

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOTÉRMICOS E MAGNÉTICOS NA
CONSTRUÇÃO DE UM MODELO TERMOESTRUTURAL DA BACIA
POTIGUAR - MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Mateus Andrade Rodrigues

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador(a): Dr. Fábio Pinto Vieira

Co-orientador(a): Dra. Suze Nei Pereira
Guimarães

Rio de Janeiro
Novembro de 2025

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOTÉRMICOS E MAGNÉTICOS NA
CONSTRUÇÃO DE UM MODELO TERMOESTRUTURAL DA BACIA
POTIGUAR - MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Mateus Andrade Rodrigues

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE
EM GEOFÍSICA.

Examinada por:

Prof. Dr. Fábio Pinto Vieira

Prof. Dr. Emanuele Francesco La Terra

Profa. Dra. Alanna Costa Dutra

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
NOVEMBRO DE 2025

Rodrigues, Mateus Andrade

Integração de Dados Geotérmicos e Magnéticos na
Construção de um Modelo Termoestrutural da Bacia
Potiguar - Margem Equatorial Brasileira/Mateus Andrade
Rodrigues. – Rio de Janeiro: ON, 2025.

??, 107 p. 29,7cm.

Orientador(a): Fábio Pinto Vieira

Co-orientador(a): Suze Nei Pereira Guimarães

Dissertação (mestrado) – ON/Programa de Pós-
graduação em Geofísica, 2025.

Referências Bibliográficas: p. 70 – 76.

1. Geotermia. 2. Anomalias Magnéticas. 3. Análise
Espectral. 4. Bacia Potiguar. 5. Fluxo de Calor. I.
Guimarães, Suze Nei Pereira. II. Observatório Nacional,
Programa de Pós-graduação em Geofísica. III. Título.

Dedicatória

À minha avó Edenia, que, no plano em que estiver, deve sentir orgulho do neto “pedreiro”, que segue firme como as pedras que estuda.

Agradecimentos

O caminho da pesquisa é longo e árduo, por isso inicio este texto agradecendo a todos que o percorreram antes de mim, tornando possível que eu chegasse até aqui. Agradeço a Deus e à espiritualidade por permitirem a conclusão deste estudo e, ao lado deles, à minha família, que foi meu alicerce em todos os momentos.

Registro, ainda, minha profunda gratidão aos meus orientadores, Prof. Dr. Fábio Vieira e Profa. Dra. Suze Guimarães, pelos ensinamentos e conselhos, essenciais ao desenvolvimento desta pesquisa. Estendo também meus agradecimentos aos companheiros de jornada do Observatório Nacional, que compartilharam comigo este percurso, em especial ao amigo Nicolas Hispagnol, cuja generosidade sempre lhe permitiu encontrar tempo para esclarecer minhas dúvidas e compartilhar boas conversas.

Finalizo este singelo agradecimento lembrando aqueles que foram meu alicerce ao longo destes anos, sobretudo nos momentos em que o desânimo se fez presente. Não posso deixar de citar Luiz Henrique Torres, que esteve ao meu lado em todo este percurso, assim como Juliana Fernandes, Gilmar Pachá e Giovanni Eneas, meus queridos irmãos, verdadeiros presentes da vida. A todos, minha gratidão por caminharem comigo e pela ciência que, humildemente, busco representar. *Scientia Vincet!*

Resumo da Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOTÉRMICOS E MAGNÉTICOS NA CONSTRUÇÃO DE UM MODELO TERMOESTRUTURAL DA BACIA POTIGUAR - MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

Mateus Andrade Rodrigues

Novembro/2025

A Bacia Sedimentar Potiguar destaca-se como uma das mais relevantes do Brasil no cenário exploratório de petróleo e gás. Localizada na Margem Equatorial Brasileira, sua exploração teve início no século XX. Com os avanços tecnológicos e os resultados obtidos em estudos realizados em bacias correlatas na costa africana, novas investigações vêm sendo propostas, com especial atenção às áreas offshore, que ainda demandam pesquisas mais detalhadas. Logo, esta pesquisa propõe estudar os processos evolutivos da Bacia Potiguar por meio da aplicação de métodos geofísicos, incluindo análises magnetométricas e geotérmicas. Foi utilizado um conjunto de 382 dados geotérmicos diretos neste estudo e a distribuição de calor crustal na bacia indicam três (3) grandes anomalias positivas na porção emersa da Bacia Potiguar. Duas dessas anomalias se encontram na porção S-SE da bacia com o gradiente geotérmico médio de $52^{\circ}C/km$ e a terceira região anômala localiza-se na região à NW com o gradiente em torno de $45^{\circ}C/km$. Já o fluxo de calor observado nestas mesmas regiões excede $120mW/m^2$ na porção S-SE, enquanto na região NW é de $100mW/m^2$. As informações magnetométricas revelam um contexto estrutural da bacia com direção predominante NE-SW de seus lineamentos magnéticos, o que corrobora com as direções do arcabouço estrutural mapeadas na bacia. Ao fim desta pesquisa, foram identificadas anomalias geotérmicas significativas, especialmente associadas aos domínios Carnabaús e Seridó, onde o conteúdo sedimentar é raso em comparação com o depocentro da bacia. Essas anomalias, situadas em regiões de falhas, são influenciadas tanto por aspectos morfoestruturais, quanto pelo vulcanismo ocorrido na região. Além disso, a modelagem geotermal e a análise espectral dos dados aeromagnetométricos mostraram concordância, evidenciando uma isoterma de Curie mais rasa, com profundidades entre 8 e 11 km, o que corrobora as anomalias térmicas identificadas na bacia.

Palavras-chave: geotermia; bacia Potiguar; isoterma de Curie; análise espectral.

Abstract of the Dissertation presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master in Geophysics.

INTEGRATION OF GEOTHERMAL AND MAGNETIC DATA IN THE
CONSTRUCTION OF A THERMOSTRUCTURAL MODEL FOR THE
POTIGUAR BASIN - BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN

Mateus Andrade Rodrigues

November/2025

The Potiguar Sedimentary Basin stands out as one of the most significant in Brazil within the exploratory oil and gas landscape. Located on the Brazilian Equatorial Margin, its exploration began in the 20th century. With technological advancements and results obtained from studies conducted in related basins along the African coast, new investigations have been proposed, particularly focusing on offshore areas that still require more detailed research.

Thus, this study aims to investigate the evolutionary processes of the Potiguar Basin through the application of geophysical methods, including magnetometric and geothermal analyses. A set of 382 direct geothermal data was utilized in this study, and the crustal heat distribution within the basin indicates three (3) major positive anomalies in the emerged portion of the Potiguar Basin. Two of these anomalies are located in the S-SE portion of the basin with an average geothermal gradient of $52^{\circ}\text{C}/\text{km}$, while the third anomalous region is situated to the NW with a gradient around $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$. The heat flow observed in these same regions exceeds $120\text{mW}/\text{m}^2$ in the S-SE portion, whereas in the NW region, it is $100\text{mW}/\text{m}^2$. The magnetometric information reveals a structural context of the basin with a predominant NE-SW direction of its magnetic lineaments, which corroborates with the directions of the structural framework mapped in the basin.

At the end of this research, significant geothermal anomalies were identified, especially associated with the Carnabaús and Seridó domains, where sedimentary content is shallow compared to the depocenter of the basin. These anomalies, located in fault regions, are influenced by both morphostructural aspects and volcanic activity that has occurred in the area. Additionally, geothermal modeling and spectral analysis of aeromagnetometric data showed agreement, highlighting a shallower

Curie isotherm with depths between 8 and 11 km, which supports the thermal anomalies identified in the basin.

Keywords: geothermal energy; Potiguar Basin; Curie isotherm; spectral analysis.

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Introdução	1
2	Objetivos	3
2.1	Objetivo principal	3
2.2	Objetivos Específicos	3
3	Geologia Regional	4
3.1	Margem Equatorial Brasileira	4
3.2	Bacia Potiguar	5
3.2.1	Embasamento: Província Borborema	7
3.2.2	Conhecimentos Geofísicos Prévios da Bacia Potiguar	8
3.2.3	Sequência Litoestratigráfica	11
3.2.4	Eventos Magmáticos	12
4	Metodologia Experimental	13
4.1	Método Geotérmico	14
4.1.1	Metodologia Experimental de Aquisição de Dados Geotérmicos	15
4.1.2	Gradiente Geotérmico	19
4.1.3	Condutividade Térmica	28
4.1.4	Fluxo Geotérmico	29
4.2	Modelo de Variação Térmica Crustal e Isotherma de Curie	30
4.3	Campo Magnético da Terra	31
4.3.1	Método Magnetométrico	32
4.3.2	Filtros de Realce Qualitativos	37
4.3.3	Análise Espectral de Dados Magnetométricos	39
5	Base de Dados	43
5.1	Dados Geotérmicos	43
5.2	Dados Aeromagnetométricos	46
5.2.1	Mapas Temáticos	47

6	Resultados	49
6.1	Geotermia	49
6.2	Aeromagnetometria	54
6.2.1	Análise Espectral dos Dados Aeromagnetométricos	56
7	Discussões	59
8	Conclusões	68
	Referências Bibliográficas	70
A:	Apêndice 1	77
B:	Apêndice 2	94
C:	Apêndice 3	99
D:	Apêndice 4	102

Lista de Figuras

3.1	Contexto geológico simplificado da Bacia Potiguar. O Mapa (A) mostra as principais litologias e falhas estruturais. Modificado de Portella et al. 2017 <i>apud</i> Angelim et al., 2006; Mohriak, 2003. A Figura (B) destaca os seus principais sistemas de falhas, graben e horst.	6
3.2	Mapa da bacia Potiguar com a interpretações de seus domínios magnéticos (PEDROSA JR <i>et al.</i> , 2010).	8
3.3	Modelo interpretativo dos blocos crustais sob a bacia Potiguar, derivado da inversão gravitacional e da geologia de superfície. Modificado de DE CASTRO <i>et al.</i> (2012)	10
3.4	Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar (PESSOA NETO <i>et al.</i> , 2007).	11
4.1	Diagrama esquemático das duas metodologias propostas neste trabalho para a construção do modelo termoestrutural da bacia.	14
4.2	Ilustração da sonda térmica. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (LabGeot - ON).	17
4.3	Instrumentação geotérmica utilizada para perfilagem. (A) Tripé de sustentação com o carretel e o cabo de aço onde o sensor é acoplado; (B) Computador portátil conectado à sonda térmica. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (LabGeot - ON).	18
4.4	Gráfico com um aplicação do método CVL para dados do intervalo de aproximadamente 140 metros a 240 metros no Poço "Fazenda Serra Verde", no RN. Os pontos azuis são medidas de temperatura com perturbações ambientais, e os verdes são medidas que as quais pode-se observar a tendência sem influência ambiental e a linha em vermelho é a linha de tendência.	21
4.5	Representação esquemática dos efeitos térmicos da perfuração de um poço conforme o aumento da profundidade. Modificado de (?).	23
4.6	Gráfico das temperaturas obtidos durante a perfuração do poço (em azul) e a temperatura corrigida a partir do método AAPG (em vermelho). Fonte: o autor.	24

4.7	Gráfico com um aplicação do método CBT para um poço "Felipe Camarão" com aproximadamente 65 metros de profundidade, no RN. Os pontos azuis são medidas de temperatura com perturbações ambientais e a linha em vermelho é a linha de tendência.	26
4.8	Ilustração do camadas litológicas as quais é calculada a média ponderada da condutividade térmica (λ), conforme o material geológico e a sua respectiva espessura Δz . Fonte: o autor	29
4.9	Descrição das componentes geomagnéticas do campo magnético principal. Modificado de TELFORD <i>et al.</i> (1990)	32
4.10	Índices padrões de susceptibilidade magnética das rochas sedimentares e ígneas. Modificado de LOWRIE e FICHTNER (2020).	34
4.11	Minerais paramagnéticos (A) e diamagnéticos (B) sem a influência de um campo magnético (à esquerda) e com a influência de um campo magnético (à direita); a seta laranja indica a direção do campo. Modificado de SCHÖN (2011).	35
4.12	O comportamento dos materiais ferromagnéticos, antiferromagnéticos e ferrimagnéticos é determinado pelo alinhamento dos seus spins, o qual varia de acordo com as propriedades individuais de cada material. Modificado de SCHÖN (2011).	36
4.13	Exemplo da aplicação do método de análise espectral centróide. A figura ilustra a janela aberta através <i>software Matlab</i> com o grid do campo anômalo da bacia Potiguar, onde são calculadas as profundidades das camadas magnetizadas no centro das áreas selecionadas. . .	40
4.14	Ilustração do modelo proposto por Okubo et al. 1985, com as profundidades do centroide (Z_0), do topo (Z_T) e da base (Z_B) da camada magnética Modificado de MACHADINHO <i>et al.</i> (2014).	41
4.15	Espectro de amplitude do campo magnético na região de estudo. O programa gera um espectro de baseado no logaritmo desta amplitude magnética versus número de onda para cada janela selecionada. Observa-se o espectro dividido baseado nas inclinações de 4 segmentos de amplitude, determinando, desta forma fontes profundas (em vermelho), intermediárias (laranja), rasas (azul) e fontes próximas à superfície e/ou ruídos (cinza)	42
5.1	Gráfico com a distribuição percentual dos dados utilizados nesta pesquisa.	44
5.2	Localização da base de dados geotérmicos que incorporam esse estudo. Fonte: o autor.	45

