigagem. Os filtros aplicados foram Hanning e Cosseno direcional, ajustando os parâmetros necessários para cada imagem da condutividade. Foram geradas 3 imagens de condutividade utilizando as três frequências: baixa (900 Hz), média (4.500Hz) e alta (33.000Hz) para os arranjos coaxial e coplanar, mas aqui serão apresentados os melhores resultados, que foi do arranjo coplanar.

A condutividade aparente foi calculada com base no modelo de semi-espço infinito definido por Fraser (1978). Este modelo consiste em uma camada resistiva sobre um semiespaço condutor, e foram obtidas imagens da condutividade para três frequências e duas

geometrias (coaxial e coplanar). Neste trabalho serão analisadas as imagens da condutividade na geometria coplanar por apresentarem melhor resolução e razão sinal-ruído.

As Figuras (Figura 5.6; Figura 5.7; Figura 5.8) foram imagens mais representativas a fim de identificar estruturas geofísicas com potencial de armazenamento de água subterrânea relacionando-as com os altos condutivos. Observamos que as imagens de condutividade com baixa frequência, que representam os condutores mais profundos, possuem razão sinal/ruído mais baixa. Pode-se observar que a noroeste da área prevalece um alto condutivo com grande extensão e alguns lineamentos com direção aproximadamente N-S. Na parte sul da área destaca-se poucos e extensos lineamentos condutivos com direção NE-SW e E-W.

