



Hellen Rosa Barboza

# **Análise Termomagnética da Bacia Hidrológica do Rio Muriaé, Nordeste do Estado do Rio de Janeiro**

Niterói, RJ - Brasil

14 de janeiro de 2021

Hellen Rosa Barboza

## **Análise Termomagnética da Bacia Hidrológica do Rio Muriaé, Nordeste do Estado do Rio de Janeiro**

Projeto Final de Graduação em Geofísica  
apresentado à Universidade Federal Flumi-  
nense como exigência parcial para obtenção  
do título de Bacharel em Geofísica

Universidade Federal Fluminense - UFF

Orientador: Fábio Pinto Vieira

Coorientador: Suze Nei Pereira Guimarães

Niterói, RJ - Brasil

14 de janeiro de 2021

Hellen Rosa Barboza

## **Análise Termomagnética da Bacia Hidrológica do Rio Muriaé, Nordeste do Estado do Rio de Janeiro**

Projeto Final de Graduação em Geofísica  
apresentado à Universidade Federal Fluminense  
como exigência parcial para obtenção  
do título de Bacharel em Geofísica

Aprovado em 14/12/2020 pelo seguintes avaliadores:

---

**Fábio Pinto Vieira**

Orientador - COGEO/ON - MCTIC

---

**Suze Nei Pereira Guimarães**

Co-orientador - COGEO/ON - MCTIC

---

**Rodrigo Bijani**

Convidado - GGO/UFF

---

**Cosme Ferreira da Ponte Neto**

Convidado - COGEO/ON - MCTIC

Niterói, RJ - Brasil  
14 de janeiro de 2021

# Agradecimentos

Inicialmente agradeço à minha família, que mesmo de longe, com o coração apertado de saudade, sempre esteve do meu lado me apoiando nas minhas decisões. Sem vocês eu nunca teria conseguido sair de Nova Friburgo e enfrentar uma nova cidade sozinha para alcançar meu sonho de fazer uma faculdade. Obrigada também por sempre estarem comigo em todos os momentos, me reerguendo quando eu achava que tudo estava perdido e que eu não iria mais conseguir levantar. Vocês são a minha base e sempre vão estar no meu coração em qualquer lugar que a vida me levar. Obrigada por sempre confiarem em mim e por me deixarem andar com as minhas próprias pernas para conquistar meus objetivos, mesmo quando eu escolhi a direção errada vocês sempre estiveram dispostos a me ajudar a retornar para o meu propósito. Amo vocês infinitamente.

Aos meus amigos de 2015.1, que desde o primeiro dia já se mostraram que seriam a minha família em Niterói. A cada dia nós nos uníamos mais e mostrávamos para todos que a cumplicidade é a maior força que você pode ter dentro da faculdade. Nós sempre estivemos ali um pelo outro independente de tudo e o mais importante, nunca querendo passar ninguém para trás. Na realidade, sempre com o pensamento de que ninguém fica para trás. Vocês me mostraram que existe sim amizade sincera num ambiente competitivo e que é possível sim se divertir, curtir a faculdade e também se dedicar aos estudos e se formar no prazo.

Em especial, agradeço à minha panela, pessoas completamente diferentes, com realidades completamente diferentes mas que se uniram numa amizade linda que vai durar para sempre. Natacha Oliveira, Thaísa Melo, Rômulo Rodrigues e Peruano (não consigo te chamar de Edson), obrigada por aguentarem meus choros e dramas, por não me deixarem desistir, por me darem esporro quando era preciso e acima de tudo, por nunca desistirem de mim quando até eu já tinha desistido. Vocês são meu tudo. Obrigada por todas as maratonas de estudo, onde o Peruano tirava horas da vida dele para fazer com que todos passássemos (porque aqui ninguém fica para trás nunca) e pelas cervejas depois para relaxar porque aqui ninguém é de ferro também. Juntando Maria Luiza Paiva, que de pequena só tem o tamanho, porque tenho um dos maiores corações que eu já conheci na vida e Luiz Gustavo Valle, melhor produtor de figurinhas, que já quis matar a gente muitas vezes pelas nossas bagunças mas acabou vencido pelo cansaço e se tornou parte essencial da nossa panelinha também temos os meus amores sobreviventes de 15.1. Eu morro de saudade todos os dias da minha vida das nossas bagunças.

E quando ninguém esperava (porque é assim que as melhores coisas acontecem), chegaram mais uns doidos para agregar nesse grupo maravilhoso que eu tenho orgulho de

chamar de família. No último trabalho de campo (o que ninguém queria ir), a vida virou de cabeça para baixo e me deu mais um presente. Os calouros que sempre estiveram ali mas nunca tiveram a oportunidade de estar perto. Thiago Rebeque, que eu achava que odiava a gente desde sempre se mostrou uma pessoa incrível e cativante. Paulo Bastos, nosso dançarino, sempre alegrando qualquer um a sua volta. Rodrigo Motta, uma pessoa extremamente maravilhosa, que está sempre disposto a ajudar os amigos independente da situação. Bernardo Peluso, eu não sei descrever em palavras o quanto eu te amo, obrigada por cada vídeo chamada e por me ensinar tanta coisa, a gente se conhece de outra vida e vamos continuar juntos por todas as outras que vierem. Todos vocês chegaram para nunca mais irem embora, obrigada por tudo.

Aos meus orientadores Prof. Dr. Fabio Vieira e Dra. Suze Guimarães que me acolheram no Observatório Nacional por 3 anos de trabalho, sempre querendo o meu bem e que eu desse o melhor de mim. EU cresci e aprendi demais com vocês e vou sempre leva-los no meu coração por onde eu for. Vocês foram parte essencial da profissional que eu me tornei e eu sou extremamente grata por tudo. Obrigada também ao Prof. Dr. Rodrigo Bijani por me auxiliar na reta final, sempre com boa vontade para fazer com que o meu trabalho fosse o melhor possível. Sou muito grata de poder te ter na minha equipe.

Agradeço ao Observatório Nacional e à CPRM por ter cedido os dados utilizados neste trabalho.

Por fim, agradeço à UFF e por todos que passaram na minha vida durante estes 6 anos incríveis que vivi, vou sentir muita saudade de tudo.

## Resumo

As bacias hidrológicas podem ser consideradas como fontes de dados relevantes para informações sobre a evolução da crosta terrestre uma vez que as formas de relevo, que definem os canais hidrográficos, são oriundas das interações entre os processos tectônicos, pedogênicos, intempéricos e termais da região de interesse.

O campo termal da região de estudo foi avaliado utilizando oito (8) poços com dados geotérmicos do BD-LabGeot/ON e vinte e dois (22) do sistema SIAGAS/CPRM. Estruturas em subsuperfície foram identificadas utilizando dados aeromagnéticos, onde foram aplicadas técnicas geofísicas interpretativas de derivada vertical e amplitude do sinal analítico ao campo magnético anômalo. Para verificação das profundidades das fontes anômalas de interesse (lineamentos) foi utilizada a deconvolução de Euler e para a determinação da superfície de Curie, a análise espectral. Com isso, a partir da integração dos dados magnéticos e térmicos, a caracterização termoestrutural da bacia foi realizada.

Os dados interpretados permitiram identificar feições tectônicas regionais com arraste na direção NE-SW, onde lineamentos magnéticos identificados mostram uma correlação espacial com estruturas topográficas acentuadas.

O trabalho desenvolvido neste projeto procurou entender a evolução termoestrutural da bacia de Muriaé, utilizando dados geotérmicos e magnetométricos atrelados ao estudo geomorfológico da região.

As diferenças nas profundidades dos corpos magnéticos encontrados em conjunto ao fluxo de calor, evidenciam duas zonas termoestruturais distintas: a primeira, marcada pela depressão interplanáltica Pomba-Muriaé, apresentando valores de fluxo de calor dentro da média (aproximadamente  $60mW/m^2$ ) e fontes magnéticas variando entre 3 e 8 km de profundidade. Já a segunda zona, local de integração com a borda da bacia sedimentar de Campos, possui fluxo de calor anômalo ( $80mW/m^2$  em média) e fontes magnéticas mais rasas, variando entre 4 e 5 km de profundidade.

Palavras-chave: Bacia hidrológica, Bacia Muriaé, geotermia, magnetometria, zona termoestrutural, superfície de Curie.

# Abstract

River basins are considered a relevant source of Geology and Geophysics information about the evolution of the earth's crust. Landforms, which define hydrographic channels, come from interactions between tectonic processes, pedogenic, weather and thermal springs in the region of interest. This work investigates the thermo-structural evolution of the Muriaé Hydrologic basin. To achieve this purpose, geothermal and magnetometric data are linked to the geomorphological study of the region.

The geothermal field of the study area was evaluated using eight wells data from BD-LabGeot / ON and twenty-two from the SIAGAS / CPRM system. The main deep subsurface structures were investigated by means of aeromagnetic data. Enhancing techniques, such as vertical derivative, analytical signal amplitude were applied to the anomalous magnetic field. Euler deconvolution method was particularly considered for determining depths of the geologic lineaments observed in the magnetic data acquired in the region. Additionally, the spectral analysis of the magnetic data was also used to delineate the magnetic basement. With this multi geophysical data approach, we define a complementary strategy for a more compelling thermo-structural characterization of the Muriaé river basin.

The interpreted data present regional tectonic features in the NE-SW direction, where identified magnetic lineaments show a spatial correlation with high topographic structures. The differences in the depth of magnetic sources are similar to the geothermal sources, as shown by the heat flow. Two distinct thermo-structural zones can be defined: the first one is represented by the interplanaltic depression Pomba-Muriaé, with magnetic sources ranging from three down to 8 km depth. The second area, on the other hand, is strongly integrated with the edge of Campos sedimentary basin and the magnetic sources are a bit shallow, ranging from four down to five km depth.

**Keywords**— Muriaé Hydrological basin, Magnetics, Geothermie, thermo-structural zones

# Sumário

	<b>Sumário</b> . . . . .	<b>7</b>
	<b>Lista de ilustrações</b> . . . . .	<b>9</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>11</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS</b> . . . . .	<b>14</b>
<b>3</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> . . . . .	<b>15</b>
<b>3.1</b>	<b>Geologia e Geomorfologia Simplificadas do Estado do Rio de Janeiro</b>	<b>15</b>
<b>3.2</b>	<b>Geologia e Geomorfologia Simplificadas da Bacia Hidrográfica do Rio Muriaé</b> . . . . .	<b>17</b>
<b>4</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> . . . . .	<b>21</b>
<b>4.1</b>	<b>Geotermia</b> . . . . .	<b>21</b>
4.1.1	Medidas Geotérmicas . . . . .	21
4.1.1.1	Método Direto . . . . .	21
4.1.1.2	Método Indireto . . . . .	23
4.1.2	O Gradiente Geotérmico . . . . .	23
4.1.3	A Condutividade Térmica . . . . .	25
4.1.4	O Fluxo de Calor . . . . .	27
<b>4.2</b>	<b>Campo Magnético da Terra</b> . . . . .	<b>28</b>
4.2.1	Método Magnético . . . . .	29
4.2.2	Método de Prospecção Magnética e a Aeromagnetometria . . . . .	30
4.2.3	Medidas Aeromagnéticas . . . . .	32
4.2.4	Processamento dos Dados Aeromagnéticos . . . . .	32
4.2.5	Técnicas para a Interpretação dos Dados Magnéticos . . . . .	33
4.2.5.1	Derivada Vertical . . . . .	34
4.2.5.2	Amplitude do Sinal Analítico (ASA) . . . . .	34
4.2.5.3	Deconvolução de Euler . . . . .	35
4.2.5.4	Análise Espectral . . . . .	36
<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b> . . . . .	<b>38</b>
<b>5.1</b>	<b>Dados Geotérmicos</b> . . . . .	<b>38</b>
<b>5.2</b>	<b>Distribuição Regional do Gradiente Geotérmico</b> . . . . .	<b>41</b>
<b>5.3</b>	<b>Distribuição Regional da Condutividade Térmica</b> . . . . .	<b>45</b>

<b>5.4</b>	<b>Distribuição Regional do Fluxo de Calor</b> . . . . .	<b>46</b>
<b>5.5</b>	<b>Magnetometria</b> . . . . .	<b>48</b>
5.5.1	Processamento dos dados magnéticos . . . . .	50
<b>5.6</b>	<b>Campo Magnético Anômalo da Área de Estudo</b> . . . . .	<b>51</b>
<b>5.7</b>	<b>Arcabouço Magnético-Estrutural</b> . . . . .	<b>52</b>
<b>5.8</b>	<b>Profundidade das Estruturas Magnéticas em Subsuperfície</b> . . . . .	<b>54</b>
<b>5.9</b>	<b>Discussões</b> . . . . .	<b>59</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSÃO</b> . . . . .	<b>62</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b> . . . . .	<b>63</b>

# Lista de ilustrações

Figura 1 – Geologia simplificada do estado do Rio de Janeiro. Modificado de CPRM (2001). . . . .	16
Figura 2 – Geologia simplificada da região fluminense da bacia hidrográfica do rio Muriaé. Modificado de CPRM (2001). . . . .	18
Figura 3 – Mapa Domínios Morfoestruturais do Estado do Rio de Janeiro com ênfase no Nordeste do Estado, onde se localiza a Bacia de Muriaé. (Modificado de <a href="#">Silva (2002)</a> ) . . . . .	19
Figura 4 – Desenho esquemático e uma sonda térmica. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional. . . . .	22
Figura 5 – Arranjo em campo para medições de temperatura em poços. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional	22
Figura 6 – Transferência de dados de campo da sonda para o computador portátil. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional. . . . .	23
Figura 7 – Exemplo de aplicação do método CBT para dados do poço Laje de Muriaé. A linha em vermelho conecta a temperatura média anual em superfície com a temperatura medida no fundo do poço. Os pontos em azul indicam as temperaturas medidas de 2 em 2 metros. . . . .	25
Figura 8 – Perfil Litológico do poço 3100004420. . . . .	27
Figura 9 – Exemplos de basalto (a esquerda) e magnetita cristalizada sobre uma rocha matriz (a direita). Fonte: Wikipédia. . . . .	29
Figura 10 – Exemplo de um avião utilizado no aerolevantamento com sistema de aquisição magnética acoplado na cauda. (Fonte: Arquivo pessoal.) . . .	31
Figura 11 – Exemplo de espectro magnético. . . . .	37
Figura 12 – Mapa topografico da bacia de Muriaé. Os triângulos pretos representam os poços disponibilizados pelo SIAGAS. Os pontos vermelhos representam os poços perfilados pelo ON. . . . .	40
Figura 13 – Mapa de isoterma referente à profundidade de 50m. Os triângulos indicam a localização espacial dos poços do SIAGAS que possuem $Z = 50$ . . . . .	42
Figura 14 – Mapa do gradiente geotermal da bacia hidrográfica do rio Muriaé (parte fluminense). Os triângulos indicam os poços do SIAGAS. . . . .	45
Figura 15 – Mapa do Fluxo de Calor da Bacia do Rio Muriaé. . . . .	48
Figura 16 – Localização Geográfica dos dois aerolevantamentos utilizados no presente trabalho. . . . .	49
Figura 17 – Fluxograma do processamento de dados aeromagnéticos. . . . .	50

- Figura 18 – Mapa do campo magnético anômalo da bacia do rio Muriaé. Linhas pontilhadas representam as principais estruturas morfoestruturais do local, segundo [Silva \(2002\)](#). . . . . 51
- Figura 19 – Mapa da derivada vertical do campo magnético residual da bacia hidrográfica do rio Muriaé. Os lineamentos magnéticos observados a partir desta técnica geofísica estão realçados na cor vermelha neste mapa. Principais estruturas morfoestruturais ([SILVA, 2002](#)) estão destacados com linhas pontilhadas na cor amarela. . . . . 53
- Figura 20 – Mapa da amplitude do sinal analítico do Campo Magnético Anômalo da bacia de Muriaé. . . . . 54
- Figura 21 – Parâmetros utilizados na Deconvolução de Euler (Programa Oasis Montaj – Seequent). . . . . 55
- Figura 22 – Profundidades das fontes magnéticas obtidas pelas soluções de Euler aplicadas ao grid de campo magnético anômalo filtrado (passa-alta). . . 56
- Figura 23 – Janelas de investigação utilizadas neste trabalho com seus respectivos espectros ao lado. . . . . 57
- Figura 24 – Profundidades para o topo (ztop) e base (zbase), ambos em metros, para as janelas selecionadas na região de estudo, baseado no método centroide de análise espectral. Mapa colorido ao fundo representa o campo magnético anômalo enquanto as isolinhas representam as profundidades de Curie em km. . . . . 58
- Figura 25 – Profundidade de Curie obtida por análise espectral do campo magnético anômalo. Isolinhas estão dispostas em quilômetros. . . . . 59
- Figura 26 – Modelo termoestrutural da bacia hidrológica do rio Muriaé. Mapa mostra o resultado da derivada vertical para realçar a diferença nos lineamentos. . . . . 60

# 1 Introdução

Informações geofísicas unidas à um estudo geológico amplo buscam mitigar ambiguidades e minimizar erros na interpretação geológica de uma região de interesse. Com o efeito, é possível obter um bom entendimento de diferentes partes da crosta terrestre.

Muitos são os métodos geofísicos voltados à geofísica aplicada. Cada um deles destaca um aspecto específico da subsuperfície. A sismologia e o método magnetotelúrico se apresentam como específicos em escala regional, com o objetivo de estudar grandes estruturas em grandes profundidades (VOZOFF, 1991) (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009). Para estudos em uma escala regional menor, os métodos potenciais são importantes no realce de algumas estruturas, como falhas, dobras, embasamento cristalino, além dos limites entre bacias sedimentares, contribuindo ativamente na interpretação Geológica/Geofísica (BLAKELY, 1995) (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009) (KELLOG, 1953). Em escalas quase-regionais e locais, os métodos sísmicos são importantes para delinear os contornos de estruturas em subsuperfície, como domos salinos, falhas, diápiros e dobras, com ótima resolução espacial (MALEHMIR *et al.*, 2012) (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009) (KREBES, 2019). Já os métodos elétricos são valiosos no estudo de estruturas consideradas rasas, além de serem fundamentais na geotecnia e na determinação de água subterrânea (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009) (BRAGA, 2016).

Além dos métodos mencionados anteriormente, vale o destaque para a geotermia. Este método geofísico de escala local, consiste no conjunto das ciências e técnicas que estudam e exploram o calor terrestre. Na superfície da Terra, a principal contribuição para a energia geotérmica é procedente da radiação solar (CERRONE; HAMZA, 2003) enquanto, nas camadas mais profundas, é oriunda de diversas fontes em subsuperfície como zonas de vulcanismo, bordas de placas tectônicas e/ou locais que, por alguma heterogeneidade na crosta (BENFENATTI, 2017). O estudo do regime térmico do interior da Terra é de grande importância para seu conhecimento estrutural, uma vez que o tectonismo e formações geológicas estão ligados ao histórico termal das rochas.

Para estudos da geotermia rasa, os efeitos termais das camadas do solo e subsolo afetados pelo fluxo de radiação solar incidente na superfície podem possibilitar estudos de variação climática dos últimos anos. Um exemplo é o trabalho realizado por Oliveira *et al.* (2006), que utilizou dados de geotermia rasa atrelados à meteorológicos para detectar e indicar as principais causas de mudanças climáticas no microclima da cidade de Manaus (AM). Já a análise de perfis térmicos mais profundos pode estar atrelada à estudos ligados à avaliações de potencial exploratório de energia geotermal, como o trabalho que Descovi e Vieira (2019) realizaram no estado do Tocantins a partir de perfis térmicos

perfilados no local. Além disso, históricos termais de formação das rochas também podem ser montados à partir de perfis térmicos, como estudado por [Hamza e Verma \(1969\)](#) que correlacionaram as idades das rochas do embasamento dos EUA, Canadá, Austrália e Índia com o comportamento do fluxo de calor nestes locais.

Um método geofísico complementar à geotermia é o método magnético, por meio da magnetometria. Pode-se dizer que é uma técnica geofísica baseada no contraste de susceptibilidade magnética das rochas crustais advindas de diversos tipos de materiais com o propósito de estudar as variações de tais propriedades em diferentes tipos de rochas ([KEAREY; BROOKS; HILL, 2009](#)). Existem alguns tipos de metodologias aplicadas na aquisição de dados magnéticos como os levantamentos por satélite, terrestre, aéreo e marítimo ([KEAREY; BROOKS; HILL, 2009](#)). Exemplos de utilização deste método são a medição da magnitude e da orientação do campo magnético da Terra e a caracterização de estruturas geológicas em subsuperfície, como fez [Guimaraes e Hamza \(2009\)](#), utilizando dados aeromagnéticos.