5.3	Mapa da bacia Potiguar emersa zoneada a partir dos normais de temperatura da região entre 1960-1991. Nota-se, ainda, que foram plotados neste mapa a localização dos poços <i>BHT</i> utilizados nesta pesquisa. Fonte: o autor.	46
5.4	Mapa do Campo Magnético Anômalo da bacia Potiguar. Fonte: o autor	47
6.1	Mapa do gradiente geotermal da bacia Potiguar. As áreas em destaque A, B e C indicam anomalias geotérmicas. Fonte: o autor	50
6.2	Mapa de condutividade dos poços da bacia Potiguar	51
6.3	Mapa do Fluxo de Calor da porção onshore da bacia Potiguar. Fonte: o autor	52
6.4	Mapa da superfície de Curie da porção onshore da bacia Potiguar. Fonte: o autor	53
6.5	Mapa de derivada vertical da bacia Potiguar com os lineamentos magnéticos da porção <i>onshore</i> em vermelho. Fonte: o autor.	54
6.6	Mapa da gradiente total, onde foram interpretados 6 domínios magnéticos delimitadas por linhas pontilhadas: 1- Orós; 2- Jaguaribe; 3- Rifte Potiguar; 4- Carnaubais; 5- Seridó e 6- São José do Campestre. Fonte: o autor.	55
6.7	Mapa da Inclinação do Sinal Analítico. Fonte: o autor	56
6.8	Janelas de análise utilizadas neste estudo, acompanhadas de seus respectivos espectros. Fonte: o autor.	57
6.9	Mapa da superfície de Curie da bacia Potiguar elaborado a partir do método de análise espectral centróide. Fonte: o autor.	58
7.1	Mapa integrado de fluxo de calor da porção emersa da bacia Potiguar. Com anomalias positivas destacadas (Áreas 1 e 2) e um perfil A-A'. Fonte: o autor	60
7.2	Perfil A-A' da bacia Potiguar, onde pode-se observar a profundidade de Curie da região, assim como a profundidade de Moho e o fluxo de calor.	61
7.3	Mapa Termoestrutural da bacia Potiguar. Fonte:o autor	62
7.4	Gráficos de correlação entre os dados da profundidade da Superfície de Curie (A) e fluxo de calor (B), pelo método geotermal <i>vs.</i> método centroide.	66

Lista de Tabelas

4.1	Tabela com as litologias mais comuns da bacia Potiguar e os seus respectivos valores de condutividade térmica, segundo GUIMARÃES <i>et al.</i> (2022).	28
7.1	Tabela com os valores da isoterma de Curie e do fluxo de calor determinados a partir de dados de temperatura: C.G. (Curie Geotermal), F.G. (Fluxo Geotermal), C.E. (Curie Espectral) e F.E. (Fluxo Espectral).	64
A.1	Tabela com os dados de poços (BHT) onshore utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Poço, Latitude, Longitude, Profundidade (em metros), Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), Gradiente Geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), Condutividade Térmica ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$) e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).	78
B.1	Tabela com dados geotérmicos, cedidos pelo Laboratório de Geotermia (LabGeot - ON) do Observatório Nacional, utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Poço, Latitude, Longitude, Profundidade (em metros), Gradiente Geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), Condutividade Térmica ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$) e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).	95
C.1	Tabela com os dados de poço (BHT) offshore, cedidos pelo Laboratório de Geotermia (LabGeot - ON) do Observatório Nacional, utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Poço, Latitude, Longitude, Gradiente Geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), Condutividade Térmica ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$) e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).	100
D.1	Tabela com os dados de análise espectral utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Longitude, Latitude e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).	103
D.2	Tabela com informações sobre os projetos de aquisição de dados utilizados nesta pesquisa.	107

Capítulo 1

Introdução

1.1 Introdução

A Margem Equatorial Brasileira (MEB) evoluiu como resultado do movimento de falhas predominantemente transformantes entre os continentes da América do Sul e da África. Em 2012, houve a perfuração do primeiro poço que registrou a primeira descoberta de petróleo em águas profundas na região (MAIA DE ALMEIDA *et al.*, 2020). A exploração de hidrocarbonetos na região terrestre da bacia se dá desde 1949 (ANP, 2022). Estudos anteriores apontaram condições favoráveis de exploração na bacia potiguar na maturação térmica de hidrocarbonetos em profundidades que variam de 2 a 4 km em seu segmento oceânico (VIEIRA e HAMZA, 2009), contudo este estudo, em razão da escala, não apresenta um detalhamento de anomalias térmicas para a região. Portanto, visando preencher as lacunas identificadas na literatura, esta pesquisa se insere nesse contexto. A bacia Potiguar tem sido foco de inúmeros estudos ao longo dos anos, especialmente em sua região emersa (CASTRO e BEZERRA, 2015; PEDROSA JR *et al.*, 2010; RODRIGUES, 2013; SOUZA *et al.*, 2016). Grande parte desses estudos se dá graças à potencialidade geradora de óleo e gás da bacia. No entanto, a caracterização do fluxo geotérmico desta bacia foi apresentado de forma mais abrangente em alguns trabalhos, como: HAMZA *et al.* (2005), VIEIRA e HAMZA (2014), HAMZA *et al.* (2018), ao analisar o fluxo de calor em uma escala regional mais ampla da plataforma da América do Sul. Os resultados apontam para a existência de uma faixa estreita anômala ao longo da margem continental, caracterizado por valores de fluxo de calor sistematicamente elevados em relação aos das regiões continentais e oceânicas vizinhas HAMZA *et al.* (2005).

CORREA *et al.* (2016), em um estudo sobre o embasamento cristalino da província Borborema, apontam que o fluxo de calor na bacia varia aproximadamente de $68mW/m^2$ na região da bacia. Já CASTRO *et al.* (2022) apontam valores entre

$62mW/m^2$ e $67mW/m^2$. Assim, este trabalho será focado em um estudo direcionado à bacia Potiguar, em uma escala menor que os presentes na literatura possibilitando identificar e detalhar as anomalias geotérmicas da região. Além das anomalias geotérmicas, propõe-se, interpretar as suas origens e inferir como as estruturas geológicas presentes na bacia podem influenciar o calor.

A metodologia adotada nesta pesquisa baseia-se na análise de dados geotérmicos e aeromagnéticos da bacia, integrados em um único modelo com o objetivo de corrigir possíveis distorções causadas pela complexidade geológico-estrutural da região. Para o desenvolvimento de um modelo interpretativo de fluxo de calor da bacia, foram utilizadas informações geotérmicas provenientes de medições diretas e indiretas de temperatura, bem como estimativas derivadas da análise espectral de dados aeromagnéticos. Essa técnica foi aplicada devido à sua capacidade de estimar a profundidade da superfície de Curie, uma isoterma de $580^{\circ}C$, com base nas fontes magnetizadas mais profundas na crosta terrestre. A análise espectral permite identificar variações no campo magnético que estão relacionadas à profundidade dessas fontes, o que ajuda a determinar a localização da superfície de Curie e fornecer informações adicionais sobre a estrutura geotérmica da região. Esses dados compensam a ausência de medições diretas e indiretas de temperatura em áreas específicas da bacia.

Os dados de temperatura utilizados nesta pesquisa foram compilados a partir do banco de dados geotérmicos do Laboratório de Geotermia (LabGeot/ON) do Observatório Nacional, e incluem valores obtidos por meio de medições diretas de perfilação térmica, dos quais foram calculados o gradiente geotérmico, a condutividade térmica e o fluxo de calor. Os dados de temperatura são provenientes dos seguintes métodos de aquisição: convencional (CVL), temperatura estável de fundo de poço (CBT), temperatura estável de fundo de poço profundo (BHT) e estimativas indiretas derivadas de métodos geoquímicos (GCL). Os dados do campo magnético crustal, por sua vez, foram aplicados nas interpretações magnetométricas da bacia, através de filtros matemáticos de realce para a análise do campo potencial. O modelo magnetométrico possibilitou a identificação das principais feições estruturais do embasamento cristalino, já descritas na literatura, relacionadas à evolução tectônica da bacia.

Em síntese, o objetivo deste trabalho é a elaboração de um modelo termoestrutural da bacia Potiguar, decorrente da combinação de metodologias de geotermia e análise espectral do Campo Magnético Anômalo. O modelo proposto foi desenvolvido com base em dados geotérmicos e aeromagnetométricos, através de uma análise detalhada das condições geotérmicas da região, associadas às estruturas geológicas presentes na bacia.

Capítulo 2

Objetivos

2.1 Objetivo principal

O objetivo desta dissertação é compreender com maior profundidade e precisão o estado térmico da Bacia Potiguar, utilizando uma combinação de dados geotérmicos e aeromagnetométricos associados às principais estruturas tectônicas da região. Essa abordagem busca desenvolver um modelo termoestrutural que contribua para a caracterização detalhada do comportamento térmico e estrutural da bacia. Ademais, o estudo visa oferecer *insights* valiosos sobre as origens geológicas e os processos evolutivos que influenciaram a configuração atual da Bacia Potiguar, auxiliando, assim, no entendimento de suas implicações para a geodinâmica regional e possíveis aplicações em exploração de recursos. Essa abordagem multidisciplinar não só enriquece o conhecimento geofísico e geológico da Bacia Potiguar, mas também fornece uma base sólida para futuras investigações em geodinâmica e potencial energético na região.

2.2 Objetivos Específicos

- Desenvolver um modelo termoestrutural para a Bacia Sedimentar Potiguar.
- Utilizar os dados geotérmicos disponíveis na região para calcular os parâmetros geotérmicos da bacia e realizar o mapeamento das anomalias geotérmicas potenciais.
- Delimitar o limite da crosta magnetizada (superfície ou isoterma de Curie) da bacia, empregando métodos geotérmicos e magnetométricos.
- Identificar as estruturas geológicas em sub-superfície, conforme descritas na literatura, que influenciam o regime térmico da bacia.

Capítulo 3

Geologia Regional

3.1 Margem Equatorial Brasileira

A Margem Equatorial Brasileira (MEB) é uma região que concentra bacias sedimentares terrestres e marinhas (em águas rasas e profundas) ao longo do eixo do Equador e abrange inúmeros estados das regiões norte e nordeste do país, sendo eles: Amapá, Ceará, Maranhão, Piauí e Rio Grande do Norte. Na região estão presentes as bacias sedimentares da Foz do Rio Amazonas, Barreirinhas, Ceará e, a bacia Potiguar. A MEB é uma região de significativa importância no contexto energético brasileiro, uma vez que as descobertas na margem conjugada da África Ocidental desde 2007 (Jubilee, Tweneboa, Venus, Mercúrio dentre outros campos), na Bacia de Guiana-Suriname desde 2011 (campo de Zaedyus e Complexo Liza/Bloco Stabroek da Exxon) LORDELLO e YAMAMOTO (2015), e em águas profundas/ultraprofundas da Bacia Potiguar representam uma das mais importantes bacias de fronteira exploratória, assim como outras bacias da região (SILVA *et al.*, 2021).

O modelo tectono-evolutivo proposto por AZEVEDO (1991) para a MEB sugere a combinação de diferentes tensões ao longo da placa Sul-Americana. Segundo o autor, a evolução tectônica da bacia compreende as seguintes etapas:

1. A formação do sistema de riftes Marajó, na bacia da Foz do Amazonas durante o Triássico-Jurássico (235 – 194Ma), segundo FIGUEIREDO *et al.* (2007), a partir da datação Ar-Ar de derrames basálticos associados a eventos extensionais da evolução e abertura do Atlântico Central;
2. O sistema de riftes *strike-slip* que geraram a bacia Potiguar a partir da reativação de antigas zonas de cisalhamento, durante o Neocomiano Cretáceo Inferior (145 – 130Ma.);
3. Duas fases de cisalhamento dextral nas bacias Pará-Maranhão e Barreirinhas

durante o Aptiano-Cenomaniano (120 – 100Ma);

4. A geração de crosta oceânica no Cretáceo Superior, especificamente entre 225 e 115 milhões de anos atrás.

3.2 Bacia Potiguar

A bacia Potiguar é uma das bacias do Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro. A sua gênese está relacionada ao processo de estiramento crustal, sendo resultante na total separação do Supercontinente *Gondwana*, a partir do Mesozóico, e que culminou com a geração das placas Sul-Americana e Africana e a formação do Oceano Atlântico (BERTANI *et al.*, 1990) e (SOARES *et al.*, 2003).