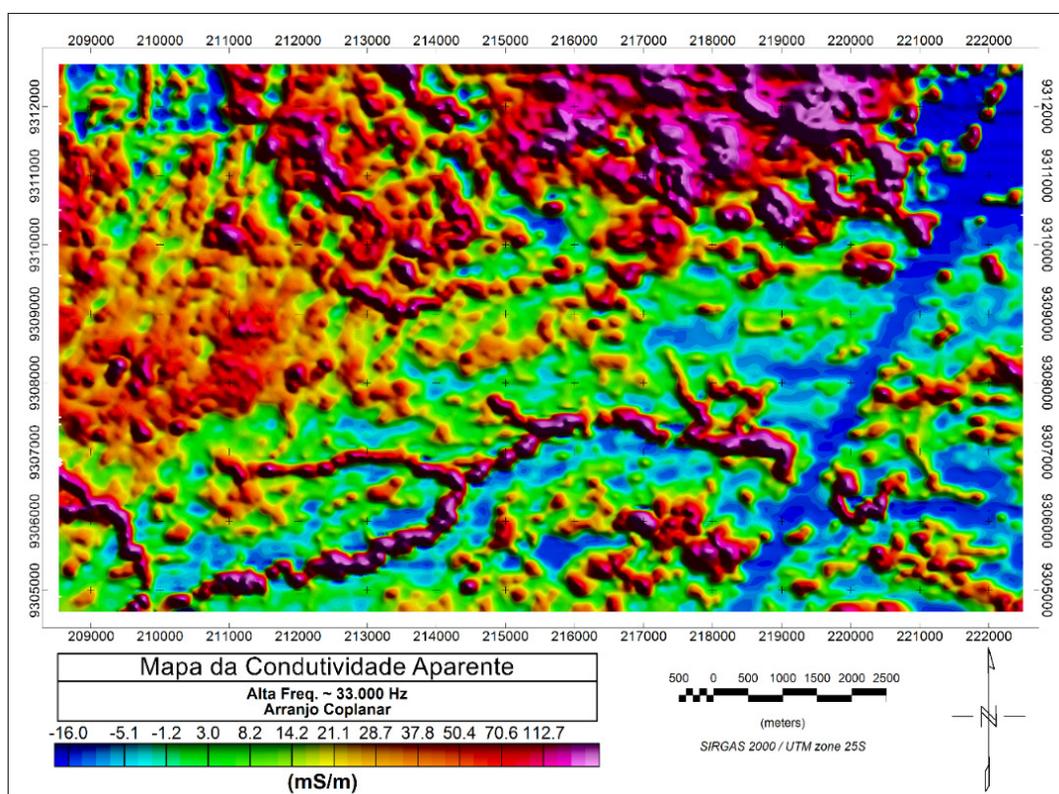


Figura 5.6: Campo Secundário - Alta Frequência

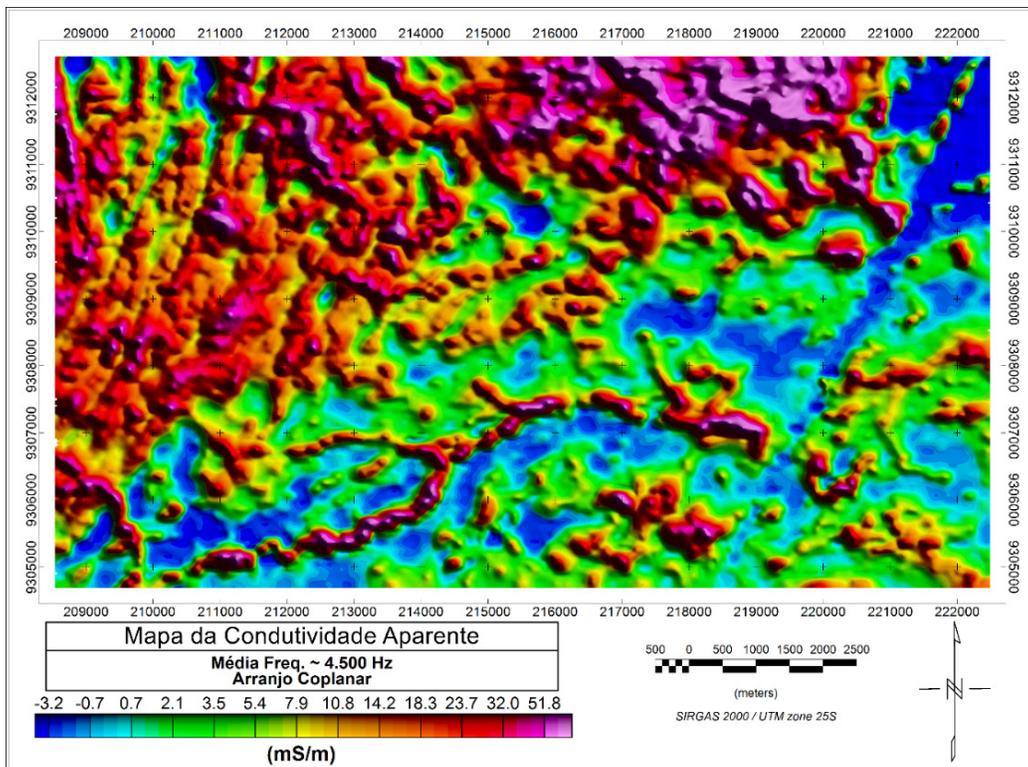


Figura 5.7: Campo Secundário - Média Frequência

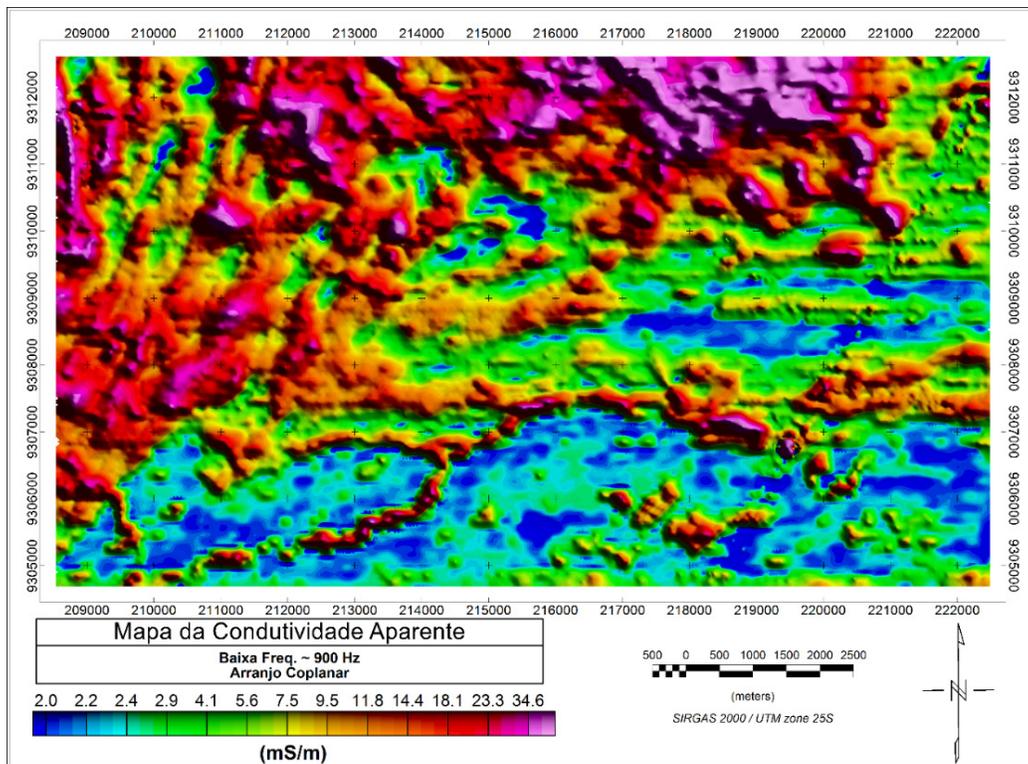


Figura 5.8: Campo Secundário - Baixa Frequência

5.3 COMPOSIÇÃO TERNÁRIA DA CONDUTIVIDADE

Foi realizada uma composição de imagem ternária CMY com as condutividades coplanares de frequência alta (Ciano), intermediária (Magenta) e baixa (Amarela) (Figura 5.9). A área em (ciano) representa corpos rasos, (magenta) corpos intermediários e (amarela) corpos profundos. As áreas escurecidas ou pretas demonstram os alvos condutivos que se apresentam desde baixa a altas profundidades simultaneamente. O lineamento SW-NE de baixa condutividade nos canais de raso a intermediário (alta e média frequência) está bastante ruidoso devido a presença da linha de alta tensão presente na área., havendo uma grande dificuldade na remoção através de filtragens e na interpretação da imagem.

No quadrante noroeste do mapa fica evidente os altos condutores sendo possível notar um limite com direção NE/SW dividindo a área em alta e baixa condutividade. A porção centro-norte a nordeste é forte a presença de condutores rasos a profundos e de grande extensão gerando uma sub-área dentro da área condutiva a NW, onde observa-se estruturas com direção NW/SE acompanhando a hidrogeologia e o contato litológico entre os depósitos colúvio eluviais e o Complexo Presidente Juscelino. A área sul mostra um lineamento com direção NE/SW a E-W, fino e extenso associado ao curso do riacho Açú-mirim.

Foi inserido à imagem (Figura 5.9) informações de hidrografia e estruturas geológicas mapeadas, com o intuito de se tornarem ferramentas complementares para interpretação e entendimento do ambiente hidrogeológico de Serrinha e dos lineamentos condutivos da área.

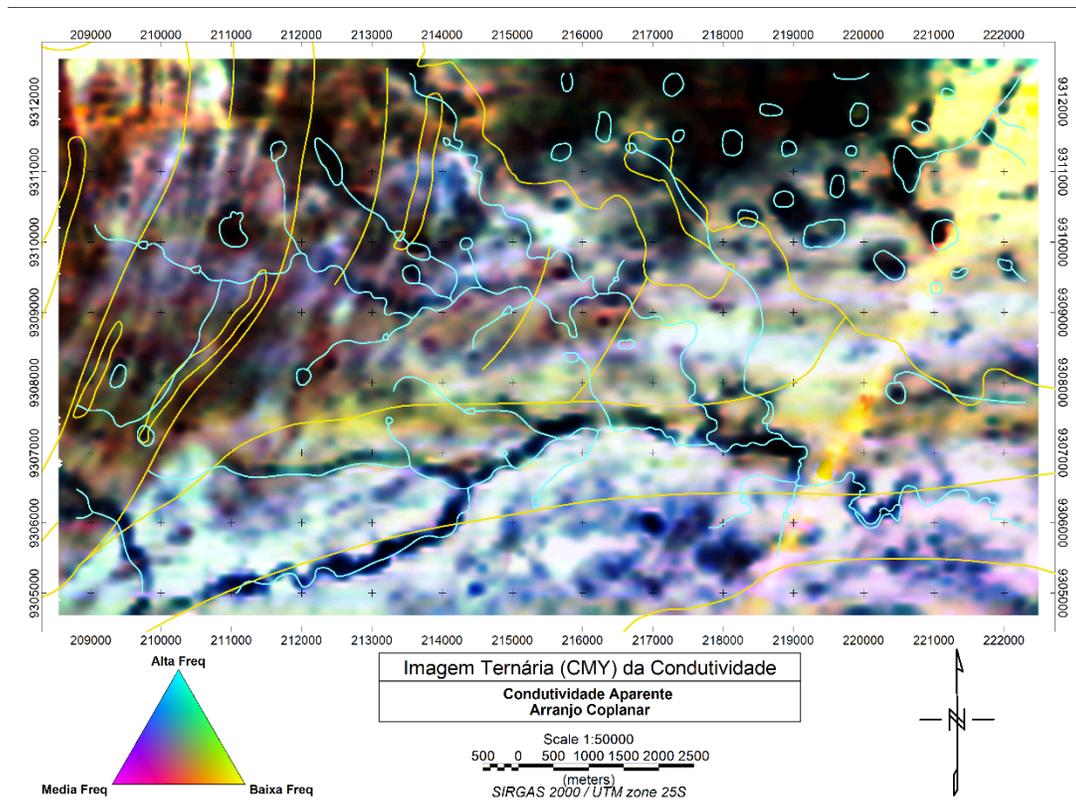


Figura 5.9: Imagem ternária (CMY) da condutividade com sobreposição das estruturas geológicas (traço – amarelo), da hidrografia (traço – azul).