Ao longo dos anos, estudos de cunho geológico, hidrológico e ambiental sobre a bacia hidrológica do rio Muriaé foram realizados. [Prado et al. \(2005\)](#) estudou o meio físico desta bacia, agregando informações como clima, geologia, recursos hídricos, pedologia, geomorfologia e uso da terra com o objetivo de apoiar agricultores de base familiar na transição de uma agricultura não conservacionista para uma sustentável. [Amorim, Reis e Ferreira \(2017\)](#) mapearam os geossistemas e os sistemas antrópicos como subsídio ao estudo de áreas com risco de inundações no baixo curso da bacia do rio Muriaé. Com isso, tornou-se possível identificar elementos naturais e sociais que evidenciavam o risco de inundação e alagamentos, bem como suas amplitudes e intensidades. [Salviano \(2019\)](#) realizou uma modelagem hidrológica da bacia a fim de promover previsões dos níveis do rio para evitar prejuízos advindos de possíveis inundações.

Após revisar os trabalhos já realizados na região foi notada uma carência latente de estudos geofísicos no local, o que foi um motivador natural para a realização deste trabalho. Tendo como base o trabalho realizado por [Guimaraes e Hamza \(2013\)](#), que caracterizaram termomagneticamente as províncias geotectônicas de São Francisco e Tocantins utilizando dados geotérmicos atrelados à magnéticos, um paralelo foi feito com a bacia do rio Muriaé. O objetivo principal foi mapear feições estruturais e tectônicas para caracterizar a subsuperfície da área e, desta forma, enriquecer os conhecimentos sobre o local.

Este trabalho iniciou-se com a avaliação de trinta (30) poços, sendo vinte e dois (22) disponibilizados pelo sistema SIAGAS/CPRM e oito (8) perfilados pelo Observatório Nacional. Os dados de temperatura fornecidos para cada um dos poços atrelados aos seus respectivos valores de condutividade térmica possibilitaram o mapeamento do fluxo de calor da região. Em conjunto, uma avaliação dos dados aeromagnéticos disponibilizados

pela CPRM foi realizada para que, a partir dos dados do campo magnético anômalo, técnicas geofísicas interpretativas pudessem ser aplicadas. A derivada vertical e amplitude do sinal analítico foram utilizadas para a identificação de estruturas em subsuperfície enquanto a deconvolução de Euler foi utilizada para a verificação da profundidade das fontes magnéticas de interesse. Por fim, para a determinação da profundidade de Curie, foi realizada a análise espectral do campo magnético anômalo.

## 2 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho foram os estudos dos campos geotermal e magnético da bacia hidrográfica do rio Muriaé, uma das micro-bacias da região Norte-Noordeste (N-NE) do estado do Rio de Janeiro, e sua associação ao contexto tectono-estrutural local por meio de uma análise termomagnética. Para alcançar este objetivo foram usados dados geotérmicos e aeromagnéticos associados a estudos geológicos, em escalas regionais e locais. Dentre as principais atividades desenvolvidas destacam-se:

- Reavaliação de dados geotérmicos regionais para determinação do comportamento térmico da área selecionada;
- Determinação do fluxo geotérmico com base nos dados do gradiente térmico corrigido e da condutividade térmica representativa do local;
- Mapeamento do gradiente geotérmico e do fluxo de calor identificando zonas de anomalias geotérmicas;
- Análise do campo magnético anômalo da região através de dados aeromagnetométricos;
- Aplicação de técnicas geofísicas para interpretação do contexto magnético estrutural associado à geomorfologia local;
- Elaboração de mapas geotermiais e magnetométricos em escalas apropriadas;
- Análise conjunta do contexto geotermal e magnetométrico da região associadas a tectônica local;
- Elaboração de um modelo termomagnético da bacia de Muriaé.

# 3 Contexto Geológico e Caracterização da Área de Estudo

## 3.1 Geologia e Geomorfologia Simplificadas do Estado do Rio de Janeiro

A ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, se destaca como o mais importante evento tectônico que definiu a paisagem cenozóica brasileira. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira das regiões sul e sudeste do Brasil onde foi mais intenso e gerou um amplo arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de rifteamentos geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformais, Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e intenso magmatismo básico e alcalino (RICCOMINI, 1989). Este contexto, foi estabelecido predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos Pré-Cambrianos, de direção Nordeste (NE), alcalino (SADOWSKI; CAMPANHA, 2004) que se ramificam por mais de 2.000km (dois mil quilômetros) de extensão entre os estados da região sul até o sudeste, reativados como falhas no Cretáceo e no Cenozóico. Assim, a compartimentação do relevo bem como a dinâmica fluvial encontram-se controladas preferencialmente por tais estruturas.

O estado do Rio de Janeiro está inserido no contexto geológico da Província Estrutural da Mantiqueira, cuja idade varia do final do Neoproterozóico ao início do Paleozóico, com orientação predominantemente Norte-Nordeste à Sul Sudoeste (NNE–SSW) ao longo da costa Atlântica (ALMEIDA, 1976). Esta província guarda o registro de uma longa e complexa evolução do Neoproterozoico na América do Sul (900 - 520 Ma.) preservando também remanescentes de unidades paleotectônicas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, sendo parte constituinte do arcabouço pré-cambriano do sudeste brasileiro desenvolvido em resposta ao “Ciclo Brasileiro” (ALMEIDA, 1967).

O entendimento da evolução nos faz remeter a eventos ocorridos em diferentes idades e que estão diretamente relacionados à origem e evolução das Serras do Mar e da Mantiqueira, o chamado Planalto Atlântico. Essa tectônica ocasionou o rifteamento continental do bordo sudeste brasileiro, mais ativa entre o Cretáceo e o Terciário Inferior, mas com reflexos em uma neotectônica recente, registrados até o Quaternário (DANTAS et al., 2001).

Entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior, ocorreu um evento de magmatismo alcalino, também associado à abertura do Atlântico. Esse evento acarretou na geração de

maciços intrusivos com estruturas dômicas, os quais ocorrem ao longo do estado do Rio de Janeiro (ALMEIDA, 1991).

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, os posteriores intervalos de relativa calma tectônica foram fundamentais para que as forças erosivas esculpisse a paisagem. Geralmente, a alternância entre eventos tectônicos e fases de Quiescências, desde o Mesozóico, resultou no que hoje compõe a paisagem da porção costeira do sul e sudeste do Brasil. Os testemunhos mais contundentes destas longas fases erosivas são as superfícies de aplainamento ou erosivas que truncam o embasamento rochoso e os sedimentos que preenchem as bacias sedimentares continentais e plataformais (DUARTE et al., 2012).

Pelo menos duas superfícies de erosão podem ser observadas no estado em escala regional. A primeira, representada por importantes zonas planálticas, está associada à Superfície Cimeira (AB'SÁBER, 1972), de idade eocênica a paleocênica. A segunda, representada pelas depressões interplanálticas e pelas superfícies aplainadas junto às baixadas, estariam associadas à Superfície Interplanáltica (AB'SÁBER, 1972), de idade pleistocênica inferior a pliocênica.

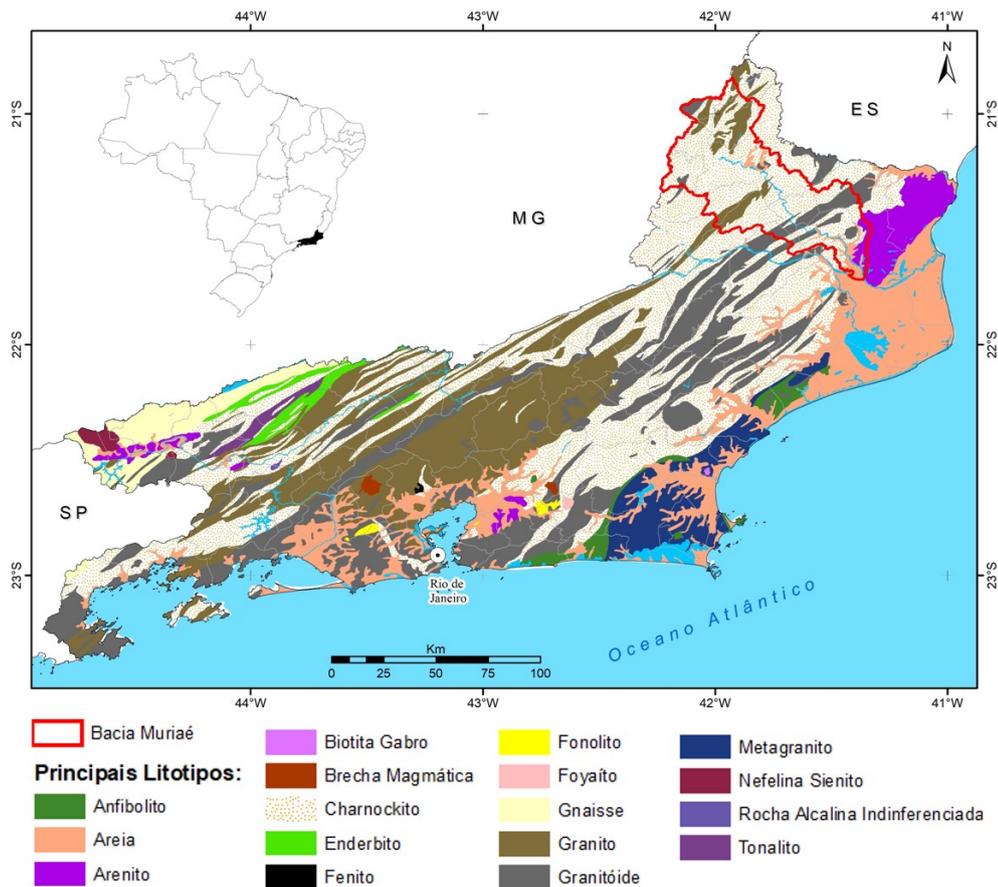


Figura 1 – Geologia simplificada do estado do Rio de Janeiro. Modificado de CPRM (2001).

## 3.2 Geologia e Geomorfologia Simplificadas da Bacia Hidrográfica do Rio Muriaé

A bacia em estudo está inserida na região Nordeste do estado do Rio de Janeiro, compreendendo parte do Cinturão Orogênico do Atlântico. Essa unidade morfoestrutural compreende um conjunto diversificado de rochas metamórficas e ígneas de idade pré-cambriana e paleozóica. Tais rochas, incluídas na Faixa de Dobramentos Ribeira, foram submetidas a diferentes ciclos orogênicos, culminando, no final do Proterozóico, com o Evento Brasileiro (HEILBRON, 1995). Após um longo período de estabilidade tectônica no Paleozóico e início do Mesozóico, esses terrenos sofreram uma tectônica extensional associada à reativação Wealdeniana a partir do Jurássico (ALMEIDA, 1967). Como mostrado anteriormente, a tectônica desta região é marcada principalmente por uma série de falhamentos normais e maciços costeiros que sustentaram algumas zonas planálticas e depressões interplanálticas. Frequentemente, essas áreas deprimidas apresentam uma série de alinhamentos serranos que se comportam como degraus escalonados por condicionantes litológicos e estruturais (NETTO, 1997), para uma seção do médio vale do rio Paraíba do Sul.

As unidades geológicas que marcam a região de estudo são predominantemente a Araçuaí e Paraíba do Sul, conforme podemos observar na figura 2. Na região sudeste da bacia em análise há a presença de unidades quaternárias formadas por coberturas detriticas indiferenciadas e a unidade Barreiras. Este conjunto de rochas, com resistências diferenciadas aos processos erosivos e de denudação deram origem a formas de relevo na área em estudo: as escarpas serranas, os morros e as colinas (DANTAS et al., 2001). Seu contexto geomorfológico é de uma zona interplanáltica, onde o tectonismo local apresenta falhamentos e fraturas de direção NE-SW na porção centro-sul da bacia e direção NNE-SSW na porção centro-norte. As rochas desta bacia são predominantemente ortoderivadas na parte norte e paraderivadas a sul da bacia (BRENNER; FERRARI; PENHA, 1980). Rochas ortoderivadas são formadas a partir do metamorfismo sobre rochas ígneas, neste caso, ortognaisses. Rochas paraderivadas são formadas a partir do metamorfismo das rochas sedimentares, podendo ser também chamadas de metassedimentares, neste caso, paragnaisses.

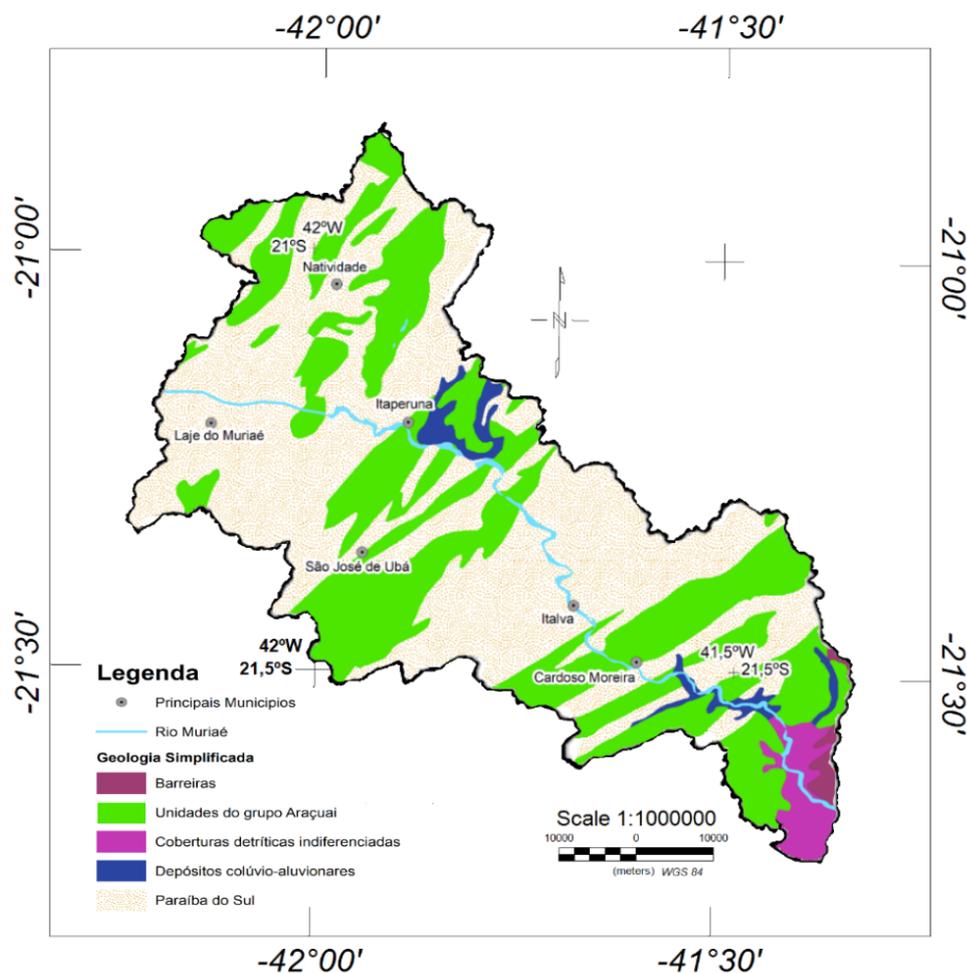


Figura 2 – Geologia simplificada da região fluminense da bacia hidrográfica do rio Muriaé. Modificado de CPRM (2001).

Segundo REIS e MANSUR (1995), a bacia do rio Muriaé está dentro da faixa geológica Norte-Nordeste, onde há predominância de gnaisses charnockíticos, que possuem estrutura maciça, às vezes bandada e com cristais de granada. Também se nota a presença de falhas de empurrão de direção Nordeste-Sudoeste (NE-SW) e vergência para Noroeste (NW), além de falhas com componente direcional. Na região de vale da bacia, o padrão espacial da sedimentação e encaixamento do leito do rio, juntamente com o padrão de quebra e alinhamento do relevo, que são associadas à falhas, sugerem tratar-se de um sistema de grábens quaternários de formas romboédricas, controlados pelas falhas de direções Nordeste (NE) e Noroeste (NW) (TOMAZ et al., 2004).

Silva (2002) reconheceu distintos compartimentos geomorfológicos através da articulação entre os aspectos geomorfológicos e geológicos. Estes compartimentos foram delimitados pelos dados de orientação e contiguidade espacial, levando à identificação dos grandes conjuntos de formas de relevo que estão associados às principais estruturas geológicas regionais denominadas de Domínios Morfoestruturais. Sendo assim, foram

definidos dois grandes domínios: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural Depressões Tectônicas Cenozóicas. A região em estudo, neste contexto morfoestrutural, abrange, na região Norte, a região de Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé, na porção central, a região de Colinas e Morros do Leste e, por fim, na região Sudeste, os Terraços e Planícies Fluviais e/ou Fluvio-Marinhas.

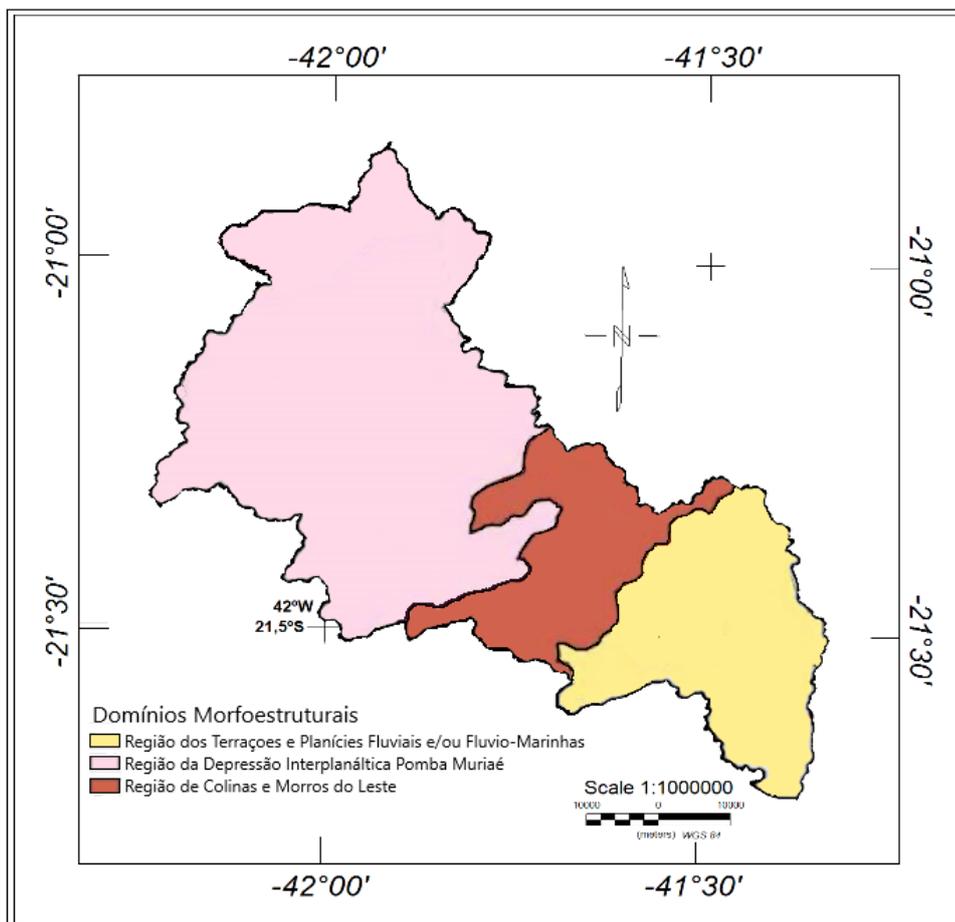


Figura 3 – Mapa Domínios Morfoestruturais do Estado do Rio de Janeiro com ênfase no Nordeste do Estado, onde se localiza a Bacia de Muriaé. (Modificado de [Silva \(2002\)](#))

A porção da bacia recoberta pela região denominada Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé é geograficamente uma grande porção da bacia em análise que engloba uma área de relevo deprimido e apresenta um relevo escalonado, com cotas altimétricas que oscilam entre aproximadamente 100m (cem metros) e 700m (setecentos metros), à medida que se aproxima da Serra da Mantiqueira, a Norte. Possui arcabouço tectônico marcado pelos grandes lineamentos de extensão regional com direção Leste-Nordeste (ENE) até Norte-Nordeste (NNE), correspondendo a extensas e espessas faixas de rochas cataclásticas que refletem zonas de cisalhamento intenso de rejeito direcional dextral ([BRENNER; FERRARI; PENHA, 1980](#)).