A bacia abrange uma área de aproximadamente 48.000 km^2 , sendo que 21.500 km^2 encontram-se emersos e 26.500 km^2 submersos PESSOA NETO *et al.* (2007). As feições geológicas limitantes da bacia, segundo ANGELIM (2006), são: a leste pelo Alto de Touros onde faz fronteira com com a Bacia de Pernambuco-Paraíba , a noroeste com pelo Alto de Fortaleza, fronteira com a Bacia do Ceará e a sul com rochas do embasamento cristalino (porção setentrional da Província Borborema). A Figura 3.1 ilustra o contexto geológico simplificado da bacia destacando suas feições geológicas.

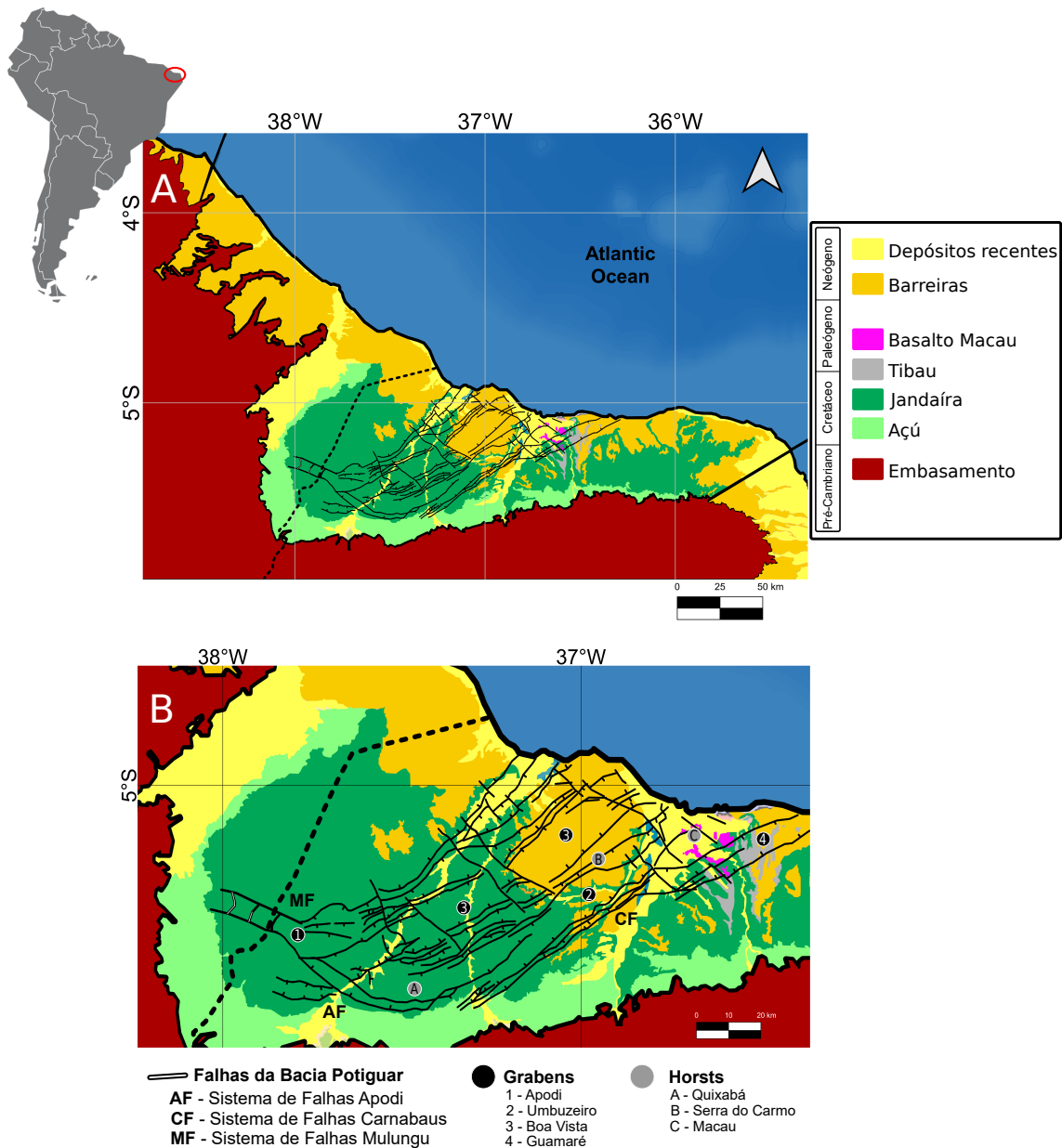


Figura 3.1: Contexto geológico simplificado da Bacia Potiguar. O Mapa (A) mostra as principais litologias e falhas estruturais. Modificado de Portella et al. 2017 *apud* Angelim et al., 2006; Mohriak, 2003. A Figura (B) destaca os seus principais sistemas de falhas, graben e horst.

O arcabouço estrutural da bacia Potiguar foi definido, segundo SZATMARI *et al.* (1987) e ALMEIDA *et al.* (1996) em sua fase rifte, durante o Neocomiano (145 – 130Ma.), quando se iniciou a formação dos grábens. Ainda para os autores, a bacia é formada por um gráben profundo em sua porção submersa, cujo limite sul é marcado por falhas com direção *NW-SE*, subparalelas à atual linha de costa, já na porção emersa da bacia, os grábens possuem a direção *NE-SW*.

O rifte da bacia Potiguar onshore possui uma geometria interna de hemigrabéns

??-B), que são limitados por falhas normais de tendência *NE* e falhas de transferência de tendência *NW*, mergulhando para *NW* e *N*, respectivamente. CASTRO e BEZERRA (2015); PEDROSA JR *et al.* (2010); SZATMARI *et al.* (1987) citam ainda que na região emersa da bacia são encontrados vários altos do embasamento, os quais podem ser agrupados em: um conjunto alinhado na direção *NE-SW* localizado no eixo central do gráben e denominado alto de Quixabá; e, fora desse alinhamento, nas proximidades da linha de costa, um grande alto interno, de forma aproximadamente triangular com a base voltada para norte, denominado Alto de Macau.

3.2.1 Embasamento: Província Borborema

O embasamento da bacia Potiguar é formado por rochas pré-cambrianas da Província Borborema (PB), constituída pelo amalgamento de blocos crustais arqueanos e proterozóicos compostos por sequências litoestratigráficas de rochas ígneas e metamórficas (PEDROSA JR *et al.*, 2010). Esta região, segundo ALMEIDA *et al.* (1977), foi desenvolvida durante o período Brasileiro (610 a 650 Ma), e inicialmente interpretada como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturais gerados durante a orogênese Brasileira. Neste contexto, a bacia Potiguar está inserida na porção Setentrional entre o Domínio Rio Grande do Norte (DRN) e o Domínio Ceará Central (DCC).

O DRN destaca-se pela presença do maciço São José Campestre, que é o núcleo arqueano mais antigo da província tratando-se de um complexo gnáissico-migmatítico que se estende por grande parte da porção sul da bacia. O DCC, por sua vez, fica na porção mais a *NW* da bacia, destacando-se o Complexo Ceará (Paleoproterozóico) e é representado pelas unidades Canindé-Independência, que se caracterizam por uma sequência típica de terrenos de rochas metassedimentares, dominada por metapelitos (CAVALCANTE *et al.*, 2003; PEDROSA JR *et al.*, 2010).

Fazem parte da PB, ainda, a faixa Orós-Jaguaribe, que está localizada no limite oeste da Bacia Potiguar e é composta por duas faixas móveis estreitas, limitadas pelas zonas de cisalhamento Orós (ZCO) e Jaguaribe (ZCJ), estando sobrepostas ao Complexo Gnáissico-Migmatítico, cuja evolução iniciou-se em torno de 1,9 Ga (PARENTE e ARTHAUD, 1995). Consiste em sequências metavulcanosedimentares cortadas por um intenso derrame de rochas ácidas e máficas. A região norte da província ainda é ocupada por extensas suítes de composição granitóide neoproterozóicas e paleozóicas que constituem corpos alongados, encaixado em diversos tipos rochosos de diferentes unidades (JARDIM DE SÁ, 1994; PEDROSA JR *et al.*, 2010).

3.2.2 Conhecimentos Geofísicos Prévios da Bacia Potiguar

PEDROSA JR *et al.* (2010) classificaram o embasamento da bacia Potiguar em 6 domínios magnéticos, sendo eles:

- Domínio Magnético Óros;
- Domínio Magnético Jaguaribe;
- Domínio Magnético Rifte Potiguar;
- Domínio Magnético Carnaubais;
- Domínio Magnético Seridó;
- Domínio Magnético São José do Campestre.

O domínios magnéticos da bacia Potiguar, estão destacados na Figura 3.2, proposta por PEDROSA JR *et al.* (2010).

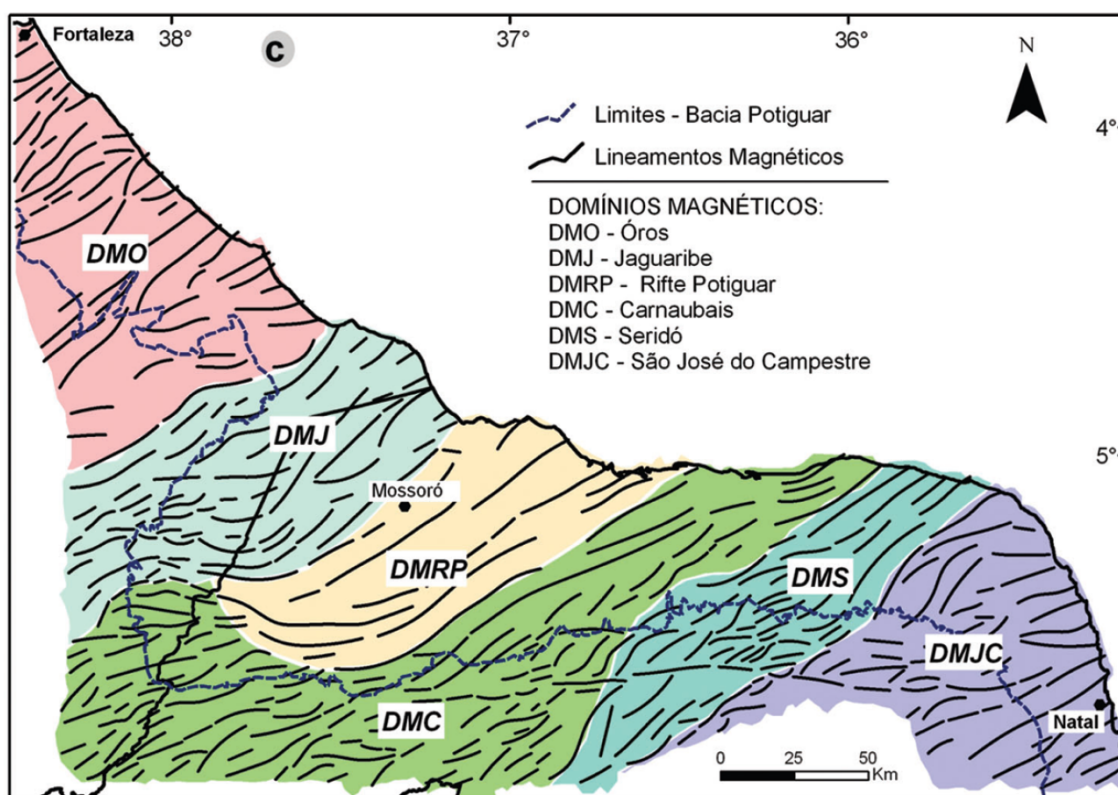


Figura 3.2: Mapa da bacia Potiguar com a interpretações de seus domínios magnéticos (PEDROSA JR *et al.*, 2010).

O Domínio Magnético Oros (DMO) está situado na porção noroeste da bacia, caracterizando-se por um relevo magnético de altas amplitudes. Anomalias positivas, de formato alongado e orientação NE-SW, estão associadas aos prolongamentos

das ZCO e ZCJ (zonas de cisalhamento Óros e Jaguaribe, respectivamente). No extremo noroeste da área, destacam-se picos magnéticos intensos e de grande amplitude que estão relacionados às rochas magmáticas peralcalinas da Unidade Canindé.