Além disto, foi realizada a vetorização dos altos e baixos condutores por meio de rasterização da imagem CMY para destacar os condutores rasos a profundos isoladamente, e integrados dados estruturais e hidrológicos, e adicionado a posição dos poços tubulares perfurados na área e cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (CPRM-SIAGAS) ao mapa ternário da condutividade (Figura 5.10). Na região sul do mapa foi possível identificar correlação dos lineamentos condutivos finos e extensos NE/SW, E/W com a hidrografia da região mais especificamente ao riacho Açú-mirim, evidenciando a alta condutividade de níveis rasos a profundos associados a ambientes hidrogeológicos, por ser uma zona de alto precedente tectônico, as fraturas e foliações presentes são significativas ao serem associadas a hidrogeologia local. Além disto, uma parte do lineamento condutivo e do riacho Açú-mirim é cortada por uma estrutura geológica do tipo falha transcorrente, esta área está subparalela à direção de compressão máxima e portanto, é uma importante estrutura de recarga e acúmulo de água (Nascimento da Silva, 2001). Muito próximo a transcorrência existem dois poços perfurados (coordenadas: 9305500/212000).

A partir do nordeste da área descendo em direção a porção central sentido SW-NE do mapa podemos notar o limite central entre o alto e baixo condutivo (linha tracejada - vermelho), e linha de alta tensão (linha tracejada - preto) causando grande interferência e ruído no campo EM destacados na (Figura 5.10).

Muitos dos lineamentos condutivos acompanham contatos geológicos. Dentre eles o lineamento fino e extenso ao sul do mapa, acompanha o contato dos Complexos Presidente Juscelino/Brejinho e o Complexo Brejinho/Pedro Velho, região associada à formação de aluviões e regolito. Na porção norte (entre as longitudes 214000 e 221000) do mapa a área de condutividade alta e de grande extensão está associada principalmente aos depósitos colúvio e eluviais, rochas sedimentares com potencialidade de domínios hidrogeológicos intersticiais e na região noroeste os lineamentos acompanham o contato dos Complexos Presidente Juscelino/Serra Caiada.

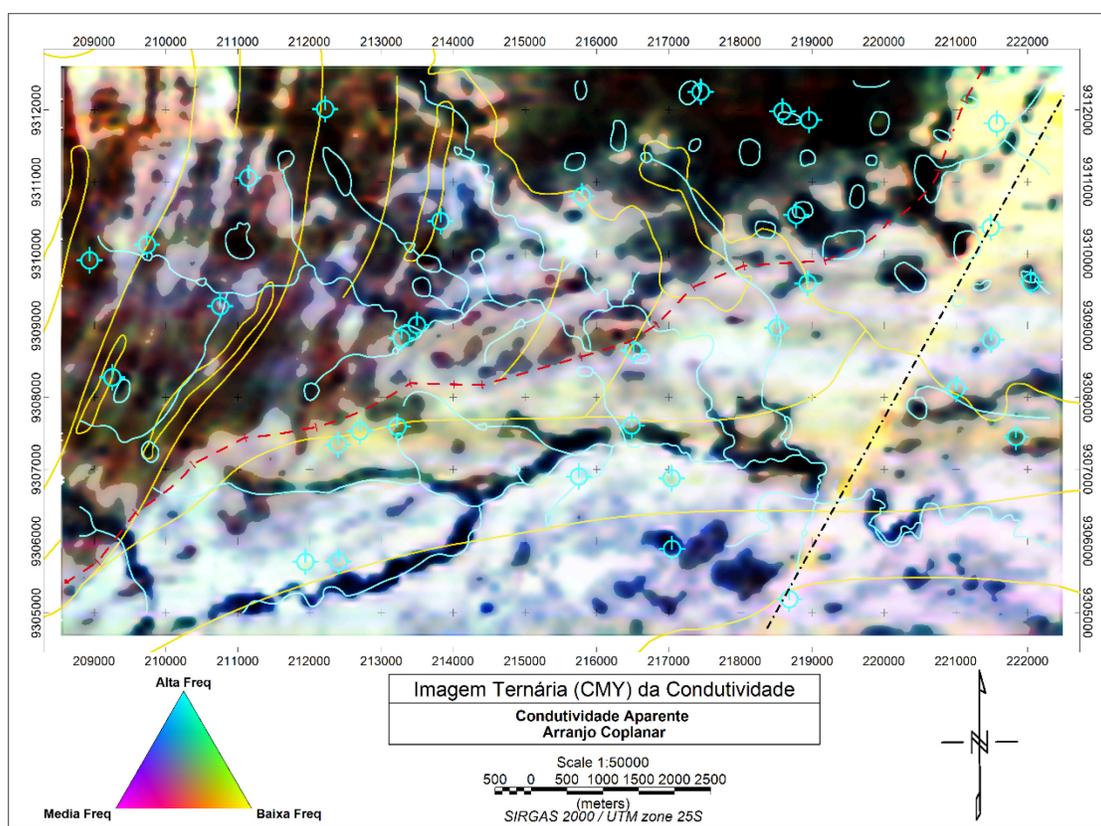


Figura 5.10: Imagem CMY dos alvos condutores isolados; hidrografia (traço – azul); estruturas geológicas (traço – amarelo); poços (círculo – ciano); limite entre alta e baixa condutividade (linha tracejada – vermelho) e Linha de alta tensão (linha tracejada – preto).

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 CONDUCTIVITY-DEPTH IMAGE (CDI)

As linhas do levantamento aerogeofísico têm direção W-E, e para realizar a CDI (*Conductivity Depth Image*) foram selecionadas 2 linhas de vôo (L30060 e L30216) representativas da região mais condutiva da área e sobrevoando região de poços com alta vazão e estudos de eletromagnetometria e eletroresistividade realizadas por Nascimento da Silva, 2004).

Juntamente as CDI's selecionadas, foram inseridos os perfis empilhados dos canais de alta (HI), média (ME) e baixa (LO) frequência do campo secundário, na geometria coplanar (CP) e coaxial (CX). Além disso informações de relevo (DEM), amplitude do sinal analítico do Campo Magnético (ASA), poços tubulares alocados em suas proximidades e soluções de Euler magnético índice estrutural 1 para identificação de estruturas subverticais em profundidade. Estas informações foram integradas à CDI para interpretação conjunta indicando estruturas magnéticas relativamente profundas associadas a altos condutivos em regiões rasas a profundas, caracterizando áreas de interesse hidrogeológico.