Na região central da bacia, encontra-se a faixa denominada por Região de Colinas

e Morros do Leste, que possui orientação geral concordante com os lineamentos regionais Nordeste-Sudoeste (NE-SW) e secundariamente com orientações Noroeste-Sudoeste (NW-SE), Norte-Sul (N-S) e Leste-Oeste (E-W). Litologicamente, encontram-se, nesta área, rochas da suíte charnockítica, granulitos, migmatitos, quartzitos, mármore, rochas calciossilicatadas, anfibolitos, gnaisses e pegmatitos (BRENNER; FERRARI; PENHA, 1980).

A parte sudeste da bacia é caracterizada pela região de Terraços e Planícies Fluviais e/ou Fluvio-Marinhas, feições que se encontram distribuídas descontinuamente ao longo do litoral e das principais bacias de drenagem do Estado, separadas pelos maciços costeiros, morros, colinas e/ou tabuleiros. Apresentam uma série de ambientes diversificados e complexos afetados por oscilações eustáticas e climáticas e pelo controle de tectonismo regional, refletindo esses condicionamentos na distribuição espacial de sua morfologia.

# 4 Fundamentação Teórica

## 4.1 Geotermia

A geotermia se caracteriza pelo conjunto de estudos geofísicos relacionados ao estado térmico da subsuperfície terrestre. Os conhecimentos do regime térmico atual das principais camadas da Terra e dos vários processos de transferência de calor que operam em seu interior são fundamentais para o estudo da dinâmica atual e da evolução do nosso planeta. As propriedades físicas e mecânicas de rochas e sedimentos são, de forma geral, dependentes tanto das condições térmicas que as originaram quanto das temperaturas atuais, advindas do clima e da subsuperfície.

### 4.1.1 Medidas Geotérmicas

Medidas geotérmicas representam o primeiro passo para a determinação de temperaturas das camadas crustais e são levadas em consideração nos modelos térmicos das camadas interiores. Os dados geotérmicos têm como finalidade apresentar, de forma sintetizada, as informações termodinâmicas fundamentais para avaliações de gradiente geotérmico e fluxo de calor no interior da Terra. Esses dados incluem informações sobre as temperaturas da superfície e do interior da Terra além de estimativas de condutividade térmica das rochas. As informações sobre as temperaturas em subsuperfície constituem o acervo básico no estudo do comportamento térmico da região. De uma forma geral, existem dois métodos para determinar temperaturas em profundidade: medidas diretas e estimativas indiretas. (SWANBERG; MORGAN, 1980), (BULLARD, 1939), (BOLDIZAR, 1958), (HAENEL; MONGELLI, 1988).

#### 4.1.1.1 Método Direto

O método direto consiste nas medidas de temperatura através da perfilagem térmica, ou seja, registradores de dados em profundidade que permitem tempos de resposta na ordem de segundos (DESCOVI; VIEIRA, 2019). O registro das temperaturas são efetuadas com o uso de sensores do tipo “*termistor*”, a leitura destes dados é armazenada numa sonda térmica e em seguida, em conjunto com uma unidade de comunicação (*data logger*), os dados são extraídos utilizando um *software* apropriado para configurar e baixar os registradores.

Os principais componentes do equipamento de perfilagem térmica incluem a sonda térmica (Figura 4) contendo o sensor que realiza as medições de temperatura e trabalha juntamente com o *software Temperature Data Logger*, que é o sistema de aquisição digital.

Para as operações em campo também são necessários um carretel para o enrolamento do cabo de aço e um tripé de sustentação (Figura 5). Com os dados obtidos e salvos em um drive de um computador portátil (Figura 6), eles são importados para o *software Win Temp* onde é realizado o comando e a configuração das informações para perfilagem.

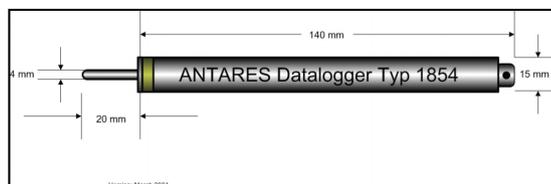


Figura 4 – Desenho esquemático e uma sonda térmica. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional.



Figura 5 – Arranjo em campo para medições de temperatura em poços. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional



Figura 6 – Transferência de dados de campo da sonda para o computador portátil. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional.

#### 4.1.1.2 Método Indireto

O método indireto é utilizado para obter informações sobre as temperaturas em profundidades quando não é possível realizar perfilagem térmica. O conhecimento do teor do elemento dissolvido nos fluidos emergentes permite a determinação da temperatura do reservatório geotermal em subsuperfície. Um exemplo de método indireto é a geotermometria que se baseia na concentração de solutos dissolvidos em fluidos subterrâneos (FOURNIER; TRUESDELL, 1973), (FOURNIER; POTTER, 1982), (ALEXANDRINO; HAMZA, 2018).

#### 4.1.2 O Gradiente Geotérmico

O gradiente geotérmico ( $\Gamma$ ), em uma perfilagem térmica, pode ser definido como a taxa de variação da temperatura por unidade de profundidade no interior da Terra ou pela razão em que a temperatura varia à medida que a profundidade aumenta.

$$\Gamma = \frac{T_z + T_0}{Z}, \quad (4.1)$$

em que  $T_z$  representa a temperatura no fundo do poço,  $T_0$  a temperatura média anual na superfície e  $Z$  a profundidade do poço.

É possível determinar o gradiente geotérmico por meio de diferentes métodos, sendo os mais comumente utilizados em poços perfilados descritos a seguir: O método convencional ou *Incremental Temperature Logger* (ITL) ocorre de modo que o gradiente geotérmico é determinado pelo ajuste linear das medidas de temperaturas em intervalos de profundidades discretos, nos quais os efeitos de perturbação do regime térmico são desprezíveis. O método designado como temperatura estável do fundo de poço ou *Conventional Bottom-Hole Temperature* (CBT) é utilizado para casos em que os fluxos de fluidos no interior do poço perturbam o regime térmico condutivo, impossibilitando desta forma a determinação de gradiente térmico pelo método convencional (ITL). (HAMZA; MUÑOZ, 1996).

Na região de estudo foi adotado apenas o método CBT devido as perturbações térmicas que os poços perfilados apresentaram. O princípio deste método é baseado na suposição de que as perturbações térmicas geradas pelos movimentos de fluidos tornam-se praticamente nulas na parte inferior do poço (HAMZA; MUÑOZ, 1996). Consequentemente, as medidas de temperaturas estáveis no fundo do poço podem ser utilizadas na determinação do gradiente geotérmico, por meio da temperatura média anual em superfície. Neste caso, a relação entre a temperatura do fundo do poço ( $T_{CBT}$ ) e a temperatura média anual na superfície ( $T_0$ ), que resulta no gradiente geotérmico daquele ambiente é determinada pela seguinte equação:

$$\Gamma = \frac{T_{CBT} - T_0}{Z_{CBT} - Z_0}, \quad (4.2)$$

em que o primeiro termo do lado direito representa o gradiente térmico ( $\Gamma$ ) e  $Z_{CBT}$  é a profundidade do poço em análise.

No presente caso, os valores de  $T_0$  foram obtidos a partir de dados das estações meteorológicas das Normas Climatológicas de cada região disponibilizados no site do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A figura 7 exemplifica a aplicação do método CBT. Nela, a linha em vermelho conecta a temperatura média anual em superfície com a temperatura medida no fundo do poço e indica o comportamento das temperaturas caso não houvessem perturbações de qualquer tipo. Já os pontos em azul indicam as temperaturas medidas de 2 em 2 metros. Os pontos azuis mais próximos à superfície apresentam comportamento diferente dos demais pois no regime térmico em subsuperfície existe tipicamente uma zona rasa onde predominam os efeitos de oscilações térmicas de curto período (como as variações diárias e sazonais). Com isso, as diferenças entre as temperaturas medidas (pontos em cor azul) e a linha vermelha indicam as perturbações na temperatura.

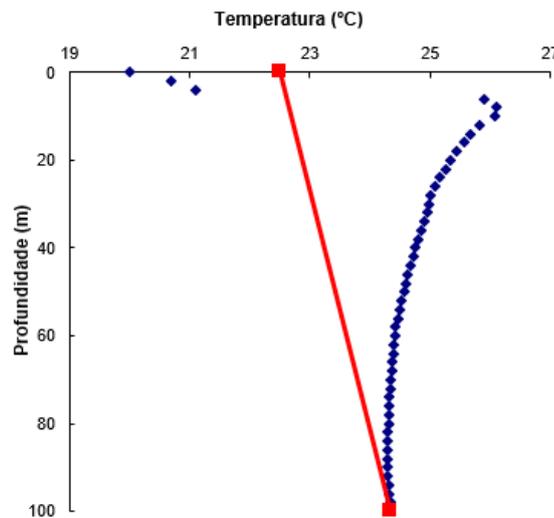


Figura 7 – Exemplo de aplicação do método CBT para dados do poço Laje de Muriaé. A linha em vermelho conecta a temperatura média anual em superfície com a temperatura medida no fundo do poço. Os pontos em azul indicam as temperaturas medidas de 2 em 2 metros.

### 4.1.3 A Condutividade Térmica

A condutividade térmica ( $\lambda$ ) é a propriedade que quantifica a habilidade dos materiais de conduzir calor e está associada ao tipo de rocha. Na ausência de amostras litológicas para medidas experimentais de condutividade térmica, foram utilizados valores inferidos de  $\lambda$  a partir de perfis litológicos com o objetivo de determinar o valor médio ( $\lambda_m$ ) para região de interesse. Esta metodologia de aproximação é conhecida como estimativa indireta, cujo cálculo se baseia em determinar o valor da condutividade térmica à partir da média ponderada de cada  $\lambda$  dos tipos litológicos da região. A utilização desta equação faz com que a espessura de cada litologia ao longo do poço estudado seja levado em consideração, conferindo maior confiabilidade às estimativas de condutividade térmica.

$$\lambda_m = \frac{\sum_{i=1}^n (Z_i * \lambda_i)}{\sum_{i=1}^n Z_i}, \quad (4.3)$$

em que  $\lambda_m$  é a média ponderada da condutividade térmica no poço,  $n$  corresponde à quantidade de litologias diferentes presentes em cada poço,  $Z$  a espessura de cada uma delas e  $\lambda_i$  é o  $i$ -ésimo valor da condutividade em profundidade.

Um compilado de valores de condutividade térmica média para os principais tipos litológicos da região do Estado do Rio de Janeiro são descritos por [Gomes e Hamza \(2003\)](#) e apresentados na tabela 1. Segundo os autores, os valores de condutividade térmica foram determinados a partir dos métodos Fonte Linear de Calor (FLC) ([JAEGER; CARSLAW, 1959](#)) e Fonte Planar de Calor (FPC) ([MONGELLI, 1968](#)).

Tabela 1 – Condutividades Térmicas médias de alguns tipos litológicos segundo Gomes e Hamza (2003).

Grupo	Tipo Litológico	$\lambda_m(W/mK)$
Rochas Sedimentares	Areia Media Grossa	2,8
	Areia Média Argilosa	2,2
	Arenito Médio	2,7
	Não Classificadas	2,7
	Sedimento Fluvial	2,7
Metamórfica de Baixo Grau	Siltito	2,7
	Anfibolio	3,3
	Calcissilicatica	2,4
	Quartzito	3,1
	Metamórfica de Alto Grau	Biotita Gnaisse
Gnaisse Bandado		3,0
Gnaisse Facoidal		4,3
Gnaisse Granítico		3,1
Gnaisse Leucocrático		2,8
Gnaisse Mesocrático		3,9
Granada Gnaisse		4,4
Granulito		3,3
Rochas Igneas Acidas	Granito	3,1
	Granito diferenciado	2,7
	Granito Porfírico	2,6
	Granitoide	3,0
	Granitoide Totalítico	3,1
Rochas Igneas Basicas	Diabasio	2,6
Rocha Cristalina Não Identificada	-	2,9

Um exemplo dos valores utilizados para o cálculo da média ponderada (equação 4.3) de um poço é apresentado na tabela 2, onde são indicados os valores de profundidade de topo e base de cada litologia com seus respectivos valores de condutividade térmica ( $\lambda$ ).

Tabela 2 – Dados litológicos do poço de exemplo e valor da média ponderada da condutividade térmica calculada para este poço. Fonte: SIAGAS/CPRM

Topo (m)	Base (m)	Formação	Litologia Dominante	$\lambda(W/mK)$
0	3	Solo	Argila	2,7
3	5	Solo	Argila Arenosa	2,2
5	7	Solo	Areia Grossa	2,8
7	11	Embasamento	Granito	3,1
11	60	Embasamento	Gnaisses	3,6
				$\lambda_m = 3,5$

A figura 8, apresenta um exemplo de perfil litológico disponibilizado pelo Serviço

Geológico Brasileiro (CPRM). Nele, é possível visualizar graficamente, as variações de condutividades térmicas em profundidade, de modo que as rochas que possuem densidade maior tendem a conduzir melhor o calor do que materiais não consolidados (DESCOVI; VIEIRA, 2019).

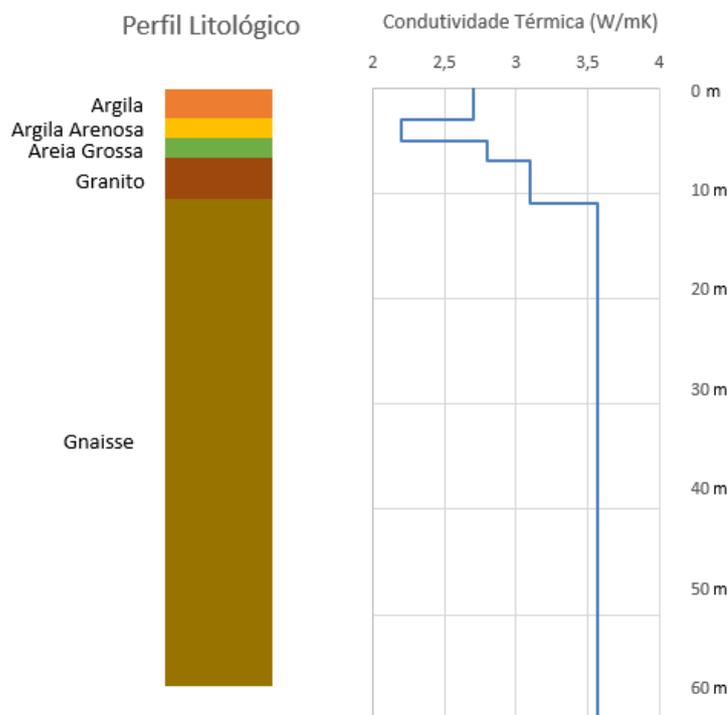


Figura 8 – Perfil Litológico do poço 3100004420.

A média ponderada de cada poço continua sendo, de modo geral, representativa pois a condutividade térmica não é distribuída de forma homogênea em profundidade, podendo variar dependendo de outros fatores como a anisotropia, variação das características litológicas, dentre outras.

#### 4.1.4 O Fluxo de Calor

O fluxo de calor é definido como a transmissão de energia por unidade de área e de tempo e se quantifica pelo produto do gradiente geotérmico pela condutividade térmica. Ele é expresso pela Lei de Fourier para difusão termal (ÖZİŞİK, 1980) a qual diz que o fluxo é a transição de um ambiente hipertermal para um ambiente hipotermal, conforme apresentado pela seguinte expressão:

$$q = -\lambda \frac{\delta T}{\delta z}, \quad (4.4)$$

em que  $q$  é a densidade de fluxo de calor por unidade de área em  $mW/m^2$ ,  $\delta T$  é a variação de temperatura em graus Celsius, isto é, diferença entre a temperatura no fundo do poço

e a temperatura média anual na superfície ( $T_0$ ),  $\delta z$  é a diferença entre a profundidade do fundo do poço e a superfície, em metros e  $\lambda$  é a condutividade térmica em  $W/mK$ .

O sinal negativo presente na equação 4.4 é consequência direta da segunda lei da termodinâmica. Nela, é requerido que a direção do fluxo seja do meio mais quente para o mais frio, positivo verticalmente para cima portanto oposto ao gradiente (que é positivo na direção do interior terrestre). Para quantificação da magnitude pode-se desconsiderar o sinal (DESCOVI; VIEIRA, 2019).

## 4.2 Campo Magnético da Terra

O campo magnético da Terra é composto por três componentes principais: a primeira é produzida no núcleo terrestre e corresponde a 90% do valor deste campo, a segunda tem origem na crosta terrestre e, por fim, a terceira é advinda de fontes externas à Terra, predominantemente do Sol.

Efeitos do campo magnético da Terra são conhecidos pelo menos desde o século XI, mais especificamente na China, e utilizados para a construção de bússolas rudimentares (JAMES; THORPE; THORPE, 1995). A origem deste campo e as suas consequências para a Terra ainda são objeto de estudo, mas sua importância é incontestável.

A intensidade do campo geomagnético foi medida pela primeira vez por Gauss (1841) que se baseou nas equações de Maxwell para mostrar que as variações no campo poderiam ser explicadas utilizando um método chamado de harmônicos esféricos. Esta teoria foi utilizada anos depois, atrelada às observações magnéticas, para ilustrar que o campo magnético terrestre possui, em sua maioria, origem interna (WEISS, 2002).

A componente interna do campo geomagnético é formada por duas importantes contribuições: O campo magnético principal (CMP), gerado pelo núcleo terrestre e o campo magnético anômalo (CMA), produzido pelas magnetizações induzidas e remanentes das rochas que compõem a camada mais superficial da Terra, conhecida como crosta terrestre.

A crosta terrestre abriga todo material mineralizado explorável da Terra e possui, em média, 40 km de espessura no continente e 7 km no oceano (PRESS et al., 2004). Ela é composta de material rochoso aparentemente de grande resistência porém é bastante frágil. Comparando com toda estrutura planetária, sua densidade é, em geral, menor que a das camadas inferiores portanto tende à flutuar sobre elas. Com isso, ela sofreu uma quebra por causa de sua espessura fina, dividindo-se em placas que relativamente movem umas às outras (FOWLER; FOWLER; FOWLER, 1990). A parte superior da crosta terrestre é basicamente constituída por granito, quartzo e feldspato enquanto sua parte inferior por basalto, plagioclásio, piroxênio e olivina (GROTZINGER; JORDAN, 2013). A composição rochosa da crosta possui minerais magnéticos que, em exposição à fenômenos

físicos de origem eletromagnética, sofrem uma magnetização. Este fato gera um campo magnético secundário que pode manifestar-se na forma de grandes anomalias magnéticas crustais. Os principais minerais magnéticos presentes na crosta terrestre são: magnetita, hematita, óxidos de ferro e titânio e titanomagnetitas. Na Figura 9 destaca-se o basalto e a magnetita. O basalto é um exemplo de rocha que contribui com a manifestação das anomalias magnéticas. Já a magnetita é o principal mineral que gera tais anomalias.



Figura 9 – Exemplos de basalto (a esquerda) e magnetita cristalizada sobre uma rocha matriz (a direita). Fonte: Wikipédia.

#### 4.2.1 Método Magnético

O método magnético se baseia na medida das anomalias do campo magnético da Terra a partir do contraste de diferentes propriedades magnéticas advindas de diversos tipos de materiais presentes na crosta terrestre. O principal objetivo é fornecer informações da geologia tanto da superfície quanto da subsuperfície, com ampla variedade de aplicações, desde levantamentos de pequena escala, como em engenharia e arqueologia, à estudos geológicos regionais com finalidade de prospecção de recursos minerais.