O Domínio Magnético Jaguaribe (DMJ) é caracterizado por anomalias magnéticas com formas assimétricas que apresentam uma orientação predominante NE-SW na porção norte, e inflexões que variam de E-W para NW-SE, ao sudeste do Rifte Potiguar. Este domínio está localizado na margem oeste da bacia Potiguar, na região conhecida como Plataforma de Aracati, onde afloram principalmente as rochas calcárias da Formação Jandaíra e os arenitos da Formação Açu.

O Domínio Magnético Rifte Potiguar (DMRP), por sua vez, abrange toda a porção rifte da bacia, caracterizando-se por um relevo magnético bastante suave. Apresenta um padrão de anomalias de médio a longo comprimento de onda, com orientação preferencial NE-SW e leves descontinuidades, associadas a lineamentos com direção NW-SE. Na região central, os principais grábens do Rifte Potiguar se destacam por anomalias negativas de comprimento de onda médio a longo, orientadas nas direções NE-SW e E-W, as quais estão associadas a espessos pacotes sedimentares no interior da bacia (depocentros). Este domínio é delimitado por duas longas faixas anômalas positivas, que compreendem as ombreiras do semi-gráben principal, com direções $N45^{\circ}E$ (a oeste) e $N60^{\circ}E$ (a leste). Esta última orientação corresponde à continuidade da Zona de Cisalhamento Portalegre, que foi reativada durante a abertura do rifte no Cretáceo Inferior, originando o Sistema de Falhas Carnaubais.

O Domínio Magnético Carnaubais (DMC) é caracterizado por um relevo magnético bastante acidentado, situado em uma zona de inflexão dos lineamentos magnéticos que variam de E-W, nas porções sul e sudeste, para NE-SW, mais ao norte. A geologia de superfície deste domínio é composta pelo embasamento paleoproterozóico do Complexo Gnaíssico-Migmatítico, pelas sequências supracrustais das faixas Jaguaribe e Seridó, além de intrusões graníticas.

O Domínio Magnético Seridó (DMS) está localizado a oeste do DMC é marcado por um forte dipolo magnético assimétrico, um eixo principal na direção NE-SW. Na porção sul, destacam-se anomalias positivas alongadas na direção E-W, associadas ao intenso vulcanismo (Magmatismo Rio Ceará-Mirim) ocorrido durante a abertura do Oceano Atlântico, no Cretáceo Inferior. Essas anomalias se distribuem ao longo de toda a porção sul da Bacia Potiguar, evidenciando a intensa atividade vulcânica desse evento. Além disso, afloram na região deste domínio rochas do Complexo Gnaíssico-Migmatítico, da sequência supracrustal Seridó, granitos cálcio-alcalinos e, mais ao norte, as rochas sedimentares da bacia.

Por fim, Domínio Magnético São José do Campestre (DMJC) é caracterizado pela presença de anomalias magnéticas negativas e uma orientação preferencial NE-

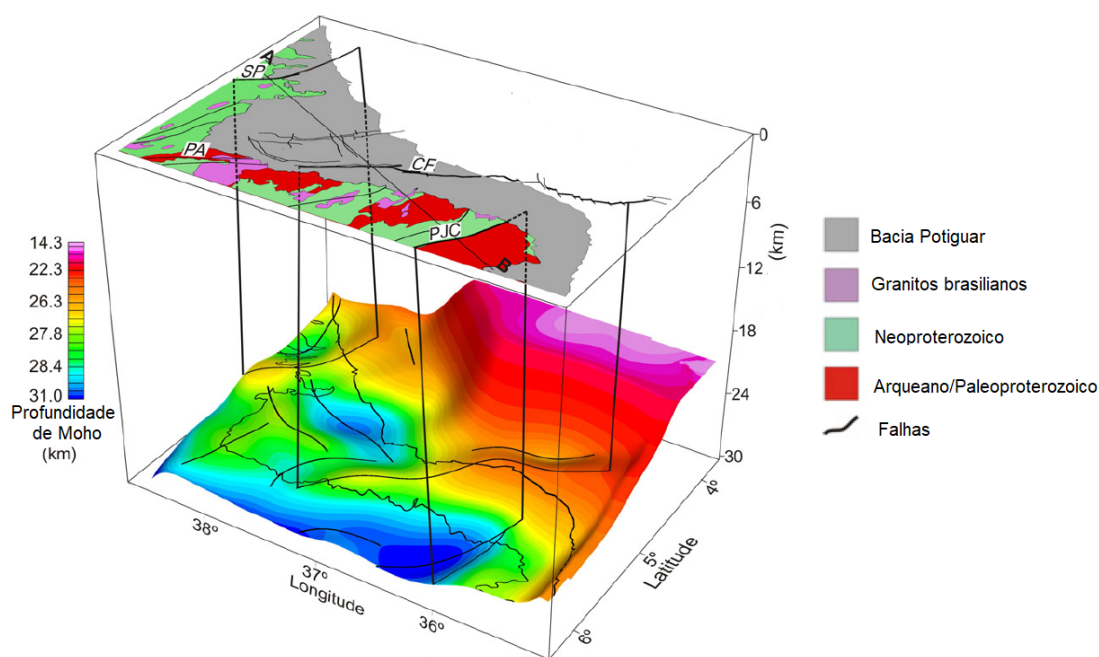


Figura 3.3: Modelo interpretativo dos blocos crustais sob a bacia Potiguar, derivado da inversão gravitacional e da geologia de superfície. Modificado de DE CASTRO *et al.* (2012)

SW e E-W. Este domínio cobre as áreas aflorantes da Faixa Seridó e do Complexo Gnaássico-Migmatítico, sendo o limite oeste aparentemente delineado pela ZCPJC (Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara), que está associada a um forte lineamento magnético positivo na direção N-S. Os principais alinhamentos magnéticos apresentam orientação NE-SW e E-W, especialmente na porção sul.

DE CASTRO *et al.* (2012) por sua vez, reafirmam em seu trabalho que as zonas de cisalhamento do Neoproterozóico desempenharam um papel fundamental no processo de rifteamento da bacia Potiguar. Durante o início do Cretáceo, a extensão orientada NW-SE favoreceu o desenvolvimento de uma série de bacias de rifte intracratônicas dentro da Província Borborema, reativando preferencialmente zonas de cisalhamento preexistentes e mecanicamente fracas com tendência NE-SW. Esse controle estrutural do rifte está bem registrado nas assinaturas de gravidade e magnéticas da bacia e no embasamento Pré-cambriano. Os autores através de assinaturas gravimétricas da região mostraram a profundidade de Moho na bacia Potiguar e a relação com as falhas que geraram a bacia (FIGURA 3.3)

No modelo proposto por DE CASTRO *et al.* (2012) pode-se observar que as regiões onde Moho é mais raso estão relacionados às principais zonas de cisalhamento da bacia (SP: Senador Pompeu, PA: Portalegre, e PJC: Picuí-João Câmara) e as falhas que foram reativadas durante o rifteamento da bacia. Neste modelo, por

exemplo, observa-se que a zona de falhas Carnaubais (CF) está a uma profundidade de cerca de 28 km. Este valores de profundidade para Moho, foram confirmados por BARBOSA *et al.* (2023) que através de técnicas de sismologia passiva imageou a crosta e manto superior da bacia Potiguar, constatando uma espessura média de 30 km para a crosta da bacia.

3.2.3 Sequência Litoestratigráfica

A sequência estratigráfica da bacia Potiguar foi subdividida por ARARIPE e FEIJO (1994) em três (3) grupos principais: Areia Branca, Apodi e Agulha, ilustrada na carta estratigráfica da Figura 3.4:

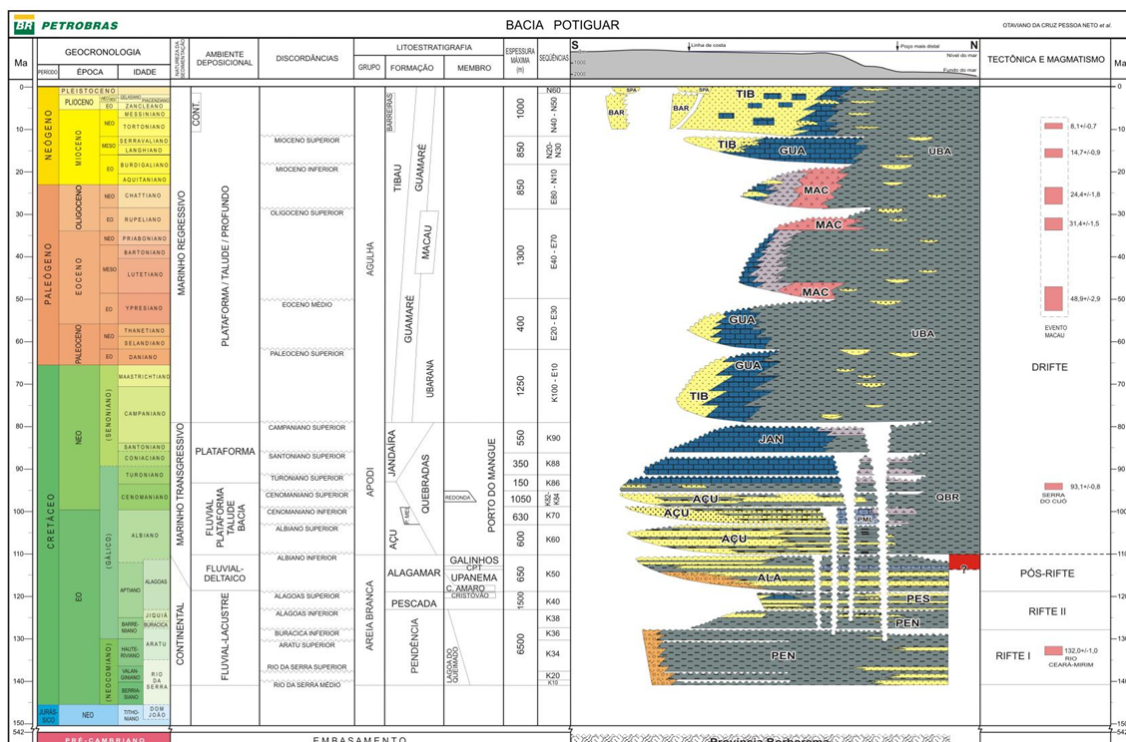


Figura 3.4: Carta Estratigráfica da Bacia Potiguar (PESSOA NETO *et al.*, 2007).

De forma breve, o Grupo Areia Branca é formado por rochas sedimentares clásticas, de origem fluvial, lacustre e deltáicas. O Grupo Apodi foi descrito por SAMPAIO e SCHALLER (1968) *apud* PEDROSA JR *et al.* (2010) como constituído pelas formações, da base para o topo:

- Formação Açu, identificada pela presença de pacotes de arenito com intercalações de folhelho e argilito;
- Formação Ponta do Mel, composta por calcarenitos e calcilitutos;

- Formação Quebradas, composta por arenitos, folhelhos e siltitos; e
- Formação Jandaíra, que corresponde à única seção carbonática de alta energia sobreposta a Formação Açú.

O Grupo Agulha, de idade campaniana (entre 83,6 e 72,1 Ma) a terciária (65 a 21,3 Ma), está presente na porção *offshore* da bacia. Este grupo compreende uma sequência progradacional de rochas siliciclásticas, carbonatos, folhelhos e turbiditos.

3.2.4 Eventos Magmáticos

Segundo PESSOA NETO *et al.* (2007), três grandes eventos magmáticos ocorreram na bacia Potiguar, sendo eles: o Rio Ceará Mirim, o Cuó e o Macau. O evento magmático conhecido como Formação Rio Ceará Mirim ocorre na forma de diques de diabásio com forte orientação *E-W* no embasamento adjacente à borda sul da bacia. Este enxame de diques está relacionado à gênese do rifte, com idade de aproximadamente 132,2 Ma e está inserido dinamicamente no contexto que precedeu a abertura do Atlântico Oriental. Os diques se distribuem em faixa alongada por mais de 800km (OLIVEIRA, 1998).

O segundo evento, denominado Serra do Cuó, é caracterizado por derrames basálticos de tendência alcalina, com uma idade aproximada de 93 milhões de anos. Este magmatismo ocorreu durante o período Campaniano/Santoniano, coincidindo com a deposição da Formação Jandaíra. Durante esse evento, houve um pulso ígneo alcalino, resultando no aquecimento e soerguimento dos arenitos da Formação Açú (OLIVEIRA, 1998).