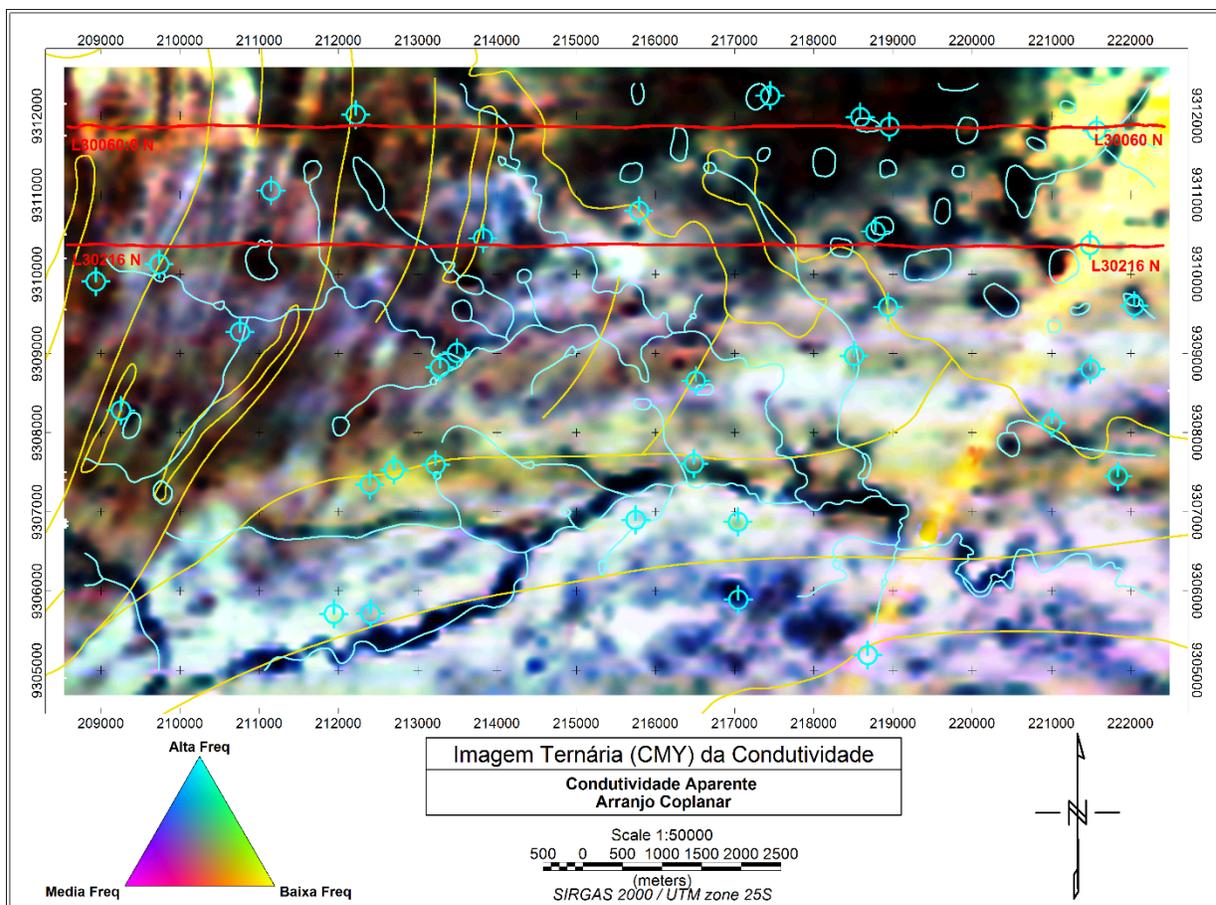


Figura 6.1 Imagem Ternária (CMY); estruturas geológicas (traço – amarelo); poços (círculo – ciano) e Linhas de Voo selecionadas para realização das CDI's (traço – vermelho).

A CDI L30060N (Figura 6.2) situada na porção norte da área do levantamento está inserida no contexto (sentido E-W, Figura 6.1) dos depósitos Colúvio-Eluviais que predomina o domínio hidrogeológico poroso e o Complexo Presidente Juscelino e Complexo Serra caiada (migmatitos e paragnaisse) caracterizado pelo domínio hidrogeológico fissural, o qual tem como característica as rochas do embasamento cristalino impermeável e fraturado. A CDI atinge uma profundidade próxima a 40 metros e no geral observa-se uma camada de alta condutividade mais rasa podendo estar associada à camada de sedimentos relacionado a paleoregolitos e paleoaluviões. É evidente uma média/alta condutividade, uma alta resposta magnética entre as coordenadas 209000E/210000E no contexto da formação Serra Caiada (Paragnaisse), uma alta condutividade e uma resposta magnética intermediária entre as coordenadas 211000E/213000E região de contato transicional entre as formações Serra Caiada e Presidente Juscelino, um poço tubular existe próximo ao contato litológico.

Observa-se entre as coordenadas 214000E/215000E uma alta resposta condutiva e magnética associadas a estruturas em profundidade, contato transicional e drenagem, podendo indicar uma possível estrutura do tipo *riacho-fenda*. Por fim, nas regiões entre as coordenadas 217000E/220000E inseridas nos depósitos colúvio-eluviais observa-se um alto condutivo e média/altas respostas magnéticas em profundidade, evidenciando a calha de sedimentos e estruturas subverticais não mapeadas geologicamente, região propícia ao acúmulo de água subterrânea.

A linha L30216 (Figura 6.3) também situada na porção norte da área do levantamento está inserida no contexto (sentido E-W; Figura 6.1) dos depósitos colúvio-eluviais, e que predomina o Domínio Hidrogeológico poroso e o Complexo Presidente Juscelino e Complexo Serra Caiada (migmatitos e paragnaisse) caracterizado pelo Domínio Hidrogeológico Fissural, o qual tem como característica as rochas do embasamento cristalino impermeável e fraturado. A CDI atinge uma profundidade próxima a 50 metros e no geral observa-se uma camada de alta condutividade mais rasa podendo estar associada à camada de sedimentos relacionados a paleoregolitos e paleoaluviões. É evidente uma alta condutividade e alta resposta magnética na coordenada 209000E no contexto da formação Serra Caiada (Paragnaisse); entre as coordenadas 210000E/212000E observa-se uma região de contato transicional entre as formações Serra Caiada (Gnaisses/Migmatitos) marcado por um alto condutivo e respostas magnéticas intermediárias, as soluções de Euler coincidem com a região de contato transicional. Entre as coordenadas 212000E/214000E é evidente uma região de média/alta condutividade e alta resposta magnética associadas a estruturas em profundidade, observa-se um intenso fraturamento paralelo ao trecho retilíneo da drenagem, principais características de estrutura tipo *riacho-fenda*. Entre as coordenadas 214800E/217000E é evidente uma região de baixo condutivo e média/alta resposta magnéticas sendo uma região não muito favorável ao acúmulo de água. Por fim as regiões entre as coordenadas 217000E/220000E inseridas nos depósitos colúvio-eluviais observa-se um alto condutivo e média/altas respostas magnéticas em profundidade, evidenciando estruturas subverticais não mapeadas geologicamente, é evidente na região 217000E/218000E um trecho retilíneo de drenagem fluindo sobre uma calha de aluviões, indicando uma possível estrutura do tipo *calha elúvio-aluvial*, região propícia ao acúmulo de água subterrânea.