Inicialmente, este método leva em consideração os valores de susceptibilidade magnética ( $\chi$ ) de cada rocha. Tal propriedade, calculada pela equação 4.5, é uma medida da facilidade com que o material pode ser magnetizado portanto, é definida fisicamente como a resposta entre a magnetização induzida, gerada pela densidade volumétrica de corrente ( $\vec{J}^M$ ) e o campo de indução magnética ( $\vec{H}$ ). O valor medido do campo anômalo varia em função dos contrastes existentes entre a composição e as susceptibilidades magnéticas das diferentes rochas (KELLOG, 1953).

$$\chi = \frac{|\vec{J}^M|}{|\vec{H}|}. \quad (4.5)$$

Por definição, o campo magnético ( $\vec{B}$ ) é proporcional ao campo de indução magnética ( $\vec{H}$ ), através de uma razão chamada de permeabilidade magnética do meio ( $\mu$ ). Esta

razão é uma medida da capacidade do material de transportar um fluxo magnético (ROY, 2007). Então:

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

Assim a susceptibilidade magnética ( $\chi$ ) relaciona-se com a permeabilidade magnética do meio ( $\mu$ ) através da expressão descrita abaixo.

$$\mu = (1 + 4\pi\chi) \quad (4.7)$$

Em geral, os materiais magnéticos que compõem as rochas podem ser classificados em diamagnéticos, paramagnéticos ou ferromagnéticos, dependendo da resposta da susceptibilidade magnética diante da aplicação de um campo magnético externo. Estas respostas estão associadas ao spin dos átomos e aos movimentos orbitais de seus elétrons. Portanto a crosta terrestre, devido ao fato de agregar grandes corpos rochosos que possuem material magnético, manifesta um campo magnético promovido pela sua magnetização remanente e induzida quando está na presença de um campo magnético ou campo de indução magnética. O campo magnético produzido pelo corpo rochoso é chamado de anomalia magnética crustal, cuja resposta magnética observada está diretamente relacionada à composição mineralogia, profundidade, mergulho e gênese de tais fontes crustais (BLAKELY, 1995).

#### 4.2.2 Método de Prospecção Magnética e a Aeromagnetometria

O método de prospecção magnética consiste em avaliar possíveis alterações no campo magnético anômalo, provocadas por rochas magnetizadas dispostas na crosta terrestre. As anomalias magnéticas são observadas devido às variações do contraste lateral de susceptibilidade magnética apresentadas pelas rochas.

A aeromagnetometria é o método de prospecção magnética com aquisição aérea. Consiste em uma aeronave (um helicóptero ou um pequeno avião como exemplificado na Figura 10) onde se acopla, normalmente na cauda, um sensor magnético.



Figura 10 – Exemplo de um avião utilizado no aerolevantamento com sistema de aquisição magnética acoplado na cauda. (Fonte: Arquivo pessoal.)

A aeronave de um levantamento geofísico deve voar à uma altura constante que normalmente varia entre 30 e 100 metros para helicópteros e de 150 a 500 metros para aviões. As linhas de medida (*Lines*) são geralmente perpendiculares às principais estruturas geológicas da área de estudo e possuem espaçamento constante. Este espaçamento é definido em função do detalhamento e/ou do tamanho das anomalias ou estruturas que se deseja definir ou ressaltar. As linhas de controle (*Tie Lines*) são realizadas perpendicularmente às linhas de medida e possuem, em geral, espaçamento 10 vezes maior que o das *Lines*. Durante o processamento dos dados aeromagnéticos, as *Tie Lines* auxiliam no nivelamento altimétrico.

A primeira utilização registrada da magnetometria aérea, ou aeromagnetometria, foi durante a Segunda Guerra Mundial para a localização de submarinos (USGS, 1997). No Brasil, o primeiro aerolevantamento magnético foi realizado no início da década de 60, na região do Quadrilátero Ferrífero, localizado em Poços de Caldas - MG, para prospecção de minério de ferro. As investigações aeromagnetométricas podem trazer informações relevantes sobre o trecho que parte do campo magnético anômalo até o limite da crosta magnetizada. Geralmente, tal limite caracteriza o local onde os minerais magnéticos atingem a temperatura de Curie (580 °C, para a magnetita), ou seja, perdem suas propriedades magnéticas (TELFORD et al., 1990).

### 4.2.3 Medidas Aeromagnéticas

Normalmente, os aviões utilizados para aerolevanteamento magnético são equipados com um magnetômetro de precessão de prótons que mede o valor da intensidade do vetor campo magnético terrestre total ( $\vec{B}$ ). Este vetor é a soma do Campo Magnético Principal (CMP), aquele gerado pelo núcleo da Terra, com a perturbação causada por heterogeneidades magnéticas de origem crustal, o chamado campo magnético anômalo (CMA).

O International Geomagnetic Reference Field (IGRF) é um modelo matemático criado por Gauss (1841) definido em termos da expansão de harmônicos esféricos do campo magnético, sendo recalculado a cada cinco anos com base em dados fornecidos por observatórios espalhados em todo o mundo. Desta forma, pode-se monitorar o valor do campo magnético principal (CMP), aquele originado no núcleo terrestre, medido na aeronave para cada ponto da superfície terrestre. Em medidas magnetométricas, o valor do campo magnético total (CMT) é subtraído do valor do CMP calculado pelo IGRF com o objetivo de se obter, após uma série de correções das medidas realizadas, as anomalias magnéticas de interesse. Durante a aquisição é importante tomar cuidado com alguns fatores que causam ruídos eletromagnéticos e podem influenciar na leitura dos aparelhos, tais como: cercas metálicas, linhas de energia, tempestades magnéticas, muros que contenham material magnético, tubos metálicos e cabos subterrâneos, uma vez que a medida feita na superfície terrestre é a soma de todas as fontes que compõe o campo geomagnético.

Ao final do aerolevanteamento, uma planilha com os dados magnéticos é gerada para cada linha de voo, contendo informações como a altura de voo, o espaçamento e direção das linhas de voo e de controle, o intervalo de amostragem, o valor do CMP calculado pelo IGRF e as coordenadas das linhas de voo, além dos valores das componentes do campo geomagnético (total e anômalo) para cada ponto.

### 4.2.4 Processamento dos Dados Aeromagnéticos

O processamento dos dados aeromagnéticos é efetuado em diferentes etapas. Inicialmente é realizado o pré-processamento, onde são corrigidos os efeitos da variação diurna e da altura dos voos, correções de *heading*, de "LAG" (erro sistemático causado pela distância entre os sensores de medição e o sensor de posicionamento) e na ocorrência de picos (*spikes*). Além disso, também é realizada, nas medidas de CMT, a redução do campo principal calculado pelo IGRF a fim de isolar as medidas do CMA. Os métodos utilizados nestas correções são semelhantes àqueles adotados na literatura, como em Hood e Ward (1969).

A etapa seguinte consiste nos procedimentos de nivelamento (MINTY, 1991) com

a finalidade de introduzir correções nas medidas das linhas de produção, tomando como referência os padrões observados nas medidas das linhas de controle (cruzamentos). Por fim, são realizadas as correções das operações técnicas de nivelamento e de micro-nivelamento para determinação das características do campo magnético regional. Segundo (GUIMARAES; HAMZA, 2009) o nivelamento convencional dos dados magnéticos usando linhas de controle ainda está sujeito à perturbações de diversas origens, então o procedimento de micro-nivelamento, sugerido inicialmente por Minty (1991), pode ser adotado para eliminar possíveis distorções das linhas de voo.

#### 4.2.5 Técnicas para a Interpretação dos Dados Magnéticos

Após o pré-processamento e correção dos dados aeromagnéticos é possível amostrar o CMA em uma malha regular, à partir da interpolação dos dados com o objetivo de visualiza-los em mapas interpretativos. Existem alguns métodos de interpolação utilizados para esta finalidade, sendo os mais comuns, para dados igualmente espaçados (regulares), os métodos de Mínima Curvatura e o Bidirecional.

Segundo Smith e Wessel (1990), o método de Mínima Curvatura interpola os dados com uma superfície composta por derivadas segundas contínuas. Desta forma, uma nova superfície suavizada é gerada, na qual todos os dados são atravessados. Devido à isso, ele se caracteriza por ser um interpolador não exato e como consequência os dados nem sempre são apresentados com seus valores reais (SANTOS; CUNHA; CASTRO, 2016). O método gera uma nova malha de coordenadas de observação aplicando sucessivamente, de modo iterativo, o modelo de regressão por mínimos quadrados sobre os dados. De forma que, a cada passagem, consiga-se atingir um melhor nível de suavização (MEDINA; QUINTAS, 2008).

O método de interpolação Bidirecional, também conhecido como *BIGRID* (SANTOS; CUNHA; CASTRO, 2016), é uma técnica numérica utilizada para dados de levantamento em linhas regulares e paralelas. Esse método é ideal para levantamentos aerogeofísicos de dados potenciais, especialmente quando a densidade de dados é muito alta. Porém, por se tratar de um método de interpolação em duas direções é necessário se ter informações sobre as linhas de aquisição e de controle. Basicamente, consiste em uma interpolação linear ao longo das duas direções de aquisição. No *software Oasis Montaj/Seequent*, da empresa *Seequent*, o algoritmo do *BIGRID* é composto também por um filtro não linear que elimina os ruídos de alta frequência (*spikes*) e por um parâmetro que realça as tendências dos dados (os *trends*, em inglês) que evita o aparecimento de feições lineares compostas de várias anomalias de pequenos comprimentos de onda (ROY, 2007).

Para definição do espaçamento utilizado nas interpolações o critério de Nyquist é empregado. Segundo este, o espaçamento deve ser de 1/4 do intervalo das medições para que a interpolação não interfira na resolução das medidas de modo tão significativo a

ponto de corrompe-las. Portanto, para um aerolevante cujo espaçamento nas linhas de aquisição foi de 500m, utilizam-se células de interpolação de 125m, por exemplo.

Com os dados corretamente interpolados, o mapa do Campo Magnético Anômalo pode ser gerado. Desta forma, é possível aplicar técnicas geofísicas para interpretação local das fontes anômalas e do contexto tectono-estrutural da área. Dentre as várias técnicas existentes destacam-se a Derivada Vertical, a Amplitude do Sinal Analítico, a Deconvolução de Euler e a Análise Espectral. As duas primeiras são utilizadas para interpretação dos lineamentos magnéticos e das fontes magnéticas anômalas. Já as duas restantes, são utilizadas para a investigação das profundidades das fontes de anomalias, sendo a última ideal na delimitação de camadas magnetizadas em profundidade.

#### 4.2.5.1 Derivada Vertical

“*Vertical Derivate Convolution*” (GUNN, 1975), ou apenas filtro da derivada vertical, é uma técnica geofísica baseada na aplicação de filtros direcionais. Basicamente, este filtro é o vetor resultante do realce das altas frequências do sinal magnético onde a anomalia magnética ( $\vec{B}$ ) é transformada linearmente por meio da primeira derivada da componente vertical ( $z$ ) do campo magnético anômalo. Em outras palavras, é a taxa de variação do campo magnético anômalo à medida que se distancia ou se aproxima verticalmente da sua fonte (BLAKELY, 1995). É possível mostrar que a derivada vertical de ordem  $n$  é igual a transformada Fourier do campo magnético anômalo multiplicado pelo número de onda elevado à  $n$  ( $k^n$ ). Pela teoria de Fourier sabe-se que a derivada vertical de um campo potencial, como o campo magnético anômalo pode ser computada através da seguinte relação:

$$\mathcal{F} \left[ \frac{\partial^n B}{\partial z^n} \right] = |k|^n \mathcal{F}[B] \quad (4.8)$$

em que  $k$  é o número de ondas em duas dimensões ( $k = \sqrt{kx^2 + ky^2}$ ), o símbolo  $\mathcal{F}$  indica a transformada de Fourier e  $\vec{B}$  o campo magnético anômalo.

Quando utilizado  $n=1$ , calcula-se a derivada vertical de primeira ordem. O mapa de distribuição da derivada vertical aplicada ao campo magnético anômalo permite visualizar os contrastes entre os diferentes domínios magnéticos identificados. Além disso, a técnica de somreamento permite traçar os lineamentos de ordem magnética evidenciados neste mapa.

#### 4.2.5.2 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

O filtro “Analytic Signal” é utilizado para a técnica do Sinal Analítico (NABIGHIAN, 1972) (THOMPSON, 1982) (BLAKELY; SIMPSON, 1986) onde é possível calcular a amplitude ou a fase de um sinal. Esta técnica utiliza a raiz da soma dos quadrados das derivadas

direcionais do campo analítico estudado (as coordenadas  $x$  e  $y$  referem-se ao campo horizontal e a coordenada  $z$  ao campo vertical) (equação 4.9), caracterizando-o como um pacote de energia. Este filtro pode ser aplicado à qualquer campo potencial que possua variação nas três direções ( $x$ ,  $y$  e  $z$ ).

$$A(x, y, z) = \sqrt{\left| \frac{\partial B}{\partial x} \right|^2 + \left| \frac{\partial B}{\partial y} \right|^2 + \left| \frac{\partial B}{\partial z} \right|^2}, \quad (4.9)$$

neste caso,  $A$  refere-se à amplitude do sinal analítico e  $B$  ao campo magnético anômalo onde a técnica foi aplicada.

Esta amplitude ( $A$ ) tem uma forma sobre fontes causadores de anomalias que dependem apenas de suas localizações espaciais e não das direções de magnetização dos mesmos, por isso esta ferramenta é utilizada para delimitar bordas de anomalias.

#### 4.2.5.3 Deconvolução de Euler

"*Euler Deconvolution*" é a técnica geofísica utilizada para extrair informações sobre a profundidade das fontes magnéticas. Seu resultado independe da direção e inclinação do campo magnético principal e da orientação de magnetização das fontes anômalas, desta forma é relativamente insensível à pequenas distorções do campo ((BEARD; SZIDAROVSKY et al., 2018) (TARANTOLA, 2005) (CLARK, 1997)). De modo geral, a Deconvolução de Euler é baseada na aplicação da equação homogênea de Euler, através de uma janela móvel para um dado índice estrutural ( $\eta$ ). Considerando  $\vec{T}$  como o campo magnético total medido na posição  $(x, y, z)$ , podemos escrever a equação de Euler da seguinte forma:

$$(x - x_0) \frac{\partial \vec{T}}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \vec{T}}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \vec{T}}{\partial z} = \eta(B - \vec{T}), \quad (4.10)$$

em que  $(x_0, y_0, z_0)$  representam a posição do centro da fonte magnética,  $\vec{B}$  é o valor regional do campo magnético e  $\eta$  é o índice estrutural.

O índice estrutural  $\eta$  é uma medida da taxa de decaimento da anomalia magnética com a distância entre a fonte e o ponto de medida, isto é, um indicador da forma geométrica da fonte anômala. Cada valor de  $\eta$  é utilizado para diferentes formas geométricas da estrutura de interesse como mostrado da Tabela 3

Tabela 3 – Valores de índice estrutural para cada forma geométrica segundo [Thompson \(1982\)](#).

$\eta$	Forma Geométrica da Fonte Anômala
0	Contato
1	Dique Vertical ou Soleira
2	Cilindro Horizontal ou Vertical
3	Espera ou Dipolo

#### 4.2.5.4 Análise Espectral

A determinação das profundidades das fontes magnéticas por meio da análise espectral do dado magnético anômalo ([SPECTOR; GRANT, 1970](#)) ([BHATTACHARYYA; LEU, 1977](#)), é baseada na suposição de que o campo magnético anômalo observado é produzido por um conjunto de fontes prismáticas distribuídas na crosta de modo que o logaritmo do espectro de potência média gerados por estas fontes magnéticas anômalas em uma determinada área estão relacionadas com as profundidades do topo do conjunto de acordo com a equação abaixo:

$$|F(k)|^2 = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 M_0^2 e^{-2kz_t} * (1 - e^{-k(z_b - z_t)})^2 S^2(a, b), \quad (4.11)$$

em que  $F(k)$  é o espectro de Fourier do campo anômalo,  $k$  é o número de onda (ciclos/km),  $C_m$  uma constante relacionada ao vetor magnético,  $\theta_m$  um fator que relaciona a direção de magnetização,  $\theta_f$  um fator que relaciona a direção do campo magnético principal na época da aquisição,  $M_0$  é o vetor de magnetização,  $z_t$  e  $z_b$  são as profundidades de topo e base das fontes magnéticas e  $S^2(a, b)$  um fator que relaciona as dimensões horizontais da fonte magnética anômala.

A Figura 11 exemplifica um espectro de potência utilizado na técnica de análise espectral gerado a partir da equação 4.11 e como é feita a separação das fontes em profundidade.

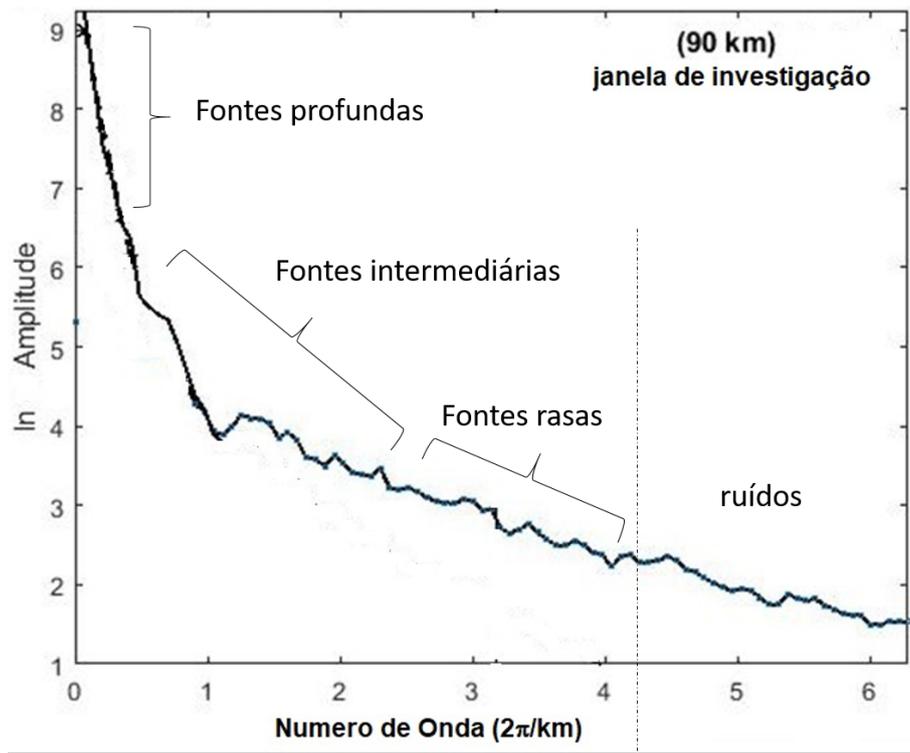


Figura 11 – Exemplo de espectro magnético.

Para conseguir localizar a profundidade das fontes magnéticas por análise espectral, é comum a utilização de dois métodos em conjunto: o método da inclinação espectral (SPECTOR; GRANT, 1970) e o método do Centroide (OKUBO et al., 1985). O primeiro procura separar as fontes magnéticas anômalas em camadas e o segundo consegue estimar a profundidade do topo e centro de tais camadas (considerando a principal fonte magnética advinda da magnetita, que possui a temperatura de Curie: 580 °C).

Uma vez que a profundidade do topo da camada ( $Z_t$ ) é estimada através do ajuste de retas presente no método de inclinação espectral e a profundidade do centro da mesma ( $Z_0$ ) estimada através do método do Centroide, a profundidade de sua base ( $Z_b$ ) é facilmente calculada, considerando as características simétricas das fontes, por meio da relação 4.12.

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (4.12)$$

Além de delimitar topo e base das camadas magnetizadas, este método também permite realizar um paralelo com a superfície de Curie, limite onde as rochas perdem sua magnetização, ou seja, limite da crosta magnetizada. Assim, a base da camada mais profunda é associada ao limite de magnetização. De maneira geral, considera-se o mineral magnético mais abundante da crosta, a magnetita, como parâmetro de generalização do modelo da superfície de Curie.

# 5 Resultados

## 5.1 Dados Geotérmicos

Este trabalho iniciou-se com a seleção de oito (8) poços geotérmicos localizados próximos à bacia do rio Muriaé, perfilados pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (LabGeot/ON). Os dados contam com informações de localização espacial, profundidade, temperatura média anual em superfície, perfil de temperatura (com medidas a cada 2 metros de profundidade), temperatura no fundo do poço, gradiente geotérmico, condutividade térmica média e fluxo de calor, conforme descrito na tabela 4.