O último evento magmático conhecido como Formação Macau ocorre intercalado aos sedimentos da do Grupo Agulha, representado pelas formações Barreiras, Tibau, Guamaré e Ubarana) e pelo embasamento adjacente à bacia, são datados em diferentes pulsos durante o Eoceno-Oligoceno com idades distribuídas entre 70 - 65 Ma e 9 - 6 Ma, com picos entre aproximadamente 48,9 Ma e 31,4 Ma (PESSOA NETO *et al.*, 2007). Estas rochas são principalmente basálticas que ocorrem sob diversas formas, como *plugs*, diques, derrames e soleiras de basalto de olivina no alinhamento Macau-Queimadas (MAYER, 1974). Segundo DANTAS (1999), a entrada desses magmas resultou em uma reconfiguração espacial, evidenciada pela considerável presença de falhas transcorrentes rasas na Bacia Potiguar, tendo como espessura total deste enxames que atingem até 1500m na região dos cânions de Agulha e Ubarana, evidenciando a grande magnitude deste evento. A origem desse terceiro evento magmático ainda é incerta, contudo a assinatura marcadamente alcalina, combinada à proliferação de xenólitos peridotíticos, sugere uma origem mantélica em profundidade (MAYER, 1974).

Capítulo 4

Metodologia Experimental

Este capítulo dedica-se a apresentar as metodologias empregadas nesta pesquisa (FIGURA 4.1). O estudo do regime térmico da Bacia Potiguar, aqui desenvolvido, fundamenta-se em duas abordagens distintas. O método geotérmico consiste basicamente na análise dos parâmetros termofísicos em profundidade como o gradiente geotérmico, a condutividade térmica e o fluxo de calor. Importante salientar que estaremos restrito a uma análise litosférica onde os processos de transmissão de calor são essencialmente baseados no processo de condução e esses resultados permitem estimar o estado geotérmico crustal da bacia. O método magnetométrico baseia-se na medição do campo magnético da crosta, originado pela diferenciação mineralógica magnética das rochas que a compõem. A análise espectral desses dados permite estimar a profundidade das fontes magnéticas mais profundas na crosta, auxiliando na delimitação do embasamento magnético crustal. Com essas informações, é possível estimar o fluxo de calor crustal, já que a temperatura influencia diretamente a magnetização dessas rochas. Embora teóricos, esses dados demonstraram alta confiabilidade para investigações térmicas, particularmente em áreas onde medições diretas de fluxo de calor são escassas. A confiabilidade dos dados é reforçada pela análise do erro associado ao método, que foi devidamente discutido e considerado nas interpretações (vide Capítulo 7 - Discussões). Ao final, considerando-se as interpretações das feições magnéticas da bacia, propõe-se um modelo termoestrutural que sintetiza as duas metodologias apresentadas a seguir, com informações geológico-estruturais presentes na literatura.

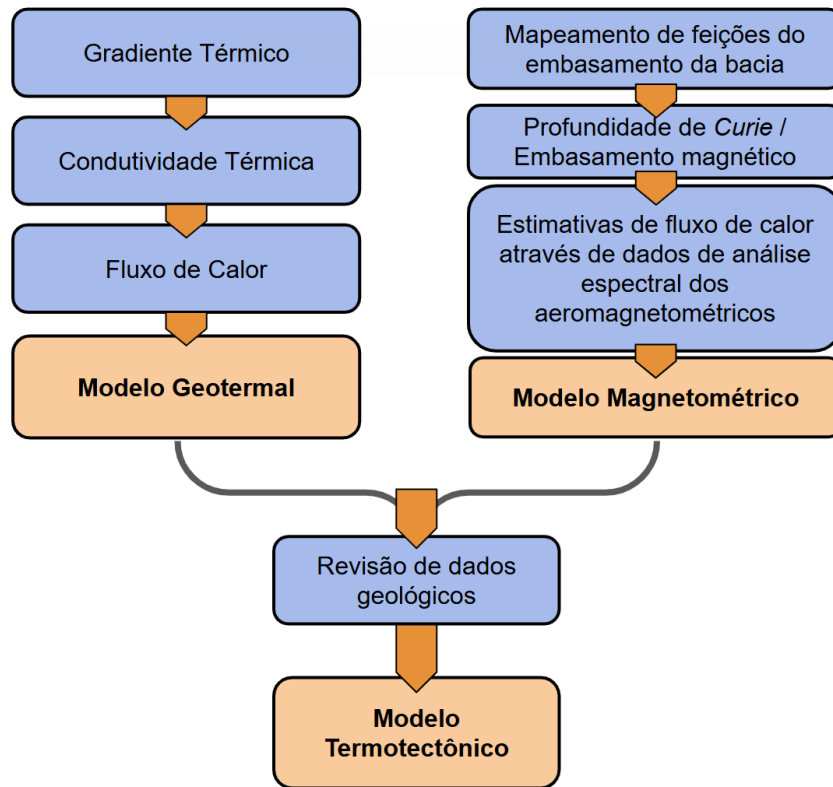


Figura 4.1: Diagrama esquemático das duas metodologias propostas neste trabalho para a construção do modelo termotectônico da bacia.

4.1 Método Geotérmico

Nesta seção são apresentados as diferentes técnicas de aquisição de dados geotérmicos, bem como as análises realizadas para o cálculo do gradiente geotérmico (Γ), condutividade térmica (λ) e o fluxo geotérmico da bacia Potiguar (q).

O modelo térmico crustal é uma representação matemática da distribuição de temperatura na crosta terrestre, sendo utilizado para estudar e compreender os processos geológicos e geotérmicos que ocorrem na crosta, como o transporte de calor, a geração de magmas, a formação de rochas metamórficas, entre outros (CHAPMAN, 1986). Nas camadas superficiais da litosfera terrestre, as temperaturas podem ser medidas diretamente em poços de sondagem ou extrapoladas com confiabilidade a partir da medição do fluxo de calor superficial e do conhecimento sobre o comportamento das propriedades térmicas das rochas em função da profundidade.(CHAPMAN, 1986).

Estudos voltados para a criação de modelos térmicos da crosta terrestre levam em consideração diversos fatores que influenciam a distribuição de temperatura. Estes incluem a condutividade térmica das rochas, a taxa de geração de calor radiogênico, o fluxo de calor proveniente do manto terrestre e as condições de fronteira

na superfície, como a temperatura média do ar e a circulação de fluidos ROY *et al.* (1968). Além disso, tais estudos também consideram a estrutura geológica da crosta, incluindo a espessura das camadas e as propriedades térmicas das rochas, permitindo a estimativa de isothermas e camadas específicas de profundidade, como a superfície de Curie HAMZA (1982). Nesse contexto, a divisão em camadas térmicas do interior da crosta visa reconhecer a isoterma de Curie, que estabelece uma relação entre a temperatura e a magnetização das rochas.

Dentre os parâmetros termofísicos, o gradiente geotérmico é entendido como a variação da temperatura com a profundidade ($^{\circ}C/km$) no interior da Terra. A condutividade térmica (W/mK) é um parâmetro que quantifica a capacidade de um material em conduzir calor. E, por sua vez, o fluxo de calor (mW/m^2) terrestre estima a quantidade de calor que atravessa uma superfície em um determinado intervalo de tempo por unidade de área.

4.1.1 Metodologia Experimental de Aquisição de Dados Geotérmicos

A medição geotérmica desempenha um papel crucial na avaliação das temperaturas das camadas superficiais da Terra, sendo também um elemento essencial nos modelos térmicos das camadas mais profundas do planeta (ROY *et al.*, 1968). O objetivo dos dados geotérmicos é fornecer informações termodinâmicas básicas de uma região possibilitando a estimativa do gradiente geotérmico e do fluxo de calor da Terra. Conforme destacado por ROY *et al.* (1968) estes dados incluem também informações sobre a litologia o que permite obter informações sobre a variação da condutividade térmica, além de auxiliar na interpretação de estruturas geológicas de uma região. As informações sobre temperaturas em subsuperfície formam a base fundamental para a avaliação geotermal. Geralmente, os dados sobre temperaturas em profundidade podem ser classificados em dois tipos principais: medições diretas e estimativas indiretas, conforme discutido por (BODVARSSON, 1974; BOLDIZSÁR, 1958; BULLARD, 1965; FOURNIER, 1991). As medições geotérmicas diretas possibilitam uma avaliação imediata do regime térmico de uma região, por meio de sondagens e poços que permitem medir diretamente a temperatura em profundidade. Em contraste, as estimativas indiretas são obtidas através da análise das propriedades químicas e físicas de materiais geológicos, proporcionando inferências sobre o comportamento térmico em locais onde as medições diretas são inviáveis.

Estes procedimentos de aquisição de dados geotérmicos estão descritos em HAMZA e MUÑOZ (1996) e HAMZA *et al.* (2005). Aqueles designados como método convencional (CVL) referem-se ao método tradicional em que o gradiente geotérmico é determinado pelo ajuste linear das medidas de temperaturas em in-

tervalos de profundidades discretas, nos quais os efeitos de perturbação do regime térmico são desprezíveis. O método designado como temperatura estável do fundo de poço (CBT) é empregado em casos nos quais se utiliza apenas o valor estável de temperatura no fundo do poço, onde a magnitude da perturbação térmica é relativamente pequena ou desprezível. O método de temperatura de fundo de poço (BHT) é usado em poços profundos, especialmente poços de petróleo onde a disponibilidade de dados de temperaturas é geralmente limitada às medidas no fundo do poço. O método geoquímico (GCL) é utilizado na estimativa das temperaturas dos reservatórios de fluidos geotérmicos a partir de análises químicas da água dos poços por meio de métodos de termometria geoquímica. Vale ressaltar que estes métodos apresentados de forma resumida serão detalhados ao longo deste capítulo.

Aquisição Direta da Temperatura

Inicialmente descrito por ROY *et al.* (1968), os registros de temperatura contínua em poços sob condições de equilíbrio térmico são uma ferramenta importante para a obtenção de dados geotérmicos precisos e confiáveis. Esses registros envolvem a medição contínua da temperatura em diferentes profundidades em um poço, permitindo o monitoramento da variação térmica, fornecendo informações detalhadas da estrutura térmica da subsuperfície, o que é necessário para a determinação do fluxo de calor e das propriedades térmicas da rocha (FÖRSTER *et al.*, 1997).

DESCOVI e VIEIRA (2019), por sua vez, descreveram que o método direto consiste nas medidas de temperatura através da perfilagem térmica que envolve o uso de registradores de dados em profundidade permitindo tempos de resposta rápidos, na ordem de segundos. Esse método é utilizado para obter medidas de temperatura em poços ou furos de sondagem de forma contínua ao longo da profundidade, fornecendo informações detalhadas sobre a variação térmica.

Para o registro das temperaturas na perfilagem térmica são utilizados sensores do tipo *termistor* (Figura 4.2). Os termistors são sensores de temperatura que utilizam materiais semicondutores com coeficientes de resistência elétrica altamente sensíveis à temperatura. Esses sensores tipo termistores, descrito no final da década de 60, por ROY *et al.* (1968) são projetados para medir a resistência elétrica em função da temperatura. Eles possuem uma resposta rápida às mudanças de temperatura, permitindo a obtenção de medidas precisas e em tempo real. Os termistores são bastante sensíveis e podem registrar variações de temperatura em pequenas escalas, o que os torna ideais para a perfilagem térmica com alta resolução.

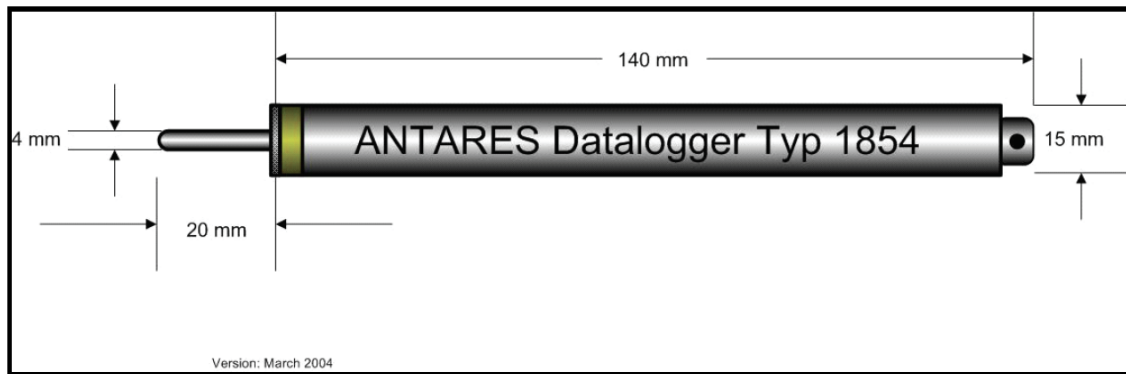


Figura 4.2: Ilustração da sonda térmica. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (LabGeot - ON).

Os principais componentes do equipamento de perfilagem incluem a sonda térmica contendo o sensor que realiza as medições de temperatura trabalhando juntamente com o *software WinTemp* que é o sistema de aquisição digital. Outros dispositivos para operações no campo incluem carretel para o enrolamento do cabo de aço e um tripé de sustentação (Figura 4.3-A). Com os dados obtidos e salvos em drive de um computador portátil (Figura 4.3-B), finalmente são importados para o *software* onde é realizado o comando e a configuração das informações para perfilagem (DESCOVI e VIEIRA, 2019).