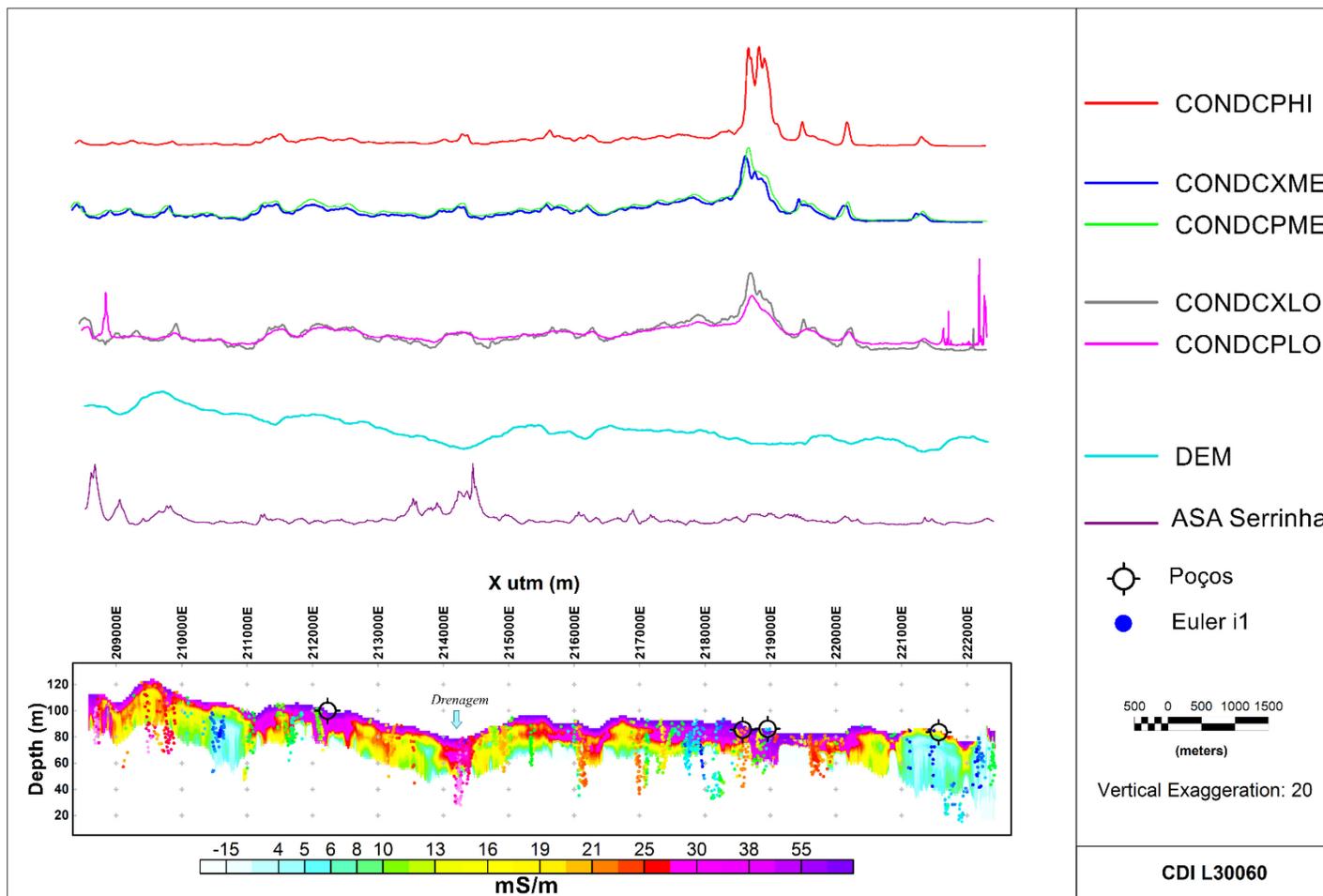


Figura 6.2: CDI L30060 (componente z), perfis empilhados da condutividade (coaxial - CONDCX e coplanar – CONDCP; para baixa (LO), média (ME) e alta (HI) frequências), Relevo (DEM), Amplitude do Sinal Analítico Magnético (ASA), Soluções de Euler magnético, onde os círculos (Euler) preenchidos de vermelho (cor quente) a azul (cor fria) indicam a amplitude do sinal analítico, ou seja, os altos a baixos magnéticos e Poços.