Tabela 4 – Resumo das medidas geotérmicas dos oito poços utilizados nesta pesquisa. Nas colunas estão, respectivamente, a identificação do poço, sua localização espacial, a profundidade do poço (em metros), sua temperatura média anual em superfície (em °C), temperatura no fundo do poço (em °C), gradiente geotérmico (em °C/km), condutividade térmica média (em  $W/mK$ ), fluxo de calor (em  $mW/m^2$ ) e nome de identificação.

ID	Long. $\theta$	Lat. $\theta$	Z	$T_0$	$T_z$	$\Gamma$	$\lambda$	$q$	Nome
A	-41,920	-21,466	84	23,0	23,2	25,7	2,8	72,0	Monte Verde
B	-41,342	-21,501	76	23,0	24,6	21,3	2,7	57,5	Conselheiro Josino
C	-41,286	-21,764	100	23,0	25,7	27,1	2,7	73,1	UENF
D	-41,920	-21,634	76	23,0	24,9	25,5	2,6	66,4	Coronel Teixeira
E	-42,125	-21,203	100	22,5	24,3	18,4	3,0	55,2	Laje de Muriaé
F	-42,211	-21,417	78	23,0	24,6	20,1	3,0	60,4	OF1
G	-42,104	-21,431	100	22,0	23,5	15,5	3,0	46,6	Paraíso do Tobias
H	-41,909	-20,821	80	21,0	22,2	14,6	2,9	42,2	Santa Clara

Como ilustrado na figura 12, a disposição geográfica dos dados geotérmicos disponibilizados pelo ON (círculos em vermelho) é pouco disseminada e representativa na área de estudo. Por este motivo foi necessário incluir dados complementares de outros vinte e dois (22) poços (representados na figura 12 por triângulos pretos) que fazem parte do sistema SIAGAS da CPRM. Cada poço conta com informações sobre o perfil litológico, nível estático e dinâmico, vazão específica, latitude, longitude, profundidade e litologia. As informações geotérmicas destes poços foram obtidas através de uma avaliação indireta dos dados, no entanto, trazem bons resultados e passam a integrar o banco de dados geotérmicos avaliativo da região. A listagem destes poços encontra-se na tabela 5 onde estão informações sobre a localização dos poços, as profundidades de perfuração e as temperaturas médias anuais em superfície.

Tabela 5 – Dados dos poços disponibilizados pelo SIAGAS - CPRM. Nas colunas estão, respectivamente, o número de identificação do poço, sua localização espacial, a profundidade do poço (em metros) e sua temperatura média anual em superfície (em °C).

ID	Long. ( $\theta$ )	Lat. ( $\theta$ )	Z	$T_0$
1	-42,119	-21,101	65	22,0
2	-42,115	-21,102	65	22,0
3	-42,113	-21,101	57	22,0
4	-41,974	-21,180	50	22,0
5	-41,922	-21,209	45	22,0
6	-41,902	-21,198	50	22,0
7	-41,875	-21,197	50	22,0
8	-42,093	-20,979	70	21,5
9	-41,936	-21,366	95	21,0
10	-41,787	-21,201	50	22,0
11	-41,778	-21,239	50	22,0
12	-41,668	-21,328	60	22,0
13	-41,665	-21,328	50	22,0
14	-41,665	-21,329	100	20,0
15	-41,693	-21,426	67	22,0
16	-41,692	-21,434	130	21,0
17	-41,657	-21,479	31	23,5
18	-41,614	-21,500	60	22,0
19	-41,345	-21,498	80	22,0
20	-41,910	-21,262	54	22,0
21	-41,908	-21,263	45	22,0
22	-41,475	-21,480	50	23,0

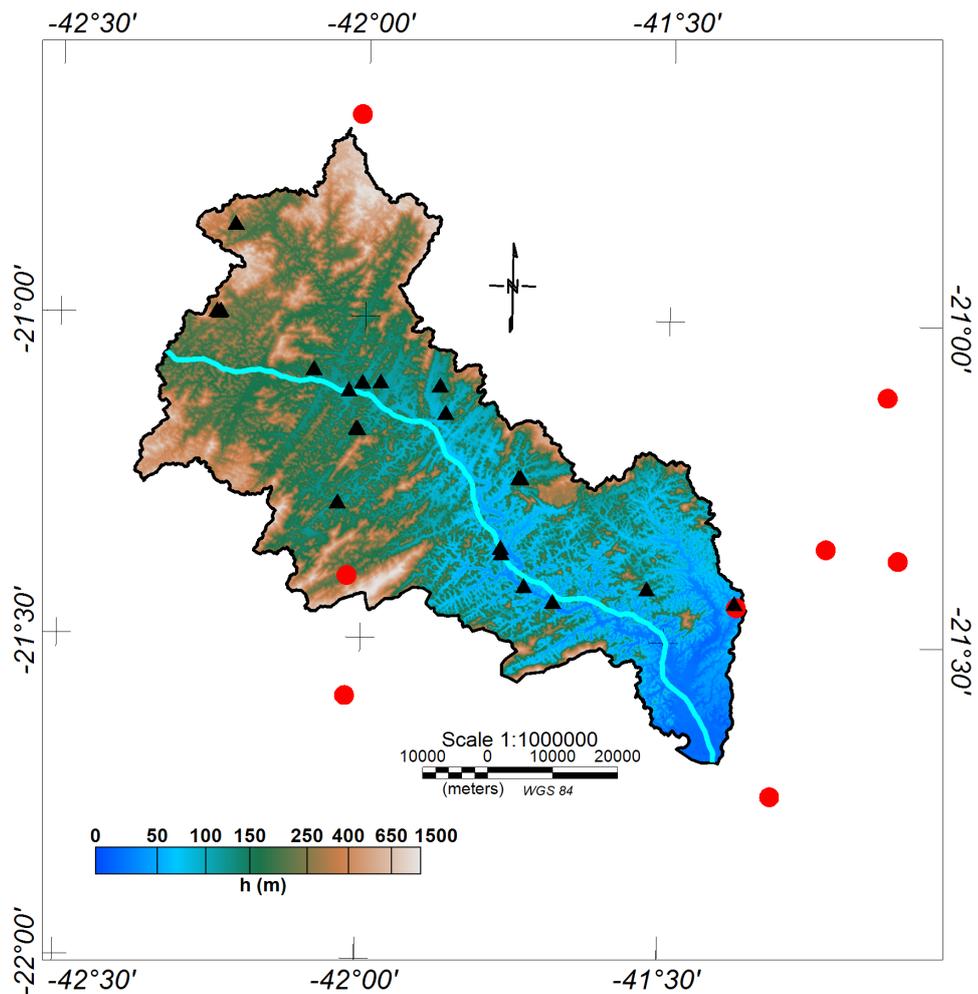


Figura 12 – Mapa topografico da bacia de Muriaé. Os triângulos pretos representam os poços disponibilizados pelo SIAGAS. Os pontos vermelhos representam os poços perfilados pelo ON.

## 5.2 Distribuição Regional do Gradiente Geotérmico

Como ponto de partida, as características das variações de temperatura em profundidade foram estudadas através de perfis térmicos dos poços perfilados. Porém, como a maioria dos poços disponibilizados pelo SIAGAS não possuía informações dos valores de temperatura em profundidade e, na impossibilidade de realizar perfilagens, houve a necessidade de adotar um método para estimar valores representativos de temperatura no fundo de cada um dos 22 poços. Estes valores de temperatura foram estimados a partir da interpolação dos dados de temperaturas conhecidos dos poços perfilados pelo ON. Como os poços do ON possuíam informações de temperatura a cada 2m, mapas de isotermas para as diferentes profundidades dos poços do SIAGAS foram elaborados e estes foram associados de forma que suas localizações foram plotadas no mapa de isolinha correspondente à sua profundidade  $Z$ . Desta forma foi possível estimar a temperatura  $T_z$  de cada poço.

Os mapas de isotermas foram gerados para as profundidades de 30m, 45m, 50m, 55m, 60m, 65m, 70m, 80m, 95m, 100m e 130m. Na figura 13, está ilustrado o mapa de isoterma referente à profundidade de 50m sendo os triângulos em preto os poços do SIAGAS que possuem  $Z = 50$ . Os valores de  $T_z$  estimados a partir deste método encontram-se na tabela 6.

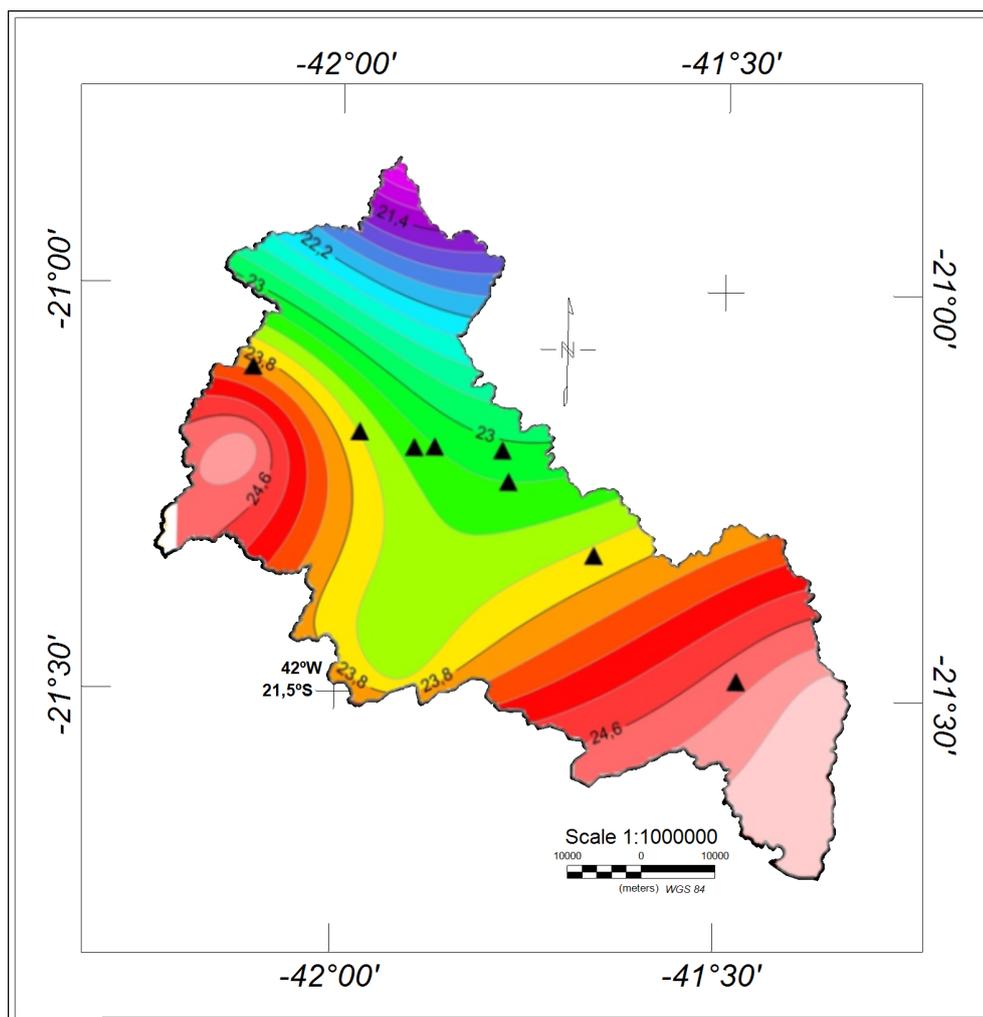


Figura 13 – Mapa de isoterma referente à profundidade de 50m. Os triângulos indicam a localização espacial dos poços do SIAGAS que possuem  $Z = 50$ .

Tabela 6 – Valores das temperaturas de cada poço do SIAGAS. Nas colunas, respectivamente, informações da localização de cada poço, sua profundidade em metros, temperatura média anual em superfície em °C e temperatura no fundo do poço em °C.

Long. $\theta$	Lat. $\theta$	$Z$	$T_0$	$T_z$
-42,119	-21,101	65	22,0	23,9
-42,115	-21,102	65	22,0	24,0
-42,113	-21,101	57	22,0	23,9
-41,974	-21,180	50	22,0	23,6
-41,922	-21,209	45	22,0	23,5
-41,902	-21,198	50	22,0	23,5
-41,875	-21,197	50	22,0	23,4
-42,093	-20,979	70	21,5	23,2
-41,936	-21,366	95	21,0	23,2
-41,787	-21,201	50	22,0	23,3
-41,778	-21,239	50	22,0	23,4
-41,668	-21,328	60	22,0	23,6
-41,665	-21,328	50	22,0	23,7
-41,665	-21,329	100	20,0	23,5
-41,693	-21,426	67	22,0	23,8
-41,692	-21,434	130	21,0	23,8
-41,657	-21,479	31	23,5	24,3
-41,614	-21,500	60	22,0	24,2
-41,345	-21,498	80	22,0	24,6
-41,910	-21,262	54	22,0	23,4
-41,908	-21,263	45	22,0	23,5
-41,475	-21,480	50	23,0	24,7

A partir dos valores de  $T_z$  estimados e utilizando a equação 4.1, os valores de gradiente geotérmico ( $\Gamma$ ) para cada poço do SIAGAS foram calculados e encontram-se na tabela 7.

Tabela 7 – Valores de de gradiente geotérmico calculado para cada poço do SIAGAS. Nas colunas, respectivamente, informações da localização de cada poço e seu valor de gradiente geotérmico, em  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Long. $\theta$	Lat. $\theta$	$\Gamma$
-42,119	-21,101	29,2
-42,115	-21,102	30,8
-42,113	-21,101	33,3
-41,974	-21,180	32,0
-41,922	-21,209	33,3
-41,902	-21,198	30,0
-41,875	-21,197	28,0
-42,093	-20,979	25,0
-41,936	-21,366	23,7
-41,787	-21,201	26,0
-41,778	-21,239	28,0
-41,668	-21,328	26,7
-41,665	-21,328	34,0
-41,665	-21,329	35,5
-41,693	-21,426	26,9
-41,692	-21,434	21,5
-41,657	-21,479	25,8
-41,614	-21,500	37,5
-41,345	-21,498	32,5
-41,910	-21,262	25,9
-41,908	-21,263	33,3
-41,475	-21,480	34,0

O conjunto de valores de gradiente geotérmico calculados agregados aos dados da tabela 4 permitiram a elaboração de um mapa de gradiente geotérmico, apresentado na figura 14. Neste mapa é possível observar que a distribuição do gradiente geotermal da bacia hidrográfica do rio Muriaé indica que valores maiores que  $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$  ocorrem ao longo da zona de drenagem principal do rio, de noroeste à sudeste. A região sudeste é caracterizada pelos maiores gradientes térmicos, superiores à  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Já na região Centro-Oeste da bacia, que é marcada pela depressão interplanáltica Pomba-Muriaé, encontram-se os menores valores de gradiente, atingindo seu mínimo em aproximadamente  $18^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

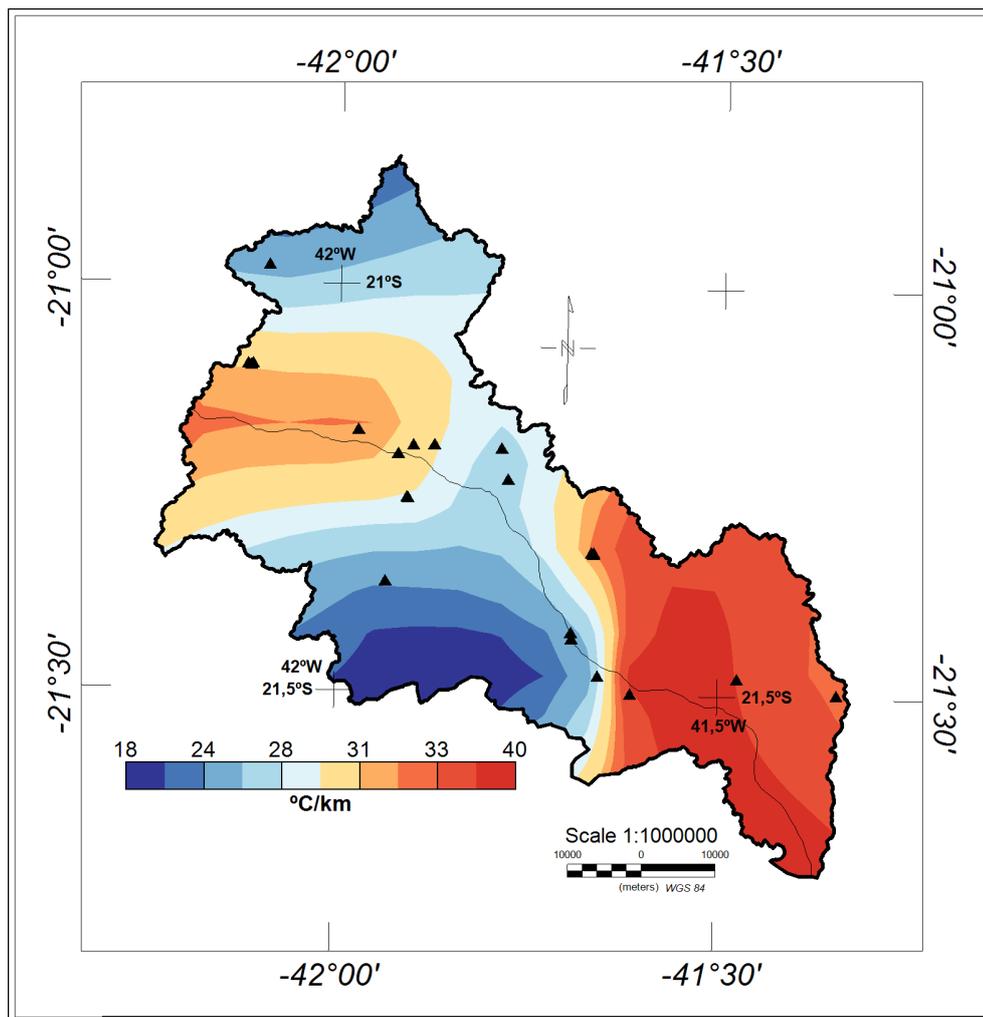


Figura 14 – Mapa do gradiente geotermal da bacia hidrográfica do rio Muriaé (parte fluminense). Os triângulos indicam os poços do SIAGAS.

### 5.3 Distribuição Regional da Condutividade Térmica

Como os poços do SIAGAS possuíam informações sobre litologia e, com objetivo de analisar as variações das propriedades termofísicas em escala regional, foram estimados os valores de condutividade térmica de cada um dos 22 poços, através da metodologia apresentada na sessão 4.1.3. Este procedimento permitiu a estruturação de uma base de dados de condutividade térmica que estão representados na tabela 8.

Tabela 8 – Valores de de condutividade térmica estimados para cada poço do SIAGAS. Nas colunas, respectivamente, informações da localização de cada poço e seu valor de condutividade térmica em ( $W/mK$ ).

ID	Long. $\theta$	Lat. $\theta$	$\lambda$
1	-42,119	-21,101	3,1
2	-42,115	-21,102	2,5
3	-42,113	-21,101	2,5
4	-41,974	-21,180	2,7
5	-41,922	-21,209	2,7
6	-41,902	-21,198	2,7
7	-41,875	-21,197	2,5
8	-42,093	-20,979	2,9
9	-41,936	-21,366	3,3
10	-41,787	-21,201	2,5
11	-41,778	-21,239	2,7
12	-41,668	-21,328	3,0
13	-41,665	-21,328	2,7
14	-41,665	-21,329	2,5
15	-41,693	-21,426	2,8
16	-41,692	-21,434	2,8
17	-41,657	-21,479	2,8
18	-41,614	-21,500	2,8
19	-41,345	-21,498	2,7
20	-41,910	-21,262	2,8
21	-41,908	-21,263	3,1
22	-41,475	-21,480	2,5

## 5.4 Distribuição Regional do Fluxo de Calor

Agregando os valores de gradiente geotérmico aos de condutividade térmica dos poços do SIAGAS, foi possível calcular seus valores de fluxo de calor a partir da equação 4.4. A tabela 9 ilustra uma síntese dos resultados geotérmicos para os poços do SIAGAS obtidos neste trabalho.

Tabela 9 – Síntese dos resultados para os poços do SIAGAS. Nas colunas estão, respectivamente, informações da localização de cada poço, a profundidade do poço (em metros), sua temperatura média anual em superfície (em °C), temperatura no fundo do poço (em °C), gradiente geotérmico (em °C/km), condutividade térmica média (em  $W/mK$ ), fluxo de calor (em  $mW/m^2$ ) e código de identificação.