Figura 4.3: Instrumentação geotérmica utilizada para perfilagem. (A) Tripé de sustentação com o carretel e o cabo de aço onde o sensor é acoplado; (B) Computador portátil conectado à sonda térmica. Fonte: Imagens cedidas pelo Laboratório de Geotermia do Observatório Nacional (LabGeot - ON).

4.1.2 Gradiente Geotérmico

BEARDSMORE e CULL (2001) definem o gradiente geotérmico como uma grandeza vetorial dependente da distribuição da temperatura em três dimensões. O gradiente específico medido ao longo de uma linha reta depende da orientação dessa linha em relação ao campo de temperatura. A magnitude e orientação do gradiente térmico máximo são encontradas na Equação 4.1:

$$\nabla T = \frac{\partial T}{\partial x}i + \frac{\partial T}{\partial y}j + \frac{\partial T}{\partial z}k \quad (4.1)$$

onde T é a função de distribuição de temperatura em três dimensões, e i , j e k são os vetores unitários ao longo dos eixos x , y e z (z é convencionalmente considerado vertical).

É necessário conhecer a distribuição tridimensional da temperatura dentro de um corpo para determinar o verdadeiro valor vetorial do gradiente térmico máximo e, portanto, a magnitude e a direção do fluxo de calor. BEARDSMORE e CULL (2001), apontam, no entanto, que dados com detalhes suficientes raramente, ou quase nunca, estão disponíveis para aplicações geotérmicas, por isso é preciso fazer certas suposições. Quase invariavelmente assume-se que a direção do gradiente máximo dentro da crosta superior é vertical. Esta é uma suposição válida se aceitarmos que a superfície da Terra forma (aproximadamente) um limite horizontal de temperatura constante, que tende a minimizar a variação lateral de temperatura em profundidade. Todos os problemas de gradiente térmico são então reduzidos a uma dimensão, conforme a Equação 4.2:

$$\nabla T = \frac{\partial T}{\partial z}k, \quad (4.2)$$

sendo, a magnitude do gradiente ($\partial T/\partial z$) a derivada da temperatura em relação à profundidade. Vale ressaltar que para obter o gradiente, precisamos conhecer a temperatura em duas ou mais profundidades. Idealmente, uma destas profundidades estará no limite da superfície (ou seja, a temperatura média da superfície).

Método Convencional (CVL) ou *Incremental Temperature Logger* (ITL)

Este método é conhecido desde os trabalhos pioneiros de Everett (1868–1895), sendo uma das primeiras técnicas de medição de calor utilizada (THOMSON, 1868). O método convencional (CVL) referem-se ao método tradicional em que o gradiente é determinado por ajuste linear aos dados de temperaturas medidas em intervalos de profundidades discretos, nos quais os efeitos de perturbação do regime térmico são desprezíveis (HAMZA *et al.*, 2005).

Para a utilização deste método é necessário que as litologias ao longo do poço sejam homogêneas, possuam grande espessura quando relacionadas à profundidade total do poço, e que às suas propriedades térmicas sejam constantes. Neste método é escolhido um trecho do perfil térmico onde os dados de temperatura são livres de perturbações geradas por fatores climáticos superficiais (variação de temperatura, insolação do terreno, percolação de águas pluviais, etc.) capazes de afetar o regime térmico local. Após a escolha da seção do perfil na qual os dados são confiáveis, aplica-se a eles o método de mínimos quadrados (MMQ), para N pares de dados de profundidade (z) - temperatura (T) no mínimo quadrado estimativas de gradiente geotérmico (Γ), vistos na Equação 4.3, a seguir:

$$\Gamma = \frac{N \sum z_i T_i - \sum z_i - \sum T_i}{N \sum z_i^2 - (\sum z_i)^2} \quad (4.3)$$

o valor do intercepto (T_0) é calculada conforme a seguinte Equação 4.4:

$$T_0 = \frac{\sum z_i^2 \sum T_i - \sum z_i \sum z_i T_i}{N \sum z_i^2 - (\sum z_i)^2} \quad (4.4)$$

Sendo T_0 a temperatura normalmente indicada na superfície do terreno. Para verificar a razoabilidade deste valor, costuma-se compará-lo com as médias anuais de temperatura fornecidas pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). Vale ressaltar que embora este método apresente limitações em relação à sua variação lateral, uma vez que se restringe à variação vertical da temperatura, HAMZA *et al.* (2018) apontam este método como o mais confiável de aquisição de dados geotérmicos. A Figura 4.4 ilustra um perfil térmico com separação do intervalo de temperatura mais estável em profundidade para cálculo do gradiente geotérmico.

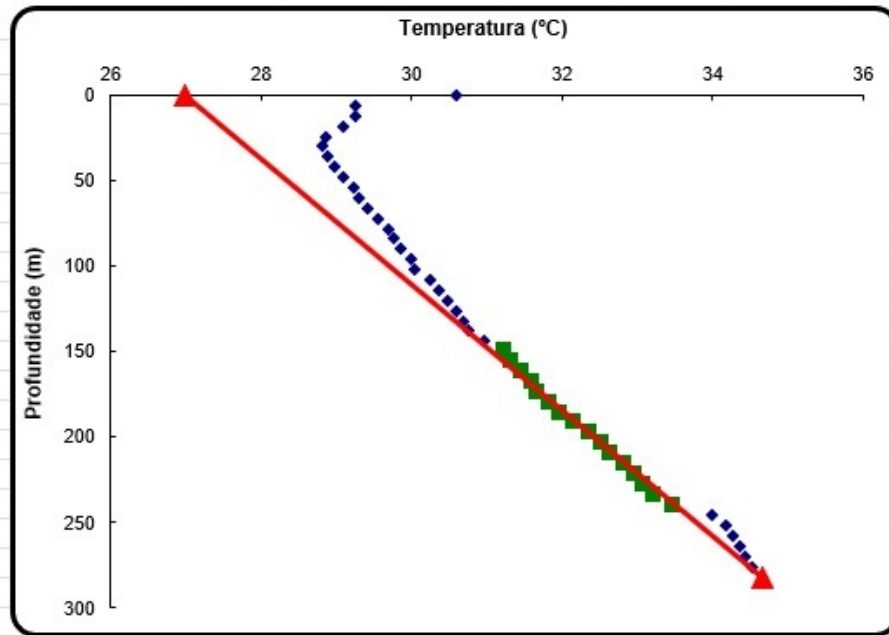


Figura 4.4: Gráfico com um aplicação do método CVL para dados do intervalo de aproximadamente 140 metros a 240 metros no Poço "Fazenda Serra Verde", no RN. Os pontos azuis são medidas de temperatura com perturbações ambientais, e os verdes são medidas que as quais pode-se observar a tendência sem influência ambiental e a linha em vermelho é a linha de tendência.

Método de Temperatura de Fundo de Poço ou *Bottom-Hole Temperature* (BHT)

Este método foi apresentado pioneiramente em 1939 por Edward Bullard, em seu estudo sobre o fluxo de calor na África do Sul. Neste trabalho, BULLARD (1939) desenvolveu uma técnica de resistência térmica para a aferição da temperatura no fundo de um poço.

Posteriormente, DA SILVA CARVALHO e VACQUIER (1977), propuseram o termo *Borehole temperature* ao empregar esta técnica pela primeira vez em uma bacia sedimentar. Desde então este método tem sido amplamente utilizado para determinar o fluxo de calor, especialmente em bacias sedimentares. Além disso, o método pode ser adaptado para a determinação do fluxo de calor em furos que foram perturbados por fluxos de fluidos. No entanto, esse método apresenta dois problemas intrínsecos, uma vez que se assume que as medições realizadas acima do fundo do poço, imediatamente após o término da perfuração, serão afetadas por perturbações, conforme apontado por DEMING (1989). Durante o processo de perfuração do poço uma grande quantidade de água ou lama é injetada no furo afim de resfriar a broca. Segundo DEMING (1989), a troca de calor causada pela circulação de fluidos cria distúrbios térmicos dentro do poço. A atenuação deste distúrbio depende do tempo de circulação do fluido e da temperatura de injeção, etc. As medições feitas logo após a perfuração devem ser corrigidas para obter a temperatura inalterada da formação. Os distúrbios térmicos surgem de dois processos:

1. O calor gerado a partir do atrito entre a broca de perfuração e as camadas litológicas perfuradas;
2. O esfriamento gerado pela injeção de fluidos de perfuração para o resfriamento da broca. Normalmente, os fluidos possuem temperatura menos que as litológicas em profundidade.

Em profundidades relativamente pequenas (da ordem de algumas centenas de metros) a magnitude do primeiro processo (de aquecimento) é superior ao do segundo (de esfriamento) ?. O resultado é a elevação de temperaturas em profundidades rasas. Enquanto em profundidades maiores ocorre o contrário, sendo que o efeito de esfriamento devido à circulação de fluidos de perfuração torna-se maior do que o efeito de aquecimento. Como resultado, há um esfriamento nas partes profundas do poço.

Em outras palavras, há duas zonas distintas de perturbação térmica, conforme ilustrada na Figura (4.5). Nesta figura a linha pontilhada indica a distribuição de temperaturas anteriores à perfuração enquanto a linha tracejada indica temperaturas logo após a perfuração.

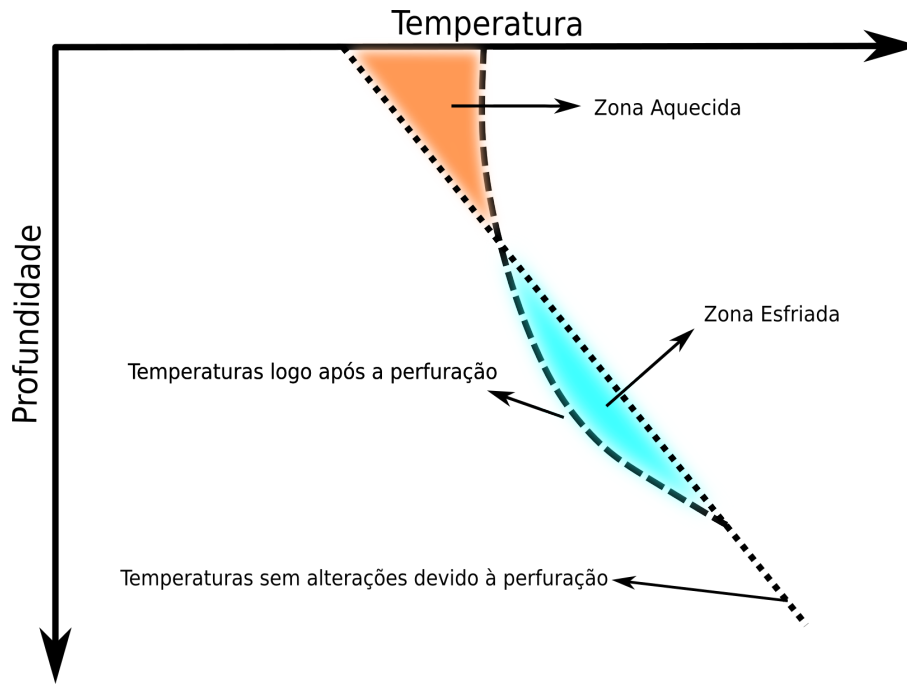


Figura 4.5: Representação esquemática dos efeitos térmicos da perfuração de um poço conforme o aumento da profundidade. Modificado de (?).

Em seu trabalho, BEARDSMORE e CULL (2001)) compilaram mais de 20 metodologias para a correção do efeito térmico de perfuração, contudo, uma premissa importante para aplicar a maioria destas correções é que seja conhecido quando a fluido de perfuração estava circulando e quando a circulação parou, além disso a temperatura deste fluido . Estas informações, no entanto, não estão sempre disponíveis, logo, a Associação Americana dos Geólogos de Petróleo (*American Association of Petroleum Geologists*) ou AAPG AAPG (1976) propuseram um método empírico alternativo que relaciona a correção da temperatura medida apenas à profundidade de fundo de poço através de um polinômio, conforme descrito na Equação 4.5:

$$\Delta T = \mathbf{a} \cdot Z + \mathbf{b} \cdot Z^2 - \mathbf{c} \cdot Z^3 - \mathbf{d} \cdot z^4, \quad (4.5)$$

onde, ΔT é a magnitude da perturbação, Z é a profundidade, e os coeficientes do polinômio \mathbf{a} , \mathbf{b} , \mathbf{c} e \mathbf{d} , medidos em $^{\circ}\text{C}/\text{m}^2$, com os seguintes valores padrões:

$$\mathbf{a} = 1,878 \times 10^{-3};$$

$$\mathbf{b} = 8,476 \times 10^{-7};$$

$$\mathbf{c} = 5,091 \times 10^{-11};$$

$$\mathbf{d} = 1,681 \times 10^{-14}.$$

Vale ressaltar, contudo, que o método AAPG utilizado se relaciona somente à profundidade do poço. Portanto, não há alteração do cálculo do polinômio em razão da litologia, características de perfuração, como por exemplo temperatura do fluido

de perfuração, ou aspectos petrofísicos.