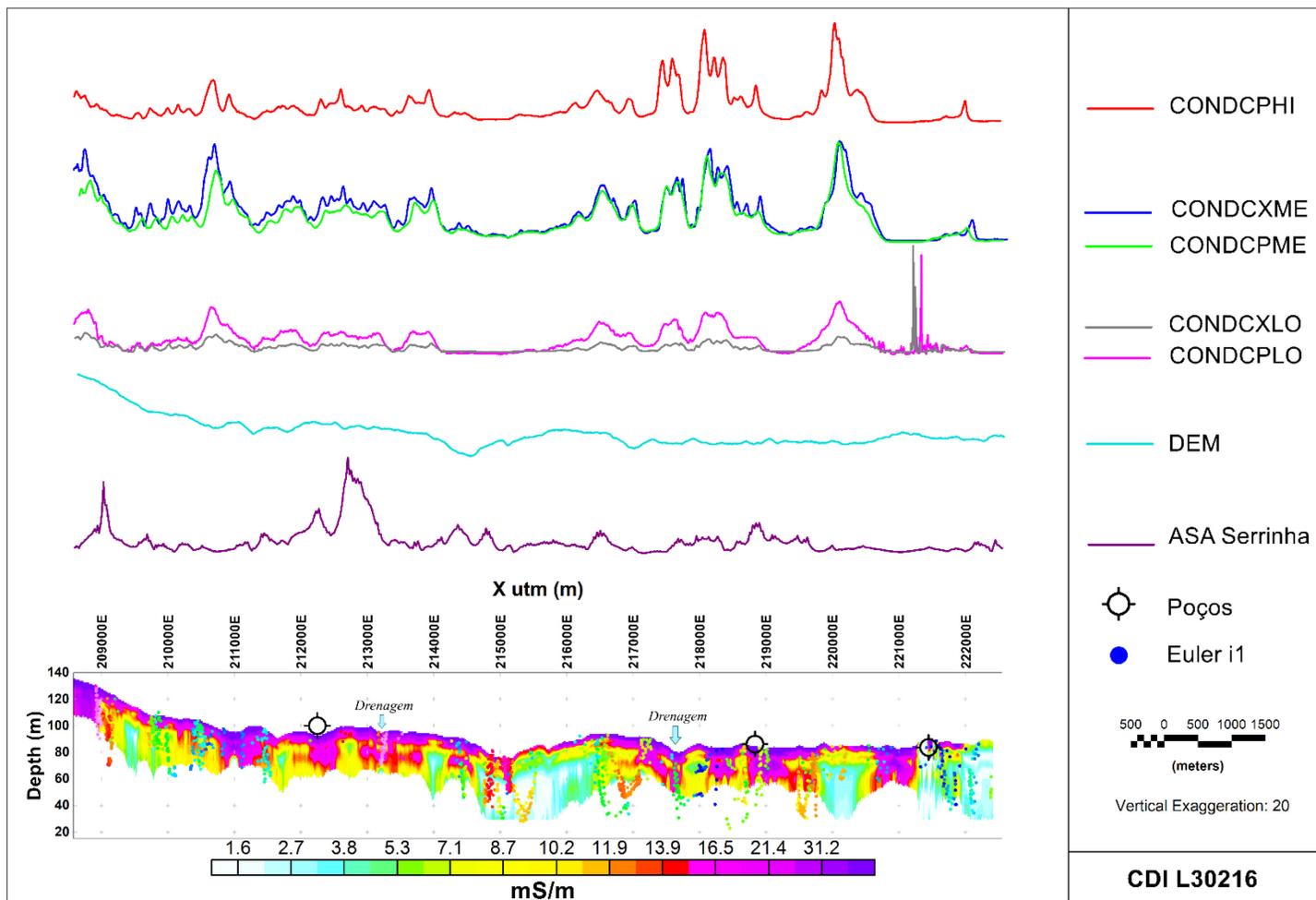


Figura 6.3: CDI L30216 (componente z), perfis empilhados da condutividade do Campo Secundário (coaxial - CONDCX e coplanar – CONDCP; para baixa (LO), média (ME) e alta (HI) frequências), Relevo (DEM), Amplitude do Sinal Analítico Magnético (ASA), Soluções de Euler magnético, onde os círculos (Euler) preenchidos de vermelho (cor quente) a azul (cor fria) indicam a amplitude do sinal analítico, ou seja, os altos a baixos magnéticos e Poços.

6.2 MODELAGEM MAGNÉTICA 2D

Para a construção do modelo, utilizou-se o programa GM-SYS Profile, dentro da plataforma Oasis Montaj. O modelo bidimensional adotado propõe variações geológicas em profundidade (componente Z) e na direção de aquisição da linha (componente X), não sofrendo mudanças na direção Y. Estas superfícies se estendem ao infinito nesta direção. A modelagem magnética direta envolve a criação de um modelo geológico hipotético, ajustando-o à anomalia magnética correspondente. O objetivo é construir um modelo geológico bidimensional, com base na intuição geofísica e geológica da área de estudo, utilizando-se de informações prévias acerca da região, de forma a obter um modelo, o mais próximo possível da realidade (Blakely, 1995). Deve-se comparar a anomalia calculada à observada, de acordo com o ajuste dos parâmetros do modelo, tal como a susceptibilidade magnética e profundidade das fontes, a fim de aproximar ao máximo a curva das duas anomalias, até que o ajuste final seja satisfatório.

A técnica consiste na confecção de um modelo 2D simples referente a CDI da linha L30216 (Figura 6.4) que acompanha perfil geológico realizado pela CPRM. Foram utilizados intervalos de susceptibilidade magnética estimados por (Clark, 1997). O valor do embasamento cristalino foi estimado em 10^{-2} SI assumindo uma composição essencialmente biotita-gnaïsse. Para as demais rochas subjacentes como o Complexo Presidente Juscelino e o Complexo Serra Caiada foi considerado da ordem de $10^{-3} - 10^{-4}$ SI de composição gnaïsse-migmatítico e depósitos colúvio-eluviais em 10^{-5} SI valor estritamente baixo, considerando que para essa cobertura sedimentar é quase inexistente a presença de minerais magnéticos.

Com relação as interfaces inseridas, o modelo dá ênfase a uma porção mais rasa da crosta, com uma profundidade de investigação que pode variar até 400 m, profundidade atingida no ajuste da curva magnética para o topo do embasamento cristalino. Com relação ao erro obtido (Figura 6.4, perfil em vermelho), pode ser explicado pela complexidade geológica e estrutural, além de fatores relacionado ao campo magnético que pode estar associado a estruturas mais profundas, fatores estes que não foram inferidos.

A ideia principal do modelo é correlacionar e integrar os dados geofísicos (magnéticos e eletromagnéticos), geológicos e poços tubulares perfurados ao longo da linha de voo selecionada, para compreender o comportamento condutivo e estrutural do perfil geológico/geofísico.