Long. $\theta$	Lat. $\theta$	Prof.	$T_0$	$T_Z$	$\Gamma$	$\lambda_m$	$q$	Código
-42,119	-21,101	65	22,0	23,9	29,2	3,1	89,4	3100004262
-42,115	-21,102	65	22,0	24,0	30,8	2,6	78,5	3100004297
-42,113	-21,101	57	22,0	23,9	33,3	2,6	85,0	3100004296
-41,974	-21,180	50	22,0	23,6	32,0	2,7	86,4	3100004289
-41,922	-21,209	45	22,0	23,6	33,3	2,7	90,0	3100004265
-41,902	-21,198	50	22,0	23,5	30,0	2,7	80,1	3100004259
-41,875	-21,197	50	22,0	23,4	28,0	2,6	71,4	3100004260
-42,093	-20,979	70	21,5	23,3	25,0	2,9	72,5	3100005823
-41,936	-21,366	95	21,0	23,3	23,7	3,3	78,2	3100005784
-41,787	-21,201	50	22,0	23,3	26,0	2,6	66,3	3100004264
-41,778	-21,239	50	22,0	23,4	28,0	2,7	75,6	3100004295
-41,668	-21,328	60	22,0	23,6	26,7	3,0	79,2	3100004420
-41,665	-21,328	50	22,0	23,7	34,0	2,7	90,8	3100004268
-41,665	-21,329	100	20,0	23,6	35,5	2,6	92,5	3100004272
-41,693	-21,426	67	22,0	23,8	26,9	2,8	75,2	3100004446
-41,692	-21,434	130	21,0	23,8	21,5	2,8	60,3	3100004447
-41,657	-21,479	31	23,5	24,3	25,8	2,8	72,3	3100004434
-41,614	-21,500	60	22,0	24,3	37,5	2,8	105,0	3100004400
-41,345	-21,498	80	22,0	24,6	32,5	2,7	87,8	3100004258
-41,910	-21,262	54	22,0	23,4	25,9	2,8	72,6	3100004419
-41,908	-21,263	45	22,0	23,5	33,3	3,1	103,3	3100004418
-41,475	-21,480	50	23,0	24,7	34,0	2,6	86,7	3100004399

O conjunto de valores de fluxo de calor calculados (Tabela 9) agregados aos valores de fluxo de calor de poços perfilados (Tabela 4) permitiram a elaboração de um mapa representativo da região de estudo, apresentado na figura 15. Nela, pode-se observar que o fluxo de calor apresenta valor médio de  $69mW/m^2$  e comportamento semelhante ao gradiente geotérmico. Sabendo que os valores de fluxo de calor médio global variam entre  $53mW/m^2$  e  $63mW/m^2$ , segundo (HAMZA; VIEIRA, 2018), os valores de fluxo acima desta média ( $> 80mW/m^2$ ), estão na porção Sudeste da bacia, marcada pela litologia com baixos valores de condutividade térmica por se tratar da borda da bacia sedimentar de Campos. Já a região Centro-Oeste da bacia, marcada pela depressão interplanaltica Pomba-Muriaé, apresenta valores dentro da média, aproximadamente  $60mW/m^2$ .

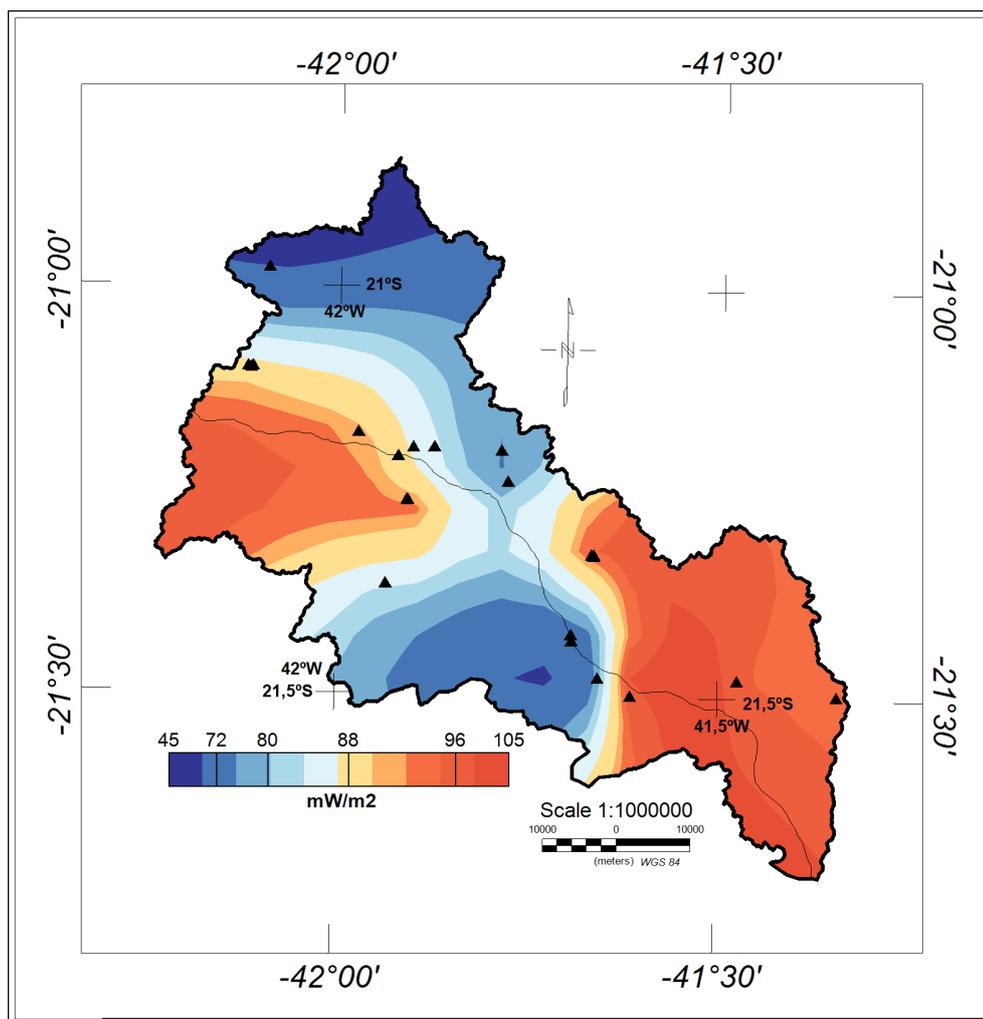


Figura 15 – Mapa do Fluxo de Calor da Bacia do Rio Muriaé.

## 5.5 Magnetometria

A bacia do rio Muriaé está inserida sobre a junção de duas folhas geográficas, por isso, no presente trabalho, foram utilizados dois bancos de dados aeromagnéticos obtidos entre os anos de 2010 e 2012: o levantamento do Rio de Janeiro (código 1117) e o do Espírito Santo (código 1093). Ambos os bancos de dados foram cedidos pela (CPRM) ao Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (LabGeot/ON) e fazem parte do acervo de dados aerogeofísicos deste laboratório. As principais características destes dados se encontram disposto na Tabela 10.

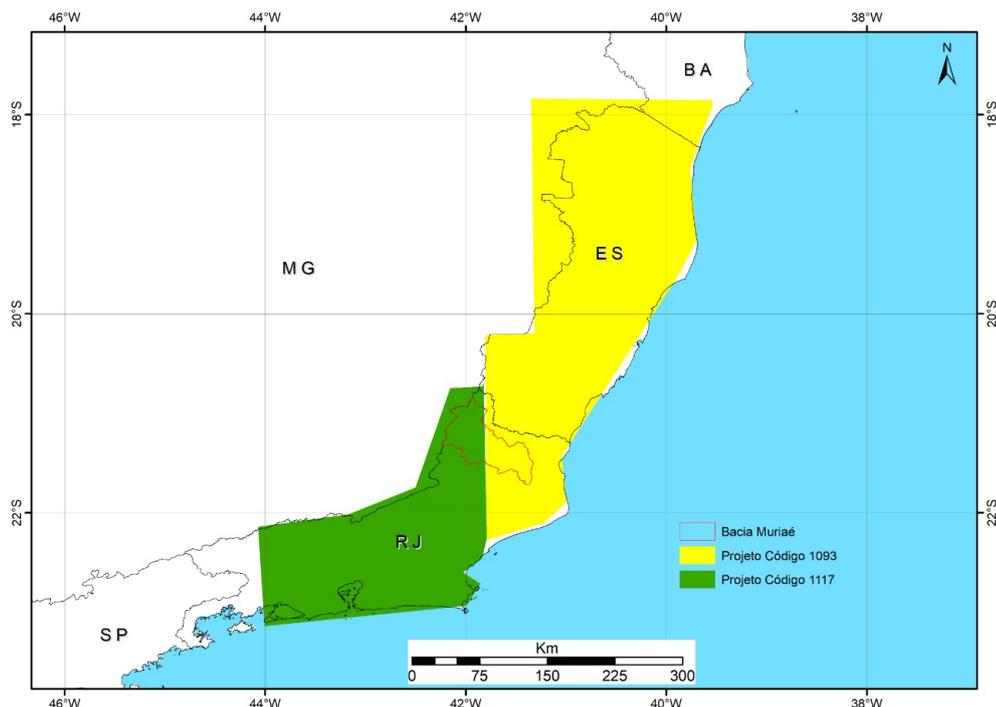


Figura 16 – Localização Geográfica dos dois aerolevantamentos utilizados no presente trabalho.

Tabela 10 – Principais características dos dois bancos de dados aerogeofísicos utilizados no presente trabalho.

	Espírito Santo (código 1093)	Rio de Janeiro (código 1117)
Informação Geofísica	Magnetometria	Magnetometria
Altura de Vôo	100m	100m
Ano de Aquisição	2010	2012
Espaç. Linhas de Vôo	500m	500m
Espaç. Linhas de Controle	10km	10km
Direção Linhas de Vôo	N-S	N-S
Direção Linhas de Controle	E-W	E-W
Intervalo de Amostragem	0,1s	0,1s

Segundo relatório dos projetos, em ambos os aerolevantamentos foram utilizados aeromagnetômetros para as medidas magnetométricas montados na cauda da aeronave (tipo *stinger*). As leituras destes magnetômetros são realizadas a cada 0,1 segundo, o que equivale, para a velocidade média de aquisição de 270km/h, à aproximadamente 7,5 metros no terreno.

Os bancos de dados adquiridos de ambos os aerolevantamentos já foram fornecidos com correções preliminares no campo geomagnético, inclusive com sua separação de fontes (Interno-IGRF, Externo-Diurno e Reduzido-Anômalo). O campo magnético anômalo, que é a fonte de interesse, também já foi entregue nivelado (utilizando as linhas de controle -

Tie Lines) e micronivelado.

### 5.5.1 Processamento dos dados magnéticos

Ainda segundo o relatório dos aerolevantamentos utilizados, a rotina do processamento dos dados aeromagnéticos se resume no fluxograma descrito na Figura 17. Também, segundo o relatório, para toda rotina deste processamento, foi utilizado o software *Oasis Montaj* da *Seequent*.



Figura 17 – Fluxograma do processamento de dados aeromagnéticos.

Com os dados devidamente micronivelados em mãos, o software *Oasis Montaj* foi utilizado para georreferencia-los. Em decorrência da bacia de Muriaé marcar o encontro geográfico dos dois aerolevantamentos utilizados neste trabalho (Figura 16), foi necessário realizar a junção dos dois bancos, utilizando a técnica *suture*, que é uma função de junção de blocos baseadas na vizinhança e aplicação de filtros direcionais para esta união.

Assim, com os dados aeromagnéticos distribuídos em toda a área de estudo iniciou-se o processo de geração de grades regulares para uma posterior interpretação. O método de interpolação dos dados utilizado foi o de Mínima Curvatura (SMITH; WESSEL, 1990) (SANTOS; CUNHA; CASTRO, 2016) (MEDINA; QUINTAS, 2008). Para a definição do espaçamento de interpolação, o critério de Nyquist foi utilizado. No presente caso, o tamanho da célula de interpolação utilizado deveria ser de 125m, visto que o espaçamento das linhas de voo do aerolevantamento foi de 500m. Porém, como o banco do Espírito Santo apresentou algumas falhas com a interpolação de 125m, foi utilizado espaçamento de 200m para todos os mapas.

## 5.6 Campo Magnético Anômalo da Área de Estudo

O mapa de campo magnético anômalo elaborado, representado na figura 18, permitiu a identificação de características magnéticas regionais da bacia hidrográfica do rio Muriaé. Nele, é possível observar a existência de variações consideráveis na intensidade do CMA.

O valor de  $\pm 150nT$  foi obtido como média do campo magnético anômalo da bacia. A região Centro-Sul da bacia é considerada um baixo magnético com faixas de direção NE-SW. Já a região Noroeste, onde há uma zona de fraturamento condensada, possui altos magnéticos também com direção NE-SW.

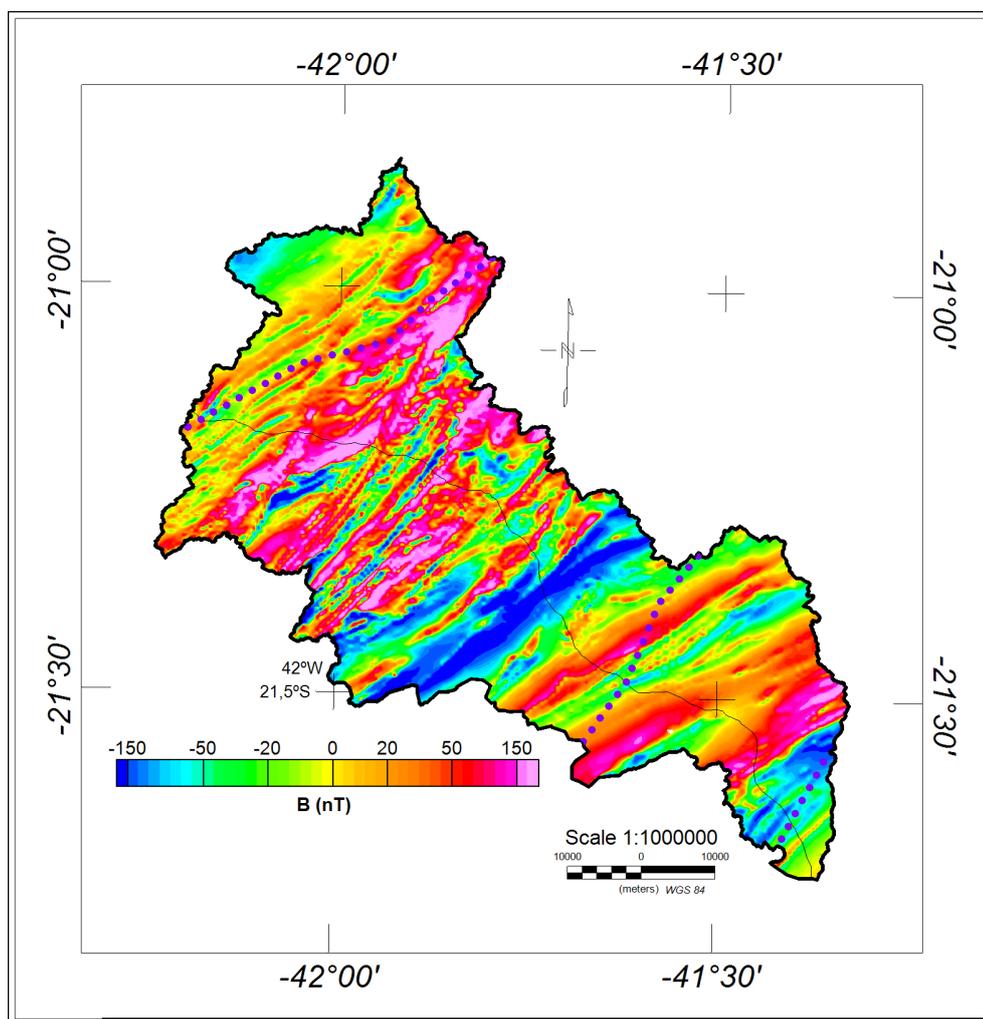


Figura 18 – Mapa do campo magnético anômalo da bacia do rio Muriaé. Linhas pontilhadas representam as principais estruturas morfoestruturais do local, segundo [Silva \(2002\)](#).

Para um detalhamento e realce das fontes estruturais magnéticas de interesse, foi aplicado um filtro passa-alta no grid do campo magnético anômalo. Estas fontes são ligadas à estruturas lineares que, por sua vez, estão em concomitância à lineamentos geoestruturais. Foram aplicadas técnicas interpretativas de derivada vertical e amplitude do sinal analítico

ao campo magnético anômalo, objetivando a interpretação de anomalias associadas à falhas e diques, realçados através destas técnicas. Para verificação das profundidades das fontes anômalas de interesse (lineamentos) foi utilizada a técnicas de deconvolução de Euler e, em conjunto, a análise espectral para a delimitação da superfície de Curie. Tais atributos foram manipulados na forma de mapas.

## 5.7 Arcabouço Magnético-Estrutural

Foi possível observar, de forma geral, no mapa de derivada vertical do campo magnético anômalo (Figura 19) que a direção prioritária dos lineamentos magnéticos é NE-SW porém, existe uma diferenciação na angulação desses lineamentos. Na região central da bacia, a angulação tende para N-S, já na região sudeste esta angulação tende para E-W. As principais estruturas tectônicas morfoestruturais estão delimitadas e identificadas na Figura 19 por linhas pontilhadas amarelas, baseado em [Silva \(2002\)](#).

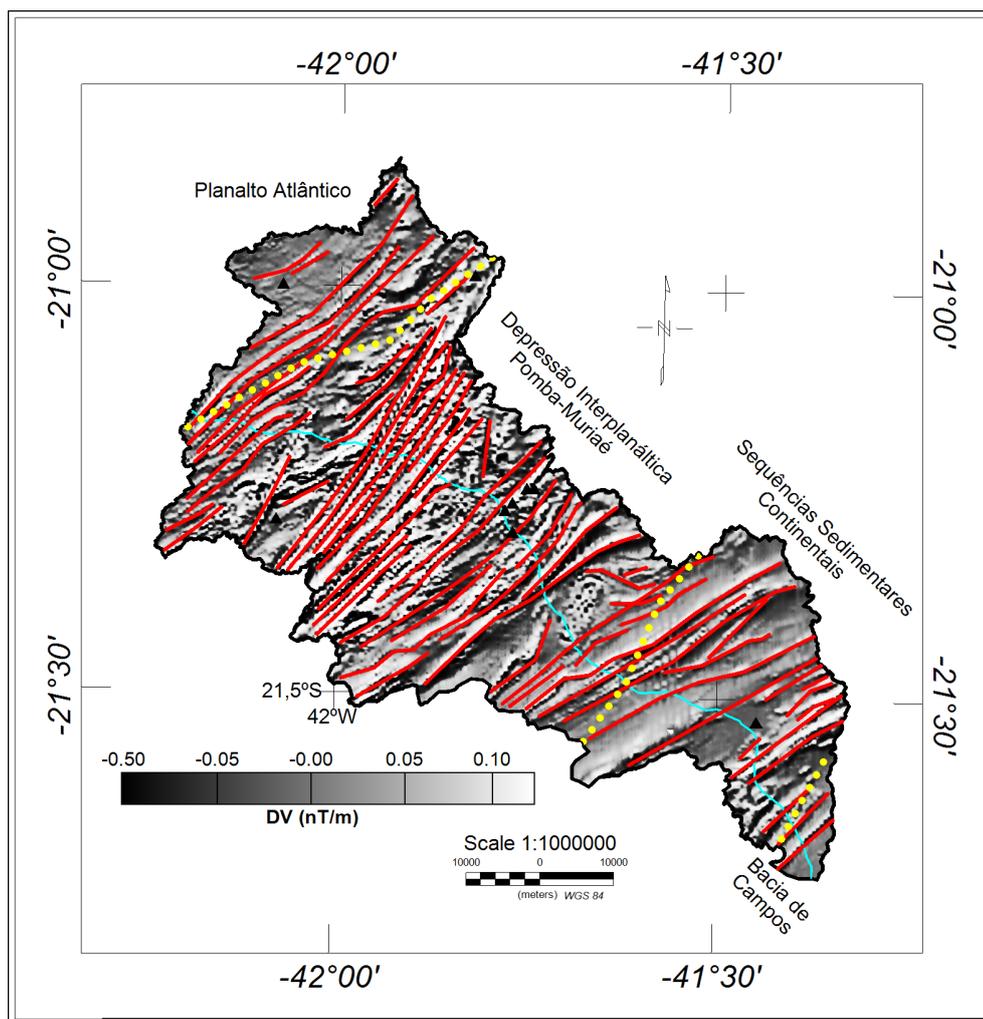


Figura 19 – Mapa da derivada vertical do campo magnético residual da bacia hidrográfica do rio Muriaé. Os lineamentos magnéticos observados a partir desta técnica geofísica estão realçados na cor vermelha neste mapa. Principais estruturas morfoestruturais (SILVA, 2002) estão destacados com linhas pontilhadas na cor amarela.