A Figura 4.6, a seguir mostra um gráfico de comparação entre os valores de temperatura do fundo do poço (BHT) antes (azul) de depois (vermelho) da correção aplicada, Observa-se que os efeitos térmicos da lama de perfuração são muito maiores com a profundidade.

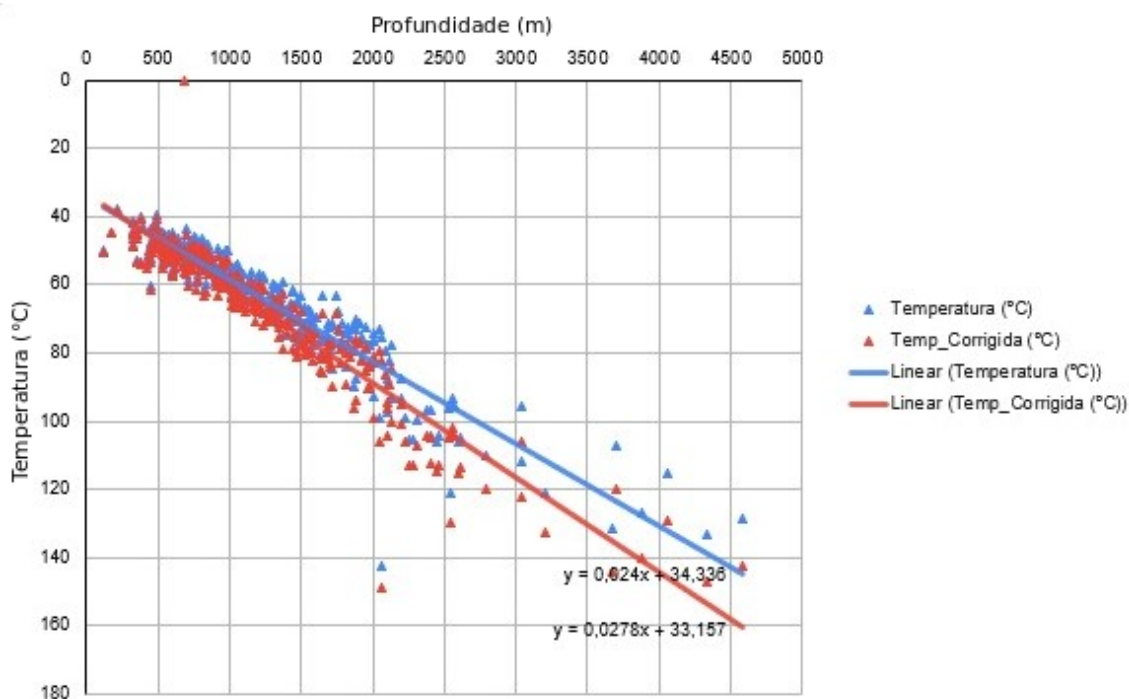


Figura 4.6: Gráfico das temperaturas obtidos durante a perfuração do poço (em azul) e a temperatura corrigida a partir do método AAPG (em vermelho). Fonte: o autor.

Desta forma, a relação utilizada para o cálculo do gradiente geotérmico pode ser observado na Equação 4.6:

$$\Gamma_{BHT} = \frac{T_{BHT} - T_0}{z_{BHT} - z_0}, \quad (4.6)$$

onde, T_{BHT} é a temperatura corrigida de fundo de poço, T_0 é a temperatura média anual da superfície, z_{BHT} é a profundidade da medida de temperatura do fundo do poço, e z_0 é o nível superficial onde foram tomadas as medidas,. No caso, de medidas *onshore* equivale a superfície topográfica equivalente ao nível do mar ($z = 0$), em medidas BHT *offshore*, esse dado é corrigido a partir da espessura da lâmina d'água, então z_0 seria equivalente a profundidade do assoalho oceânico..

Método de Temperatura Estável de Fundo de Poço ou *Conventional Bottom Hole* (CBT)

Este método representa uma variação do método de Temperatura de Fundo de Poço (BHT), como descrito na subseção anterior. A técnica de cálculo do gradiente deste método é aplicada em situações em que os dados obtidos a partir da perfilagem do poço estão perturbados, frequentemente devido ao movimento de fluidos nas formações litológicas, o que dificulta o cálculo do gradiente geotérmico por meio do método convencional (CVL).

Este procedimento parte do pressuposto de que na porção mais profunda do poço, o fluxo de fluidos já não é tão efetivo, tornando a perturbação térmica desprezível e resultando em valores de temperatura confiáveis. Assim, os valores de temperatura estáveis (T_{CBT}) medidos no fundo do poço, podem ser empregados para o cálculo do gradiente geotérmico, desde que os valores de temperatura médio da superfície T_0 sejam conhecidos. Com base nisso, o cálculo do gradiente térmico é realizado de maneira similar ao método BHT, como ilustrado pela Equação 4.7, a seguir:

$$\Gamma = \frac{T_{CBT} - T_0}{z_{CBT} - z_0}, \quad (4.7)$$

onde, T_{CBT} é a temperatura estável de fundo de poço, T_0 é a temperatura média anual da superfície, z_{CBT} é a profundidade do poço, e z_0 é o valor da superfície, normalmente 0. Um exemplo de utilização do método CBT pode ser observado na Figura 4.7, na qual é possível observar que os valores de temperatura não mostram um tendência de aumento linear, provavelmente, em razão de fluxo de fluido ao longo do poço. Portanto, utilizou-se a temperatura estável de fundo de poço ($30,2^\circ C$) e $T_0 = 28^\circ C$ para o cálculo do gradiente geotérmico do poço.

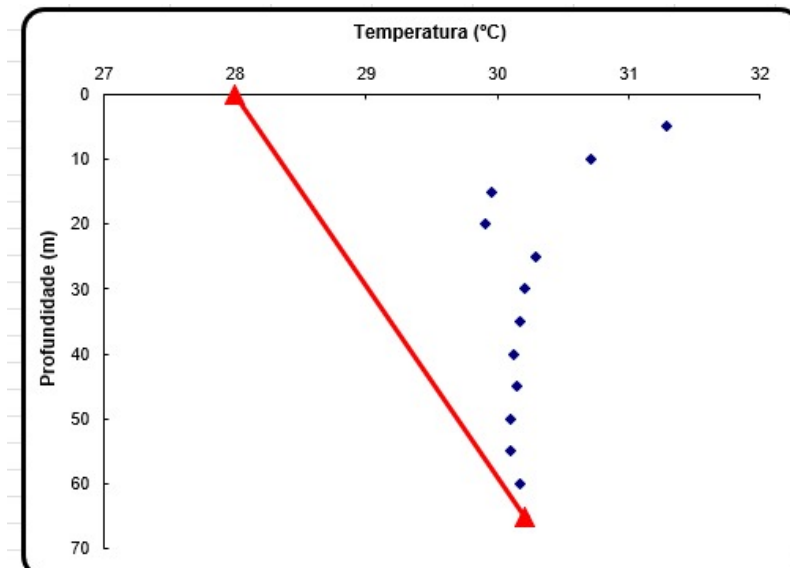


Figura 4.7: Gráfico com um aplicação do método CBT para um poço "Felipe Camarão" com aproximadamente 65 metros de profundidade, no RN. Os pontos azuis são medidas de temperatura com perturbações ambientais e a linha em vermelho é a linha de tendência.

Método Geoquímico ou *Geochemical* (GCL)

Dentre os métodos indiretos para o cálculo do gradiente geotérmico de um região, os métodos geoquímicos são uma alternativa. Tais métodos geoquímicos são frequentemente usados para estimar temperaturas de reservatórios profundos em áreas geotérmicas (ALEXANDRINO e HAMZA, 2018). Numerosos estudos prévios sobre termometria geoquímica têm suas raízes nos pioneiros trabalhos de pesquisadores como FOURNIER e ROWE (1966); TRUESDELL e FOURNIER (1976); e MCKENZIE e TRUESDELL (1977), ELLIS (1979). Esta prática utiliza concentrações de sílica dissolvida na determinação das temperaturas das águas geotérmicas.

Os geotermômetros de saturação de quartzo dependem do equilíbrio quase universal do quartzo dissolvido em fluidos geotérmicos e da relutância do quartzo em precipitar a partir de soluções supersaturadas. Durante anos, vários métodos foram propostos para estimar temperaturas subterrâneas com base em análises químicas de nascentes naturais e descargas de poços. Além disso, índices baseados em constituintes vestigiais de fluidos e depósitos subterrâneos têm sido defendidos como auxílios à exploração geotérmica e na proposição de modelos químicos de interação de fluidos com rochas hospedeiras. Em sistemas não vulcânicos, a origem das fontes termais é frequentemente atribuída ao fluxo de calor regional normal ou elevado (ALEXANDRINO e HAMZA, 2018).

FOURNIER e ROWE (1966)), foram os pioneiros na utilização dos geotermômetros, apresentando em seu trabalho original, uma metodologia na qual é

possível, através das propriedades químicas de águas subterrâneas estimar indiretamente as temperaturas no reservatório. As informações geoquímicas que utilizaram para isso foram os teores de sílica dissolvidos. A correlação dos teores de sílica dissolvidos em água e a temperatura do reservatório, foi proposta posteriormente por TRUESDELL e FOURNIER (1976) e é dada na seguinte Equação 4.8:

$$T(SiO_2) = \left(\frac{A}{B - \log(SiO_2)} \right) - 273,15, \quad (4.8)$$

onde, $T(SiO_2)$ é a temperatura da sílica dissolvida no reservatório, A e B são coeficientes regulados pelo caráter mineralógico do reservatório e SiO_2 é o teor de sílica dissolvido nas água subterrânea presente no reservatório.

Nesta pesquisa, utilizou-se, no entanto a metodologia readequada às condições geotérmicas específicas das principais províncias brasileiras por ALEXANDRINO e HAMZA (2018), que demonstraram como o teor de sílica dissolvida nos fluidos da bacia pode ser utilizado na determinação da temperatura das águas geotérmicas. Para isso utilizaremos dois intervalos distintos de teores de sílica dependendo da concentração de sílica do local:

1. Teores de sílica entre 6,1 e 47,4;
2. Teores de sílica entre 47,4 e 199,8.

Assim, respectivamente para I e II as Equações (4.9) e (4.10) , a seguir:

$$T(SiO_2) = -41.849 + 0.3302(SiO_2) - 0.0006672(SiO_2) + 33.0934.ln(SiO_2) \quad (4.9)$$

$$T(SiO_2) = -52.2812 + 0.2032(SiO_2) - 0.0001127(SiO_2) + 37.0351.ln(SiO_2) \quad (4.10)$$

4.1.3 Condutividade Térmica

Um outro elemento crucial na determinação do fluxo de calor em estado estacionário, também conhecido como regime permanente, é a condutividade térmica. Em termos simples, a condutividade térmica (λ) é uma representação da eficácia com que o calor se propaga através de um material. É um operador que estabelece a relação entre o fluxo de calor e o gradiente térmico dentro de um corpo, sendo uma propriedade física inerente (BEARDSMORE e CULL, 2001).

A condutividade térmica deve ser estimada no mesmo intervalo o qual o gradiente térmico e a geração de calor são conhecidos. Neste trabalho os valores de condutividade térmica utilizados foram obtidos através da pesquisa realizada por GUIMARÃES *et al.* (2022) que compilaram e apresentaram valores típicos de litologias brasileiras, como observado na Tabela 4.1.

Litologia	Condutividade Térmica (W/m.K)
Arenito	2,5
Argilito	1,8
Siltito	2,7
Calcário	2,7
Conglomerado	2,3
Basalto	3,2
Folhelho	1,9

Tabela 4.1: Tabela com as litologias mais comuns da bacia Potiguar e os seus respectivos valores de condutividade térmica, segundo GUIMARÃES *et al.* (2022).

Neste estudo, através de seu perfil litológico, foi realizado o cálculo da média ponderada da condutividade para cada poço ($\bar{\lambda}$). Neste perfil, identificam-se as litologias presentes e mede-se a espessura dessas litologias (e). Em seguida, essas espessuras são multiplicadas pela condutividade correspondente (λ) e o resultado é dividido pela espessura total do poço, conforme ilustrado na Figura 4.8.