CDI_L30216
Generated with GM-SYS

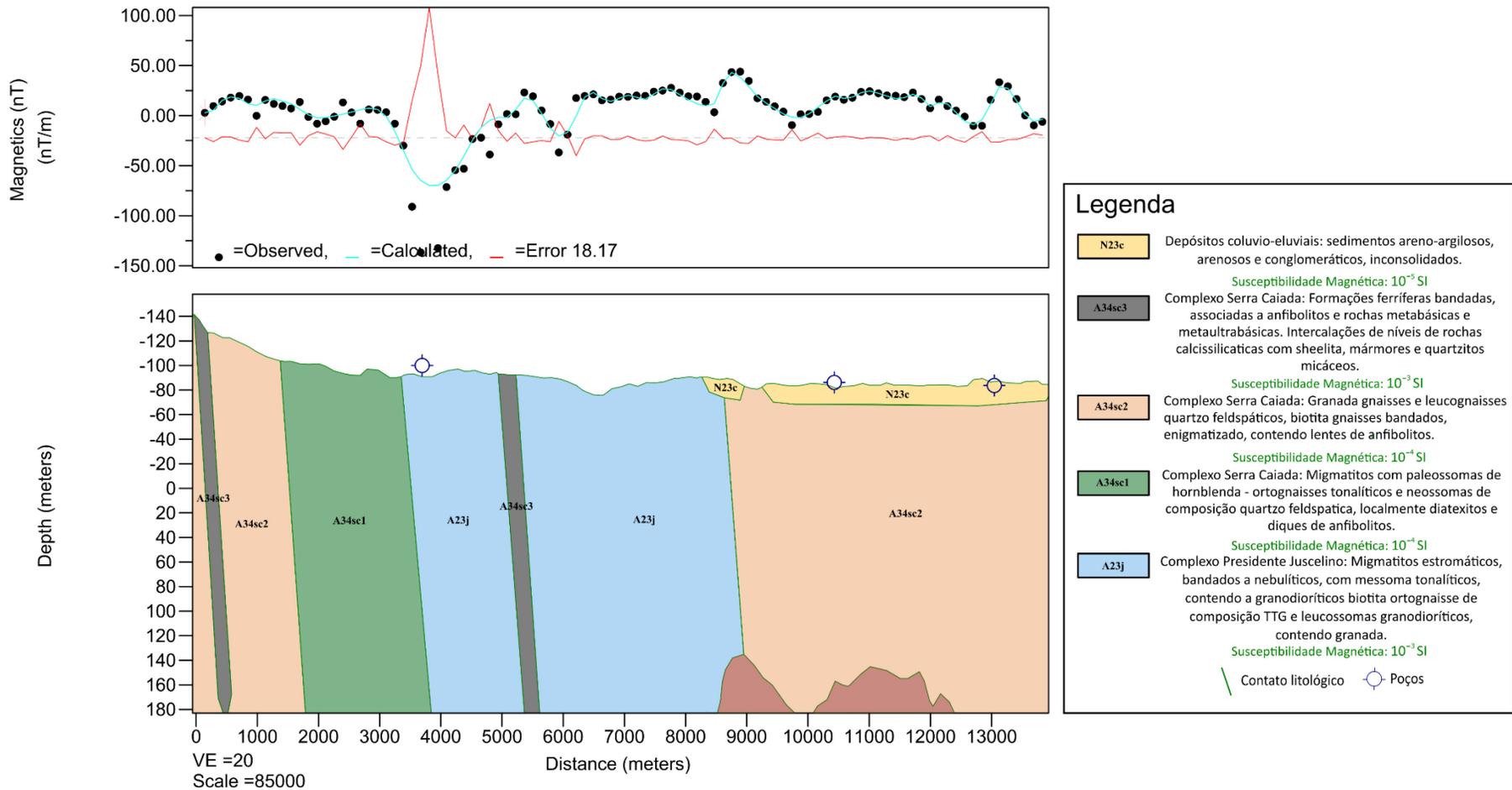


Figura 6.4: Modelo geofísico-geológico realizado ao longo da CDI - L302016.

7 CONCLUSÕES

A análise conjunta dos dados geofísicos aerotransportados e seus produtos gerados integrados à dados geológicos e hidrogeológicos foram de extrema importância para o desempenho do estudo e interpretação de discontinuidades e estruturas condutivas associadas a águas subterrâneas em aquíferos cristalinos. A empregabilidade de técnicas geofísicas aos dados aéreos magnéticos e eletromagnéticos contribuíram no avanço da pesquisa hidrogeológica da região, onde a detecção de zonas condutivas em terrenos cristalinos por meio da modelagem eletromagnética (composição ternária - CMY e CDI) pode ter relação direta com a presença de água salinizada e as assinaturas magnetométricas (CMA; AGHT; Asa e Deconvolução de Euler) foram triviais no mapeamento das discontinuidades e estruturas dúcteis (fraturas e contatos) em subsuperfície com alto potencial a infiltração e armazenamento de água.

Com o conhecimento da localização dos alvos e anomalias condutivas de interesse, os produtos obtidos corroboram para compreensão do aquífero e modelos de ocorrência de água subterrânea em terrenos cristalinos, como estruturas tipo riacho-fenda e calha elúvio-aluvionar, delineando a geometria da calha de sedimentos e a geometria de zonas fraturadas. A CDI pode ser utilizada como guia para futuros projetos e locações de novos poços tubulares na região, reduzindo as chances de perfuração de poços secos e aumentando a eficácia e efetividade em novas perfurações.

Para futuros trabalhos propõem-se a utilização do modelo obtido como modelo inicial e a realização da inversão dos dados magnetométricos e eletromagnetométricos para a área. Além disso, a obtenção das CDIs para todas as linhas de voo e um mapa de favorabilidade hidrogeofísica.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). A questão da água no Nordeste. Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação. Centro de Gestão e Estudos Estratégicos. Brasília, DF: CGEE/ANA, p.45-122, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M.; FUCK, R. A.; HASUI, Y. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.
- AVELINO DA SILVA, J. Estruturas de acumulação de água subterrânea em rochas cristalinas: estudo geofísico e geológico de casos no estado do Rio Grande do Norte. Dissertação de Mestrado, UFRN, 2000.
- AYDIN, A. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, n. 7, 2000.
- BLACK, J. H. Hydrogeology Of Fractured Rocks - A Question Of Uncertainty About Geometry. *Applied Hydrogeology*, v. 2, n. 3, 1994.
- BLAKELY, R. J. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. London: Cambridge University Press, 1995.
- BÖTTCHER, C. J. F.; VAN BELLE, O. C.; BORDEWIJK, P. Theory of Electric Polarization. *Journal of The Electrochemical Society*, v. 121, n. 6, 1974.
- BRITO NEVES, B. B. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000. 000. Tese de Doutorado, out. 1983.
- BRITO NEVES, B. B.; DA SILVA FILHO, A. F. The Pernambuco-Alagoas superterrane of the Borborema province: An essay for geotectonic regionalization. *Geologia USP - Serie Científica*, v. 19, n. 2, 2019.
- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: A review. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n. 3, 2014.
- CLARK. Magnetic susceptibility ranges for various rock types. In: *Geological Interpretation of Aeromagnetic Data*. Victoria: Australian Society Geophysicists, 1997.
- CLARK, D. A.; EMERSON, D. W. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, v. 22, n. 3, 1991.
- COLLINSON, D. W. *Methods in rock magnetism and palaeomagnetism: techniques and instrumentation*. Netherlands: Springer, 1983.