A região NW da bacia é uma área de topografias elevadas, relacionadas com Planalto Atlântico (SILVA L.C.; CUNHA, 2000). Junto à área central da bacia foi encontrada uma zona condensada de lineamentos magnéticos, com pequenas variações em suas distancias. Este fato revela que esta zona sofreu um resfriamento abrupto durante sua formação. Já na região SE foi possível verificar que os lineamentos magnéticos se distanciam e sofrem uma pequena angulação para leste coincidindo com o contexto tectono-estrutural de sequências sedimentares até a borda da bacia sedimentar de Campos, que é onde ocorre o deságue do rio Muriaé no rio Paraíba do Sul.

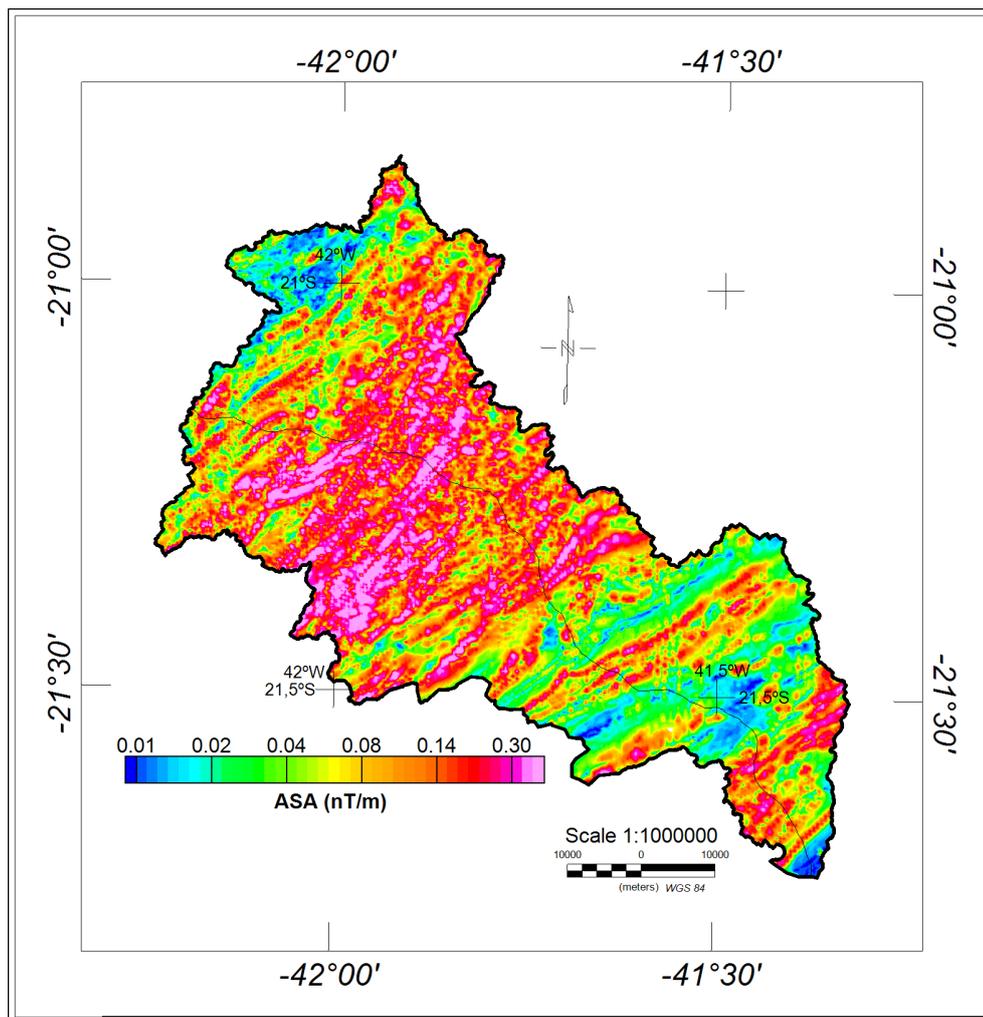


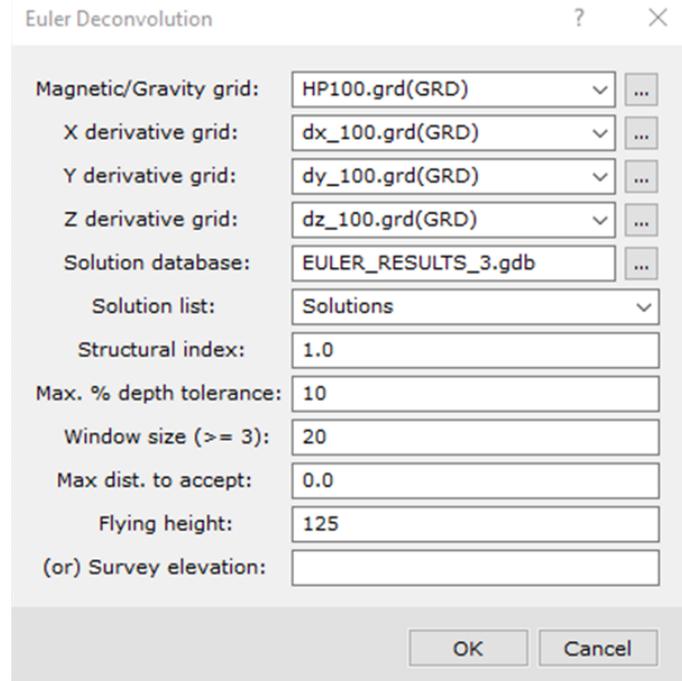
Figura 20 – Mapa da amplitude do sinal analítico do Campo Magnético Anômalo da bacia de Muriaé.

O mapa da amplitude do sinal analítico aplicado ao CMA, ilustrado na Figura 20, também corrobora ao estudo do arcabouço magnético-estrutural da bacia do rio Muriaé, uma vez que é possível aferir à região um grau de conformidade com as estruturas lineares identificadas no mapa da derivada vertical. Os valores da amplitude do sinal analítico variam de 0.01 a 0.30 nT/m.

## 5.8 Profundidade das Estruturas Magnéticas em Subsuperfície

As fontes magnéticas de interesse foram identificadas como lineamentos magnéticos traçados a partir da técnica de derivada vertical do CMA que estão associados ao contexto estrutural da bacia. Para detalhamento das profundidades dessas estruturas utilizou-se a técnica de Deconvolução de Euler com o índice estrutural 1 (que é relacionado à modelos de diques) e erro máximo de 10% para o posicionamento e profundidade das fontes, como mostrado na Figura 21. Os resultados mostrados na Figura 22 possuem uma boa correlação

entre os lineamentos traçados pela técnica de derivada vertical. Os valores encontrados para a profundidade destas fontes variam da superfície até 4500m com maior concentração de estruturas no intervalo entre 1000 e 1300m.



The screenshot shows the 'Euler Deconvolution' dialog box with the following parameters:

Parameter	Value
Magnetic/Gravity grid:	HP100.grd(GRD)
X derivative grid:	dx_100.grd(GRD)
Y derivative grid:	dy_100.grd(GRD)
Z derivative grid:	dz_100.grd(GRD)
Solution database:	EULER_RESULTS_3.gdb
Solution list:	Solutions
Structural index:	1.0
Max. % depth tolerance:	10
Window size (>= 3):	20
Max dist. to accept:	0.0
Flying height:	125
(or) Survey elevation:	

Buttons: OK, Cancel

Figura 21 – Parâmetros utilizados na Deconvolução de Euler (Programa Oasis Montaj – Seequent).

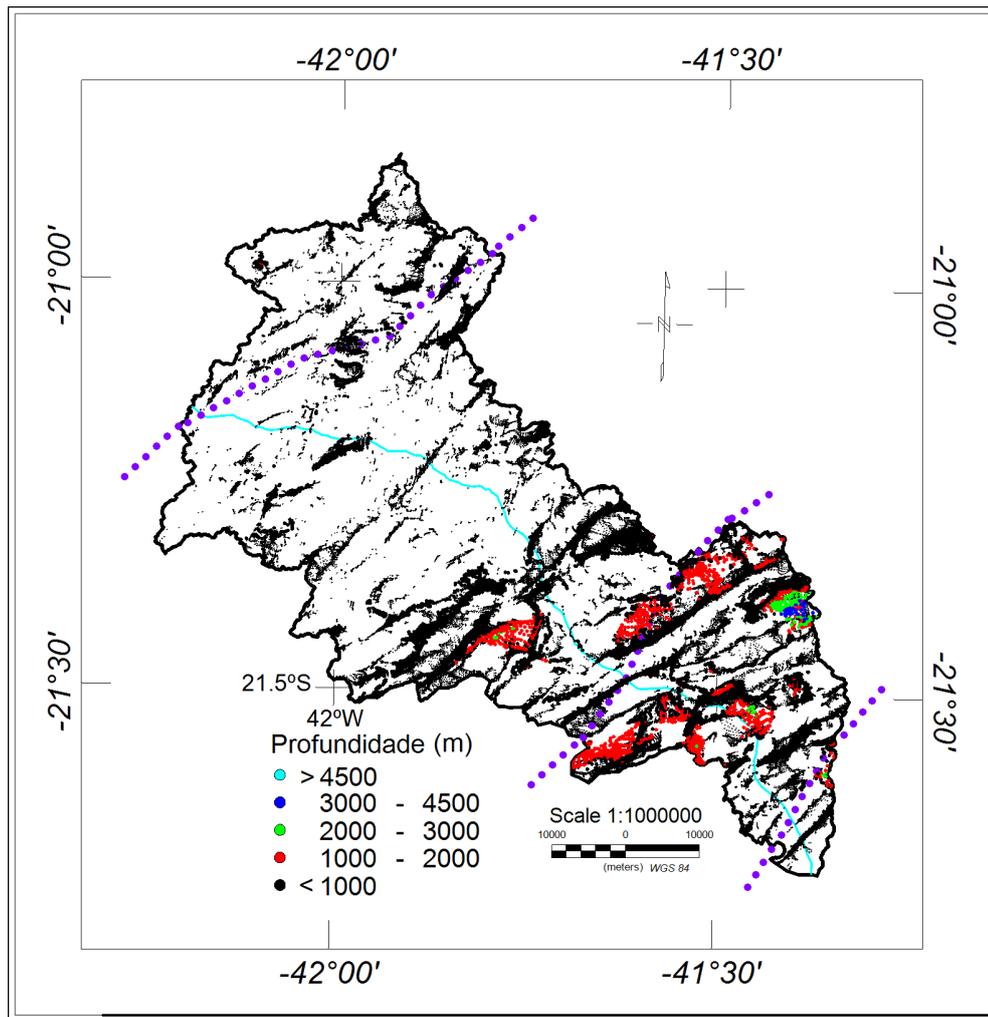


Figura 22 – Profundidades das fontes magnéticas obtidas pelas soluções de Euler aplicadas ao grid de campo magnético anômalo filtrado (passa-alta).

Diferentemente da deconvolução de Euler, que seleciona apenas um tipo de fonte, foram calculadas as profundidades das camadas magnetizadas utilizando dois métodos de análise espectral em conjunto: o da inclinação espectral e do centroide.

O método de análise espectral centroide se encontra implementado em uma rotina Matlab que seleciona janelas móveis a partir do grid do campo magnético anômalo e calcula a profundidade de camadas magnetizadas a partir dos valores existentes no centro destas janelas. Desta forma, o programa gera um espectro baseado no logaritmo desta amplitude magnética versus número de onda para cada janela selecionada, como mostrado na Figura ???. Como o número de onda é o inverso do comprimento de onda, é possível saber que, quanto maior o número de onda do espectro, mais próximo da superfície a fonte anômala está. Os valores encontrados nesta metodologia estão descritos na Tabela 24.

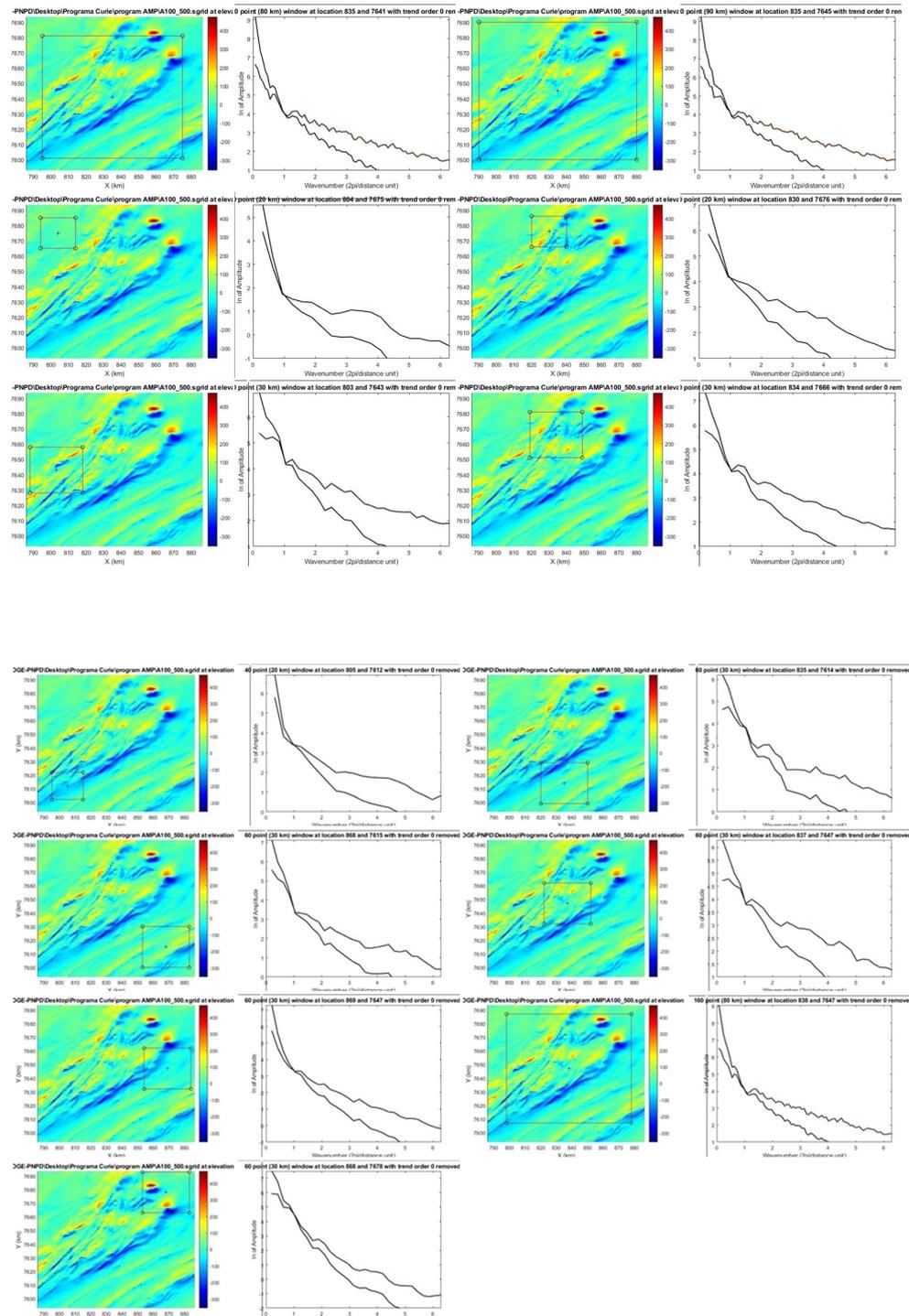


Figura 23 – Janelas de investigação utilizadas neste trabalho com seus respectivos espectros ao lado.

ID	Long (W)	Lat (S)	Janela (m)	RASA		INTERMEDIARIA		PROFUNDAS	
				ztop	zbot	ztop	zbot	ztop	zbot
A	41.77	21.30	80	*	*	*	*	3.72	9.95
B	41.77	21.27	90	0.54	1.29	1.18	3.18	3.37	10.86
C	42.08	21.00	20	0.25	1.23	0.38	1.57	4.21	7.71
D	41.83	20.99	20	0.45		0.82	1.69	2.60	8.82
E	42.08	21.29	30	0.67	1.34	0.97	1.97	2.42	4.78
F	41.78	21.28	30	0.40	1.24	0.93	1.82	2.91	6.51
G	42.05	21.57	20	0.30	0.91	1.03	2.21	6.26	10.68
H	41.77	21.55	30	0.05	0.53	0.54	2.35	3.26	5.62
I	41.45	21.53	30	0.65	1.50	0.86	2.17	2.18	6.22
J	41.75	21.25	30	0.22	1.17	1.10	2.31	3.42	3.66
L	41.45	21.24	30	0.66	1.28	0.91	2.00	4.14	9.39
M	41.74	21.25	80	0.59	1.69	1.82	2.93	2.42	9.04
N	41.46	20.96	30	1.67	2.40	2.77	3.80	2.25	7.49

Figura 24 – Profundidades para o topo (ztop) e base (zbase), ambos em metros, para as janelas selecionadas na região de estudo, baseado no método centroide de análise espectral. Mapa colorido ao fundo representa o campo magnético anômalo enquanto as isolinhas representam as profundidades de Curie em km.

A partir dos dados referentes às fontes magnéticas mais profundas é possível fazer um paralelo com a profundidade Curie da bacia. O mapa representado na Figura 25, ilustra tal superfície na bacia do rio Muriaé através de isolinhas, dispostas em quilômetros (km).

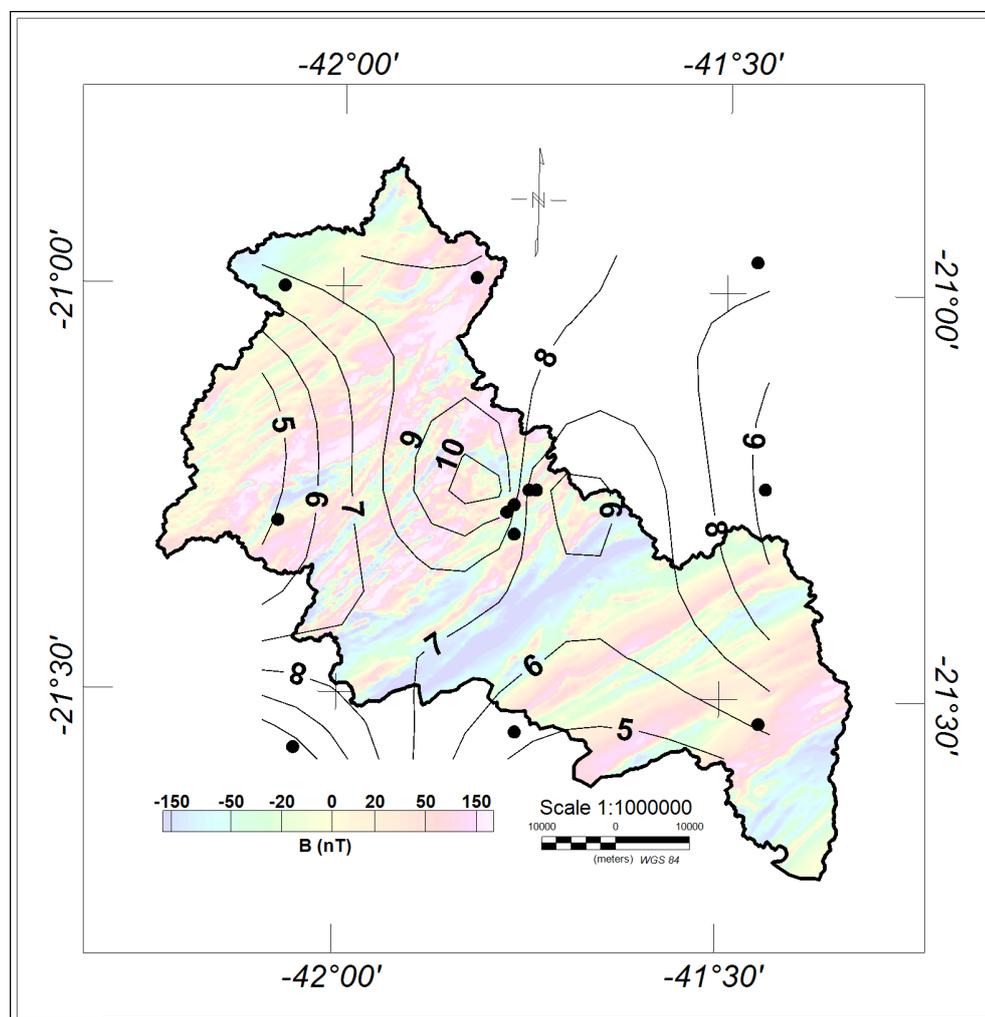


Figura 25 – Profundidade de Curie obtida por análise espectral do campo magnético anômalo. Isolinhas estão dispostas em quilômetros.

As fontes magnéticas mais profundas, de acordo com essa metodologia, foram encontradas na região central da bacia, onde as camadas mais profundas variam de 3 a 8 km aproximadamente e estão ligadas à zona de faturamento da região.

Já na região SE da área de estudo, foi verificada a existência de fontes magnéticas mais pontuais com valores de profundidade para a camada mais profunda na ordem de 4 à 5 km. Esta característica advém do contexto sedimentar dessa área.

## 5.9 Discussões

Segundo autores supracitados, a área de estudo é marcada por parte do Cinturão Orogênico do Atlântico, unidade morfoestrutural que compreende um conjunto diversificado

de rochas metamórficas e ígneas de idade Pré-Cambriana e Paleozóica. A tectônica desta região é marcada principalmente por uma série de maciços costeiros, falhamentos e fraturas (de direção NE-SW, na porção centro-sul e NNE-SSW, na porção centro-norte), que sustentaram algumas zonas planálticas e depressões interplanálticas. As unidades geológicas que marcam a região de estudo são predominantemente a Araçuai e Paraíba do Sul onde há a presença de unidades quaternárias formadas por coberturas detríticas indiferenciadas e a unidade Barreiras. Este conjunto de rochas, com resistências diferenciadas aos processos erosivos e de denudação deram origem às escarpas serranas, os morros e às colinas presentes da área de estudo.

A partir da análise dos dados advindos dos trinta (30) poços analisados em conjunto com as técnicas geofísicas aplicadas aos dados magnetométricos, resultados importantes na caracterização termoestrutural da região foram alcançados. Neste processo, foi possível separar a bacia hidrológica do rio Muriaé em duas áreas distintas (Figura 26).

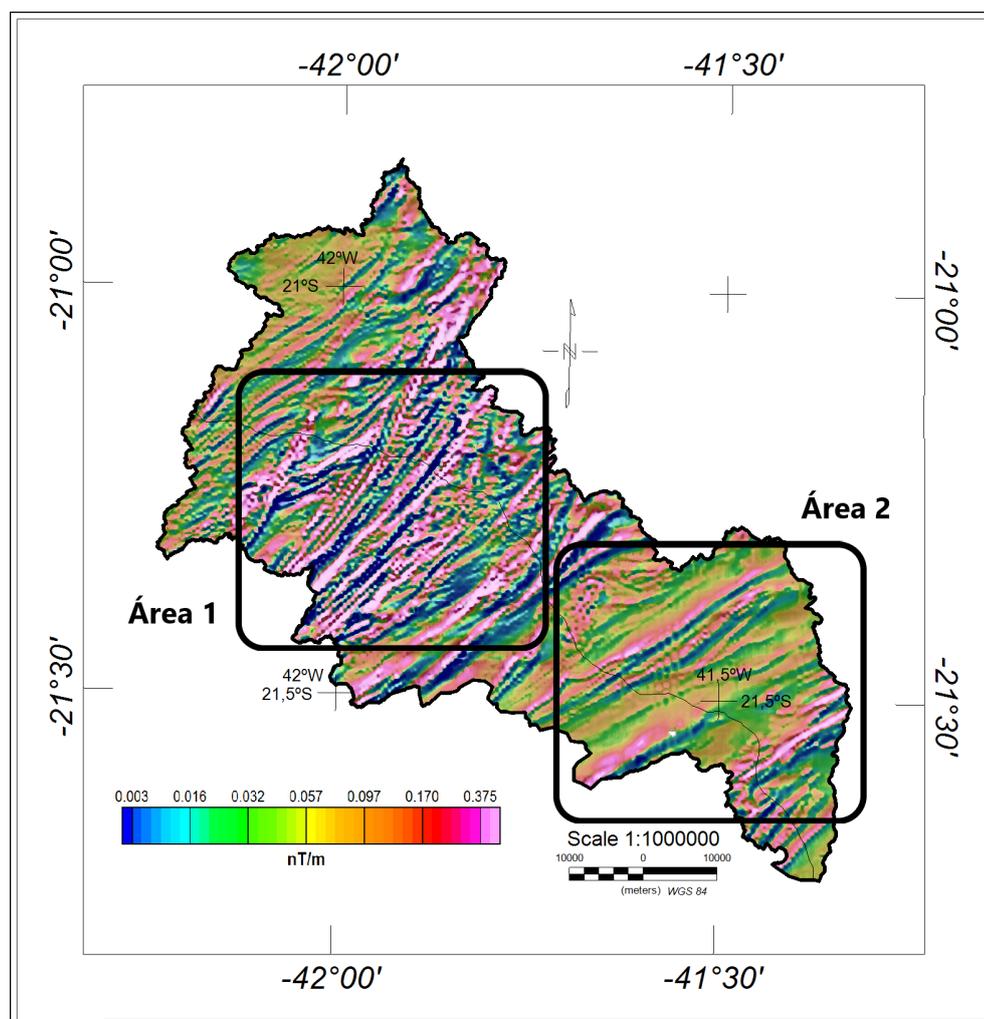


Figura 26 – Modelo termoestrutural da bacia hidrológica do rio Muriaé. Mapa mostra o resultado da derivada vertical para realçar a diferença nos lineamentos.

A área 1 possui valor de fluxo de calor dentro da média mundial, aproximadamente

$60mW/m^2$ . Além disso, esta região é marcada por lineamentos com fontes magnéticas de profundidades entre 3 e 8km, direção NNE-SSW e pequenas distâncias entre si.

Agregando estes resultados à geologia do local, marcada principalmente pela depressão interplanáltica Pomba-Muriaé, uma zona de cisalhamento intenso, arcabouço tectônico marcado por grandes lineamentos (que condizem com as direções dos lineamentos magnéticos) e alto grau de fraturamento (BRENNER; FERRARI; PENHA, 1980), foi evidenciado que esta é uma zona geotermicamente estável, cujo resfriamento em sua formação se deu de maneira abrupta e o alto grau de fraturamento não caracteriza atividades tectônicas atuais. O fato das fontes magnéticas anômalas mais profundas serem encontradas nesta região também justifica esta zona possuir temperaturas mais baixas. Isso demonstra que a superfície de Curie está numa profundidade mais alta, dificultando a transmissão de calor.

Em contrapartida, a área 2 possui valores anômalos de fluxo de calor,  $80mW/m^2$  em média e uma tendência de lineamentos mais distanciados entre si, com direção ENE-WSW. Além disso, suas fontes estruturais possuem profundidades mais rasas, entre 4 e 5 km. Geologicamente é uma área caracterizada pelos terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas, onde a transgressão marinha elevou o nível de base geral e houve intensa descarga de sedimentos fluviais e marinhos (SILVA, 2002).

O conjunto de resultados, tanto das análises geofísicas quanto geológicas, demonstram que esta região é geotermicamente anômala. Este fato é justificado pelas fontes magnéticas estarem em profundidades menores, mostrando que a superfície de Curie é mais rasa e, portanto o calor pode ser transmitido com maior facilidade.

## 6 Conclusão

A integração de dados aeromagnéticos e geotérmicos realizada neste trabalho ampliou o conjunto de informações geofísicas com intuito de auxiliar na caracterização da subsuperfície da porção fluminense da bacia hidrológica do rio Muriaé, região localizada à Nordeste do estado do Rio de Janeiro.

A partir da análise dos trinta (30) poços disponibilizados na região, o mapeamento do fluxo geotérmico da região foi realizado. Estes dados possibilitaram uma avaliação inicial da área de estudo evidenciando duas regiões termicamente distintas: Uma à Noroeste da bacia, com valores de fluxo de calor dentro da média global e outra, à Sudeste, apresentando valores de fluxo de calor majoritariamente maiores. Para aprimorar a interpretação das feições termais, dados aeromagnéticos foram utilizados em conjunto à técnicas de filtragem.

A análise destes resultados mostra que as maiores temperaturas observadas na região estão diretamente associadas à profundidade da superfície de Curie do local. Desta forma, notou-se que, na área geotermicamente estável, onde o fluxo de calor está dentro da média, existe a ocorrência de lineamentos mais próximos entre si e superfície de Curie mais profunda, ou seja, a taxa de transmissão de calor é mais baixa. Este fato também pode ser justificado pela geologia do local que é caracterizado pela depressão interplanáltica Pomba-Muriaé, local com presença de falhamentos e lineamentos estruturais condizentes aos magnéticos. Em contrapartida, a área com fluxo de calor anômalo é demarcada por lineamentos magnéticos mais espaçados entre si que possuem suas fontes de anomalia mais rasas. Com isso, foi possível observar que esta região possui superfície de Curie mais rasa, fato que faz com que o calor possa ser transmitido com maior facilidade e, assim, justifica esta área ser geotermicamente anômala.

Como a metodologia foi eficaz para caracterizar a bacia, perspectivas futuras para o trabalho foram ponderadas. Seria interessante realizar uma nova perfuração de poços, desta vez com profundidades maiores a fim de ratificar os valores de temperatura estimados. Além disso, realizar um levantamento magnético terrestre cruzando a bacia seria ideal para mapear melhor a subsuperfície rasa da região. Eventualmente, realizar um levantamento gamaespectométrico pode ser uma boa saída para maiores correlações entre a geologia da região e os radioisótopos com objetivo de entender se o calor do local também pode ser resultado deste tipo de fonte.

# Referências

- AB'SÁBER, A. N. *Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro: considerações finais: conclusões*. [S.l.]: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1972.
- ALEXANDRINO, C.; HAMZA, V. Terrestrial heat flow in non-thermal ground water circulation settings of Brazil. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications*, v. 1, n. 1, p. 46–51, 2018.
- ALMEIDA, F. d. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, v. 48, p. 15–26, 1976.
- ALMEIDA, F. d. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *Simpósio de Geologia do Sudeste*, v. 2, p. 423–428, 1991.
- ALMEIDA, F. F. M. de. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. [S.l.]: DNPM, 1967.
- AMORIM, R. R.; REIS, C. H.; FERREIRA, C. Mapeamento dos geossistemas e dos sistemas antrópicos como subsídio ao estudo de áreas com riscos a inundações no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Muriaé (Rio de Janeiro–Brasil). *Territorium*, Universidade de Coimbra, n. 24, p. 89–114, 2017.
- BEARD, L. P.; SZIDAROVSKY, A. et al. Estimating depths of magnetic bodies under volcanic cover using Euler deconvolution. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS. *2018 SEG International Exposition and Annual Meeting*. [S.l.], 2018.
- BENFENATTI, M. V. C. Aproveitamento do potencial geotérmico em mina subterrânea: um estudo de revisão bibliográfica. 2017.
- BHATTACHARYYA, B.; LEU, L.-K. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 42, n. 1, p. 41–50, 1977.
- BLAKELY, R. J. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1995.
- BLAKELY, R. J.; SIMPSON, R. W. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 51, n. 7, p. 1494–1498, 1986.
- BOLDIZSAR, T. New terrestrial heat flow values from Hungary. *Geofísica pura e applicata*, Springer, v. 39, n. 1, p. 120–125, 1958.
- BRAGA, A. C. de O. *Geofísica aplicada: métodos geométricos em hidrogeologia*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2016.
- BRENNER, T.; FERRARI, A.; PENHA, H. Lineamentos estruturais do nordeste do estado do Rio de Janeiro. *CONGR. BRÁS. GEOL.*, v. 31, p. 2551–2564, 1980.

- BULLARD, E. C. Heat flow in south africa. *Proceedings of the royal society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, The Royal Society London, v. 173, n. 955, p. 474–502, 1939.
- CERRONE, B. N.; HAMZA, V. M. Variações paleoclimáticas no estado do rio de janeiro com base no método geotérmico. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS. *8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. [S.l.], 2003. p. cp–168.
- CLARK, D. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, Australian Government Publishing Service, v. 17, p. 83–104, 1997.
- DANTAS, M. et al. Geomorfologia do estado do rio de janeiro. *CPRM. Estudo geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília, 2001.
- DESCOVI, P. L.; VIEIRA, F. P. Regions of anomalous geothermal fields in the state of tocantins, central brazil. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications*, v. 2, n. 1, p. 30–36, 2019.
- DUARTE, B. P. et al. Geologia e recursos minerais da folha itaperuna sf. 24-vci. CPRM, 2012.
- FOURNIER, R.; POTTER, R. Revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Bull., Geotherm. Resour. Counc. (Davis, Calif.); (United States)*, v. 11, n. 10, 1982.
- FOURNIER, R.; TRUESDELL, A. An empirical na k ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, v. 37, n. 5, p. 1255–1275, 1973.
- FOWLER, C. M. R.; FOWLER, C. M. R.; FOWLER, M. *The solid earth: an introduction to global geophysics*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1990.
- GAUSS, C. F. Allgemeine theorie des erdmagnetismus, in resultate aus den beobachtungen des magnetischen vereins im yahr 1838. *Sci. Mem. Select. Trans. Foreign Acad. Learned Soc. Foreign J.*, v. 2, p. 184–251, 1841.
- GOMES, A. J. de L.; HAMZA, V. M. Avaliação de recursos geotermiais do estado do rio de janeiro. In: *8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. [S.l.: s.n.], 2003.
- GROTZINGER, J.; JORDAN, T. *Para Entender a Terra-6*. [S.l.]: Bookman Editora, 2013.
- GUIMARAES, S. N. P.; HAMZA, V. M. Avanços na caracterização das estruturas geológicas em subsuperfície da província uranífera lagoa real (ba) a partir de dados aerogeofísicos. *Geosciences= Geociências*, v. 28, n. 3, p. 273–286, 2009.
- GUIMARAES, S. N. P.; HAMZA, V. M. Thermomagnetic features of crust in southern parts of the structural provinces of tocantins and são francisco, brazil. *ISRN Geophysics*, Hindawi, v. 2013, 2013.
- GUNN, P. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical prospecting*, Wiley Online Library, v. 23, n. 2, p. 300–312, 1975.

- HAENEL, R.; MONGELLI, F. Thermal exploration methods. In: *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination*. [S.l.]: Kluwer Utrecht, 1988. p. 353–390.
- HAMZA, V.; VERMA, R. The relationship of heat flow with age of basement rocks. *Bulletin Volcanologique*, Springer, v. 33, n. 1, p. 123–152, 1969.
- HAMZA, V. M.; MUÑOZ, M. Heat flow map of south america. *Geothermics*, Elsevier, v. 25, n. 6, p. 599–646, 1996.
- HAMZA, V. M.; VIEIRA, F. Global heat flow: New estimates using digital maps and gis techniques. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, v. 1, n. 1, p. 6–13, 2018.
- HEILBRON, M. O segmento central da faixa ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica. *Rio de Janeiro*, 1995.
- HOOD, P.; WARD, S. Airborne geophysical methods. In: *advances in geophysics*. [S.l.]: Elsevier, 1969. v. 13, p. 1–112.
- JAEGER, J. C.; CARSLAW, H. S. *Conduction of heat in solids*. [S.l.]: Clarendon P, 1959.
- JAMES, P. J.; THORPE, N.; THORPE, I. *Ancient inventions*. [S.l.]: Random House Digital, Inc., 1995.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. Geofísica de exploração: Tradução maria cristina moreira coelho. *São Paulo, Oficina de Textos*, 2009.
- KELLOG, O. *Foundations of potential theory*. [S.l.], 1953.
- KREBES, E. S. *Seismic Wave Theory*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2019.
- MALEHMIR, A. et al. Seismic methods in mineral exploration and mine planning: A general overview of past and present case histories and a look into the future. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 77, n. 5, p. WC173–WC190, 2012.
- MEDINA, A. S.; QUINTAS, M. C. L. Método de interpolação de curvatura mínima. *II Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação. Recife*, p. 8–11, 2008.
- MINTY, B. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, Taylor & Francis, v. 22, n. 4, p. 591–592, 1991.
- MONGELLI, F. Un metodo per la determinazione in laboratorio della conducibilità termica delle rocce. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, X, p. 51–58, 1968.
- NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 37, n. 3, p. 507–517, 1972.
- NETTO, A. C. Mecanismos e condicionantes geo-hidroecológicos do voçorocamento em ambiente rural: implicação na estabilidade de encostas. 1997.
- OKUBO, Y. et al. Curie point depths of the island of kyushu and surrounding areas, japan. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 50, n. 3, p. 481–494, 1985.

- OLIVEIRA, F. N. M. d. et al. Inferência de mudanças climáticas na região de manaus (am) usando dados geotermiais e meteorológicos. *Revista Brasileira de Geofísica*, SciELO Brasil, v. 24, n. 2, p. 169–187, 2006.
- ÖZİŞİK, M. N. *Heat conduction*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 1980.
- PRADO, R. B. et al. Diagnóstico do meio físico da bacia hidrográfica do rio muriaé. *Embrapa Solos-Docmentos (INFOTECA-E)*, Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2005., 2005.
- PRESS, F. et al. *Understanding earth*. [S.l.]: Macmillan, 2004.
- REIS, A.; MANSUR, K. Sinopse geológica do estado do rio de janeiro na escala 1: 400.000. *Nitéroi (RJ): Departamento de Recursos Minerais (DRM). Secretaria do Estado de Meio Ambiente do Rio de Janeiro*, 1995.
- RICCOMINI, C. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1989.
- ROY, K. K. *Potential theory in applied geophysics*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2007.
- SADOWSKI, G. R.; CAMPANHA, G. A. d. C. Grandes falhas no brasil continental. *Geologia do continente sul-americano:: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 2004.
- SALVIANO, M. F. *Modelagem hidrológica da bacia do rio Muriaé com TOPMODEL, telemetria e sensoriamento remoto*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2019.
- SANTOS, H. S.; CUNHA, G. N.; CASTRO, J. R. Avaliação qualitativa das técnicas de interpolação de mínima curvatura, krigagem e bidirecional na formação de imagens. *Revista de Engenharias da Faculdade Salesiana*, n. 4, p. 2–16, 2016.
- SILVA L.C.; CUNHA, H. Estudo geoambiental do estado do rio de janeiro. 2000.
- SILVA, T. M. *A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro. 265 f.* Tese (Doutorado) — Tese (Doutorado em Geografia)–Departamento de Geografia–IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.
- SMITH, W.; WESSEL, P. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 55, n. 3, p. 293–305, 1990.
- SPECTOR, A.; GRANT, F. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 35, n. 2, p. 293–302, 1970.
- SWANBERG, C. A.; MORGAN, P. The silica heat flow interpretation technique: assumptions and applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, v. 85, n. B12, p. 7206–7214, 1980.
- TARANTOLA, A. *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. [S.l.]: siam, 2005. v. 89.
- TELFORD, W. M. et al. *Applied geophysics*. [S.l.]: Cambridge university press, 1990. v. 1.

THOMPSON, D. Eulph: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 47, n. 1, p. 31–37, 1982.

TOMAZ, E. et al. Integração de dados estruturais ao longo da margem continental da bacia de campos, região da planície costeira do rio paraíba do sul. In: *3 O CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS*. [S.l.: s.n.], 2004.

USGS. Spatial data transfer standard. *United States Geological Survey*, 1997.

VOZOFF, K. The magnetotelluric method. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics: Volume 2, application, parts A and B*. [S.l.]: Society of exploration geophysicists, 1991. p. 641–712.

WEISS, N. Dynamos in planets, stars and galaxies. *Astronomy & Geophysics*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 43, n. 3, p. 3–9, 2002.