- CORDELL, L.; GRAUCH, V. I. S. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the san juan basin, New Mexico. SEG Annual Meeting, 1982.
- CORIOLANO, A. C. F. Reavaliação de critérios estruturais na hidrogeologia de terrenos cristalinos, com ênfase na neotectônica e sensoriamento remoto. Tese de Doutorado, 2002.
- COSTA, W. D. Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural: área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado, IG-USP, p. 1–225, 1986.
- COSTA, W. D.; SILVA, A. D. Hidrogeologia dos meios anisotrópicos. In: Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 2. ed. Fortaleza: CPRM, 1997.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. SIAGAS - Sistema de Informações de Águas Subterrâneas, 2011.
- DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R. ARCHEAN ACCRETION IN THE SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE MASSIF, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST BRAZIL. Revista Brasileira de Geociências, v. 28, n. 2, 1998.
- DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: Remnants of the oldest crust in South America. Precambrian Research, v. 130, n. 1–4, p. 1–25, 2004.
- DENTITH, M.; MUDGE, S. T. Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Victoria: Cambridge University Press, v. 50 p. 85-349, 2014.
- FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J.; DEMETRIO, J. G. A. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3. ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.
- FERREIRA, F. J. F.; DE SOUZA, J.; DE CASTRO, L. G. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. GEOPHYSICS, v. 78, n. 3, 2013.
- FINLAY, C. C. et al. International Geomagnetic Reference Field: The eleventh generation. Geophysical Journal International, v. 183, n. 3, 2010.
- FOUNTAIN, D. Airborne electromagnetic systems - 50 years of development. Exploration Geophysics, v. 29, n. 2, p. 1-11, 1998.
- FRASER, D. C. Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. Geophysics, v. 43, n. 1, 1978.
- GRANT, F. S. Aeromagnetics, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: An overview. Geoexploration, v. 23, n. 3, p. 303–333, 1 set. 1985.
- HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. Geociências, v. 29, n. 2, p. 141–147, 2010.

- HERBERT FRÖHLICH. Theory of Dielectrics. Reino Unido: Oxford Univ. Press, Inc., 1949.
- HINZE, W. J.; VON FRESE, R. R. B.; SAAD, A. H. Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. England: Cambridge University Press, p. 213-411, 2010.
- IOFFE A. F. Physics of Semiconductors. New York: Academic Press, 1960.
- ISLES, D. J.; RANKIN, L. R. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Victoria: Australian Society of Exploration Geophysicists, 2013.
- KEAREY, P.; BROOKS, M. An introduction to geophysical exploration. 3th Ed. ed. Victoria: John Wiley & Sons, 2002.
- KELLER, G. V. 2. Rock and Mineral Properties. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, 1988.
- LANGEL, R. A.; HINZE, W. J. The magnetic field of the Earth's lithosphere: the satellite perspective. England: Cambridge University Press, 1998.
- LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A; CPRM. RELATÓRIO FINAL DO LEVANTAMENTO E PROCESSAMENTO DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS E ELETROMAGNETOMÉTRICOS E SELEÇÃO DAS ANOMALIAS ELETROMAGNÉTICAS. p. 1–81, 2001.
- LEGAULT J. M. Airborne Electromagnetic Systems – State of the Art and Future Directions. Cseg Recorder, 2015.
- LILLEY, F. E. M. Geomagnetic field fluctuations over Australia in relation to magnetic surveys. Exploration Geophysics, v. 13, n. 3, 1982.
- LIMA, M. G. Mapeamento geológico-estrutural na região de Serrinha (RN), para apoio à interpretação de dados aerogeofísicos na pesquisa hidrogeológica. Relatório de Graduação, UFRN/CCET/DG, p. 1–81, 2002.
- LIRA SANTOS, L. C. M.; CAXITO, F. Accretionary models for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province: Advances and open questions. Brazilian Journal of Geology, v. 51, n. 2, 2021.
- MAXWELL J. C. A Treatise on Electricity and Magnetism. Nature, v. 1, n. 182, p. 288–337, jun. 2010.
- MCFARLANE, M. J. Groundwater movement and water chemistry associated with weathering profiles of the African surface in parts of Malawi. Geological Society Special Publications, 1992.
- NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, v. 37, n. 3, 1972.

NABIGHIAN, M. N. ADDITIONAL COMMENTS ON THE ANALYTIC SIGNAL OF TWO-DIMENSIONAL MAGNETIC BODIES WITH POLYGONAL CROSS-SECTION. *GEOPHYSICS*, v. 39, n. 1, 1974.

NABIGHIAN, M. N. et al. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, v. 70, n. 6, 2005.

NASCIMENTO DA SILVA C. C.; CORIOLANO A. C.; JARDIM DE SÁ E. J. Integração de dados estruturais, de sensores remotos e de geofísica na prospecção hidrogeológica em terrenos cristalinos: estudo de casos no Estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. *Águas Subterrâneas*, 2001.

NASCIMENTO DA SILVA C. S. Caracterização Geológica-Geofísica Do Meio Aquífero Fissural: Uma Contribuição Aos Modelos De Fluxo e Armazenamento de Água Subterrânea. Tese de Doutorado, jun. 2004.

OLOFSSON, B. Flow Of Groundwater From Soil To Crystalline Rock. *Applied Hydrogeology*, v. 2, n. 3, 1994.

REID, A. B. et al. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *GEOPHYSICS*, v. 55, n. 1, 1990.

REID, A. B.; EBBING, J.; WEBB, S. J. Avoidable Euler Errors - the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, v. 62, n. 5, 2014.

REYNOLDS, J. M. An introduction to applied and environmental geophysics. 1st. ed. New Jersey: Wiley-Blackwell, p. 83-123, 1997.

REYNOLDS J. M. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics . 2nd. ed. New Jersey: Wiley-BlackWell, p. 431-441, 2011.

ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *GEOPHYSICS*, v. 57, n. 1, 1992.

ROIG, H. L.; DANTAS, E. L. Folha SB.25-Y-A-I São José do Campestre: carta geológica - escala 1:100.000. CPRM, 2013.

SCHÖN, J. Physical Properties of Rocks: A Workbook. Illustrated ed. Amesterdã: Elsevier, 2011.

SIQUEIRA, L. Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste, 1963.

SMITH, R. S. Airborne electromagnetic methods: Applications to minerals, water and hydrocarbon exploration. 2010. CSEG 2010 Distinguished Lecture Tour, 2010.

STEENSMA, G. ; K. R. Short course: ap-plications of geophysics in groundwater studies. Geological Survey of Canada, 2000.

SWIFT, C. M. 1. Fundamentals of the Electromagnetic Method. In: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. 1. ed. Tulsa: SEG - Society of Exploration Geophysicists, 1988.

TARLING D. H.; F. HROUDA. The magnetic anisotropy of rocks. Geological Journal, v. 30, n. 1, p. 1-61, 1995.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. Telford - Applied Geophysics Book England Cambridge University Press, p. 62-134, 1990.

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; DA SILVA FILHO, A. F. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African fold belt. Geological Society Special Publication, v. 294, 2008.

VON HIPPEL A. R.; MORGAN S. O. Dielectric Materials and Applications. Journal of The Electrochemical Society, 1955.

WARD, S. H.; HOHMANN, G. W. 4. Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. In: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Tulsa: SEG - Society Exploration Geophysicist, 1988.

ZHANG, C. et al. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. GEOPHYSICS, v. 65, n. 2, 2000.