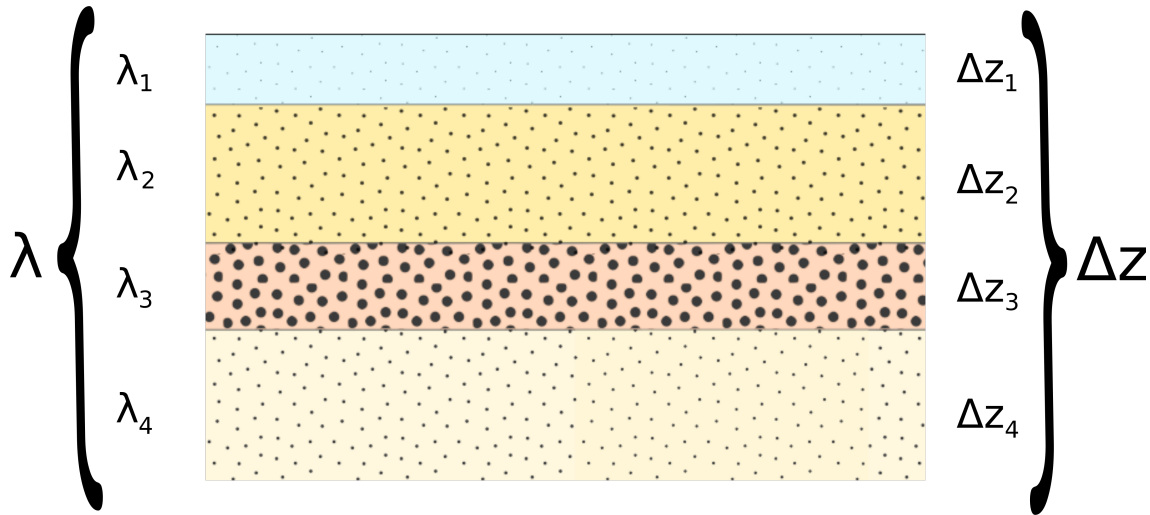


Figura 4.8: Ilustração do camadas litológicas as quais é calculada a média ponderada da condutividade térmica (λ), conforme o material geológico e a sua respectiva espessura Δz . Fonte: o autor

Matematicamente, o processo, pode-se observar a Equação 4.11:

$$\bar{\lambda} = \frac{\sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot e(i)}{\Delta z} \quad (4.11)$$

onde n corresponde ao número de camadas litológicas disponíveis no perfil.

4.1.4 Fluxo Geotérmico

A densidade de fluxo de calor, ou fluxo geotérmico (q), é tido como a transmissão de energia por unidade de área e por unidade de tempo que se se quantifica pelo produto do gradiente geotérmico pela condutividade térmica (ÖZİŞİK, 1993). No caso de variação unidimensional de temperaturas, o fluxo de calor é determinado pela relação de Fourier, que afirma que o fluxo é a transição de um ambiente hipertermal para um ambiente hipotermal, ou seja, "*o fluxo é transportado do meio mais quente, para o mais frio.*", desta forma nota-se um sinal negativo na equação, a fim de indicar tal fenômeno, visto na Equação 4.12:

$$q = -\bar{\lambda} \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (4.12)$$

onde, q é a densidade de fluxo térmico, $\bar{\lambda}$ é a condutividade térmica, ∂T é a diferença entre a temperatura em profundidade do poço e a temperatura média da superfície

(expressa em °C ou em K), e ∂z a diferença entre a profundidade do poço e a superfície.

4.2 Modelo de Variação Térmica Crustal e Iso- terma de Curie

O Modelo de variação térmica crustal e a isoterma de Curie são conceitos fundamentais na geofísica para entender a distribuição de temperatura e a magnetização da crosta terrestre. A variação térmica crustal descreve a distribuição de temperatura na crosta terrestre em função da profundidade e da localização, considerando fatores geofísicos intrínsecos da rocha, como a condutividade térmica e a produção de calor radiogênico, juntamente com fatores geodinâmicos, como a estrutura interna da crosta e o fluxo de calor proveniente das camadas interiores à crosta terrestre.

A isoterma de Curie, por sua vez, delimita uma região em profundidade na crosta, na qual a temperatura atinge um valor crítico, suficiente para que os minerais magnéticos presente nas rochas percam as suas propriedades magnéticas. Essa isoterma é fundamental para estudos de magnetismo terrestre e geotermia, pois funcionam como um indicador da temperatura em certas regiões da crosta.

Esses modelos são particularmente úteis para a compreensão de processos térmicos e magnéticos na crosta terrestre, contribuindo significativamente para estudos sobre a formação e evolução geológica.

HURTER *et al.* (1982) introduziram parâmetros nas relações matemáticas de variação do calor na Terra que visam melhorar a eficácia das estimativas de temperatura no interior da Terra. Esta metodologia leva em consideração as variações térmicas laterais do meio tanto da condutividade térmica, quanto da produção de calor radiogênico. Assim temos que:

$$\lambda(T) = \frac{(\bar{\lambda})}{1 + \alpha T} \quad (4.13)$$

e

$$A(z) = A_0 \cdot e^{\left(\frac{-z}{D}\right)} \quad (4.14)$$

em que, $\bar{\lambda}$ é o valor da condutividade média ponderada pela espessura de seu contexto litológico no ponto analisado, α é um fator de variação da condutividade térmica com a temperatura em profundidade inserido na equação que minimiza os efeitos da variação lateral da condutividade térmica ao longo do poço analisado, A_0 é a taxa de variação da produção de calor radiogênico medido na superfície terrestre e D é uma estimativa da profundidade em que a produção logarítmica de calor radiogênico tem

menor influência no fluxo de calor medido, dependendo do seu contexto geotectônico.

Assim, a relação entre fluxo de calor resultante da temperatura em profundidade (T_z) e da temperatura na superfície (T_0) pode ser obtida pela Equação 4.15 , a seguir:

$$q(z) = \frac{\bar{\lambda}}{z} \ln \frac{T_z}{T_0} + A_0 D \left[1 - \frac{(1 - e^{-u})}{u} \right] \quad (4.15)$$

onde u relaciona-se com α da seguinte forma: ($u = 1 + \alpha$).

Desta forma, a relação da temperatura com a profundidade é obtida pela relação Equação 4.16 a seguir:

$$T_z = \frac{1}{\alpha} (1 + \alpha T_0) (e^{\frac{\alpha}{\bar{\lambda}} (qz - A_0 D z + A_0 D^2 (1 - e^{-\frac{z}{D}}))}) - 1 \quad (4.16)$$

Para examinar a isoterma de *Curie*, o valor da temperatura pode ser representado pela temperatura *Curie* da magnetita, que é o mineral magnético mais abundante da crosta. Esse valor é de aproximadamente $580^\circ C$. De acordo com estudos anteriores, para regiões continentais, podemos atribuir valores constantes com base na formulação empírica sugerida por CHAPMAN (1986) α e A_0 de $0,0011^\circ C^{-1}$ e $1,1 \times 10^{-6} W m^{-3}$, respectivamente.

Segundo, ALEXANDRINO (2008), os valores atribuídos de espessura D , onde a taxa de produção de calor são consideradas relevantes à modelagem das temperaturas crustais são limitadas a $20 km$, em regiões de bacias sedimentares, como é o caso deste estudo, sendo que na crosta inferior a taxa logarítmica dessa produção de calor tende a zero, sendo considerada desprezível.

4.3 Campo Magnético da Terra

O método magnetométrico foi adaptado a prospecção geológica definido inicialmente por TELFORD *et al.* (1990) como um método baseado na análise do campo magnético da Terra. Esse campo geomagnético engloba dois tipos de fontes uma interna e uma externa. A maior parte do campo gerado no interior do planeta é conhecido como campo magnético principal, que é gerado no interior da Terra, mais específico no núcleo terrestre gerado por correntes de convecção no núcleo externo líquido da Terra, que é composto de ferro, níquel e alguns componentes mais leves desconhecidos (TAUXE *et al.*, 2018). A fonte de energia para estas correntes de convecção não é conhecida com certeza, mas acredita-se que seja parcialmente proveniente do resfriamento do núcleo e em parte devido à flutuabilidade do núcleo externo líquido de ferro/níquel causada pelo congelamento do núcleo interno de ferro puro. Os movimentos deste fluido condutor são controlados pela flutuabilidade do

líquido, pela rotação da Terra em torno do seu eixo e pela interação do fluido condutor com o campo magnético. Modelos numéricos recentes, contudo, mostram que tais sistemas magneto-hidrodinâmicos podem produzir dínamos autossustentáveis que criam enormes campos magnéticos externos (TAUXE *et al.*, 2018). Outra parte, conhecida como campo magnético externo, advém de interações dos ventos solares com a ionosfera terrestre. E por fim tem-se o campo magnético crustal, que é gerado por rochas e minerais magnéticos presentes na litosfera.

O campo magnético terrestre pode ser descrito em termos da sua intensidade total do vetor do campo magnético (F), direção que determinada pelo ângulo de mergulho (I) e pela declinação (D) ou ainda pelas componentes vetoriais do campo, sendo X , o componente norte verdadeiro, Y , o componente leste magnético, H , a intensidade horizontal e Z , a componente vertical do campo, apresentado na Figura 4.9:

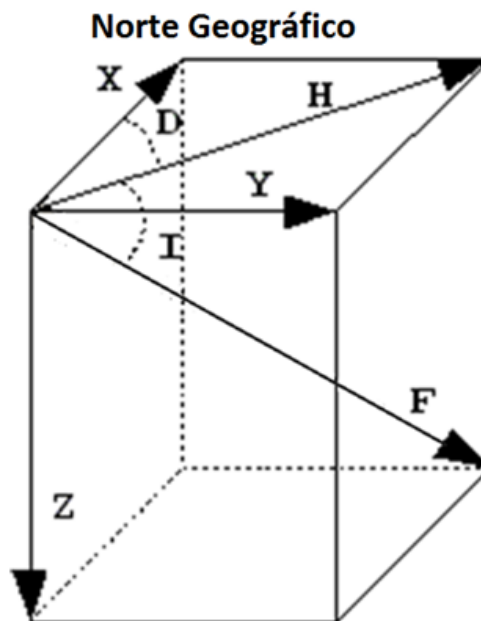


Figura 4.9: Descrição das componentes geomagnéticas do campo magnético principal. Modificado de TELFORD *et al.* (1990)

4.3.1 Método Magnetométrico

As medidas relativas a magnetometria referem-se a informações sobre o campo magnético crustal, portanto as medidas tomadas em superfície devem ser reduzidas às medidas de fonte interna (núcleo - modelo matemático) e externa (monitoramento diurno). O campo magnético crustal origina-se principalmente de uma camada externa relativamente fina da Terra, onde as temperaturas estão abaixo das

temperaturas *Curie* de importantes minerais magnéticos, principalmente magnetita e titanomagnetita (TELFORD *et al.*, 1990).

Propriedades Magnéticas das Rochas

O magnetismo das rochas, refere-se primeiramente às suas propriedades magnéticas e também ao campo magnético induzido que registram o campo magnético terrestre no momento de sua formação e ao longo do tempo. Na magnetometria, por exemplo, o dado a ser estudado é formado pela soma de duas componentes vetoriais, sendo elas a magnetização induzida e a magnetização remanente, que se origina durante a formação da rocha (TELFORD *et al.*, 1990). Ao longo dos anos muitos trabalhos importantes e fundamentais para o estudo do campo magnético das rochas foram realizados, dentre os quais podemos citar: MOONEY e BLEIFUSS (1953), NAGATA (1961), NAGATA (1966), CARMICHAEL (1988), HUNT *et al.* (1995), DUNLOP e ÖZDEMIR (1997), STACEY (2012) e TAUXE *et al.* (2018).

As propriedades magnéticas das rochas são controladas por aqueles constituintes minerais que possuem um efeito magnético. A fração desses minerais magnéticos em relação ao volume total da rocha pode ser pequena. Assim, duas consequências resultam (CARMICHAEL, 1988):

1. As propriedades magnéticas podem ser bastante variáveis dentro de um tipo de rocha, dependendo da homogeneidade química, deposição e/ou cristalização, e das condições pós-formacionais.
2. As propriedades magnéticas não são necessariamente previsíveis pelo tipo litológico da rocha (nome geológico). Isso ocorre porque o nome geológico da rocha e a classificação geológica são geralmente dados com base na gênese e na mineralogia geral, mas uma fração menor dos constituintes minerais controla as propriedades magnéticas.

A suscetibilidade magnética das rochas é uma medida de quão facilmente um material pode ser magnetizado em resposta a um campo magnético externo. Especificamente, é uma propriedade física que indica a capacidade de um material de se magnetizar quando submetido a um campo magnético aplicado. Dentre as rochas, pode-se assumir valores padrões de magnéticas, como observado na Figura 4.10 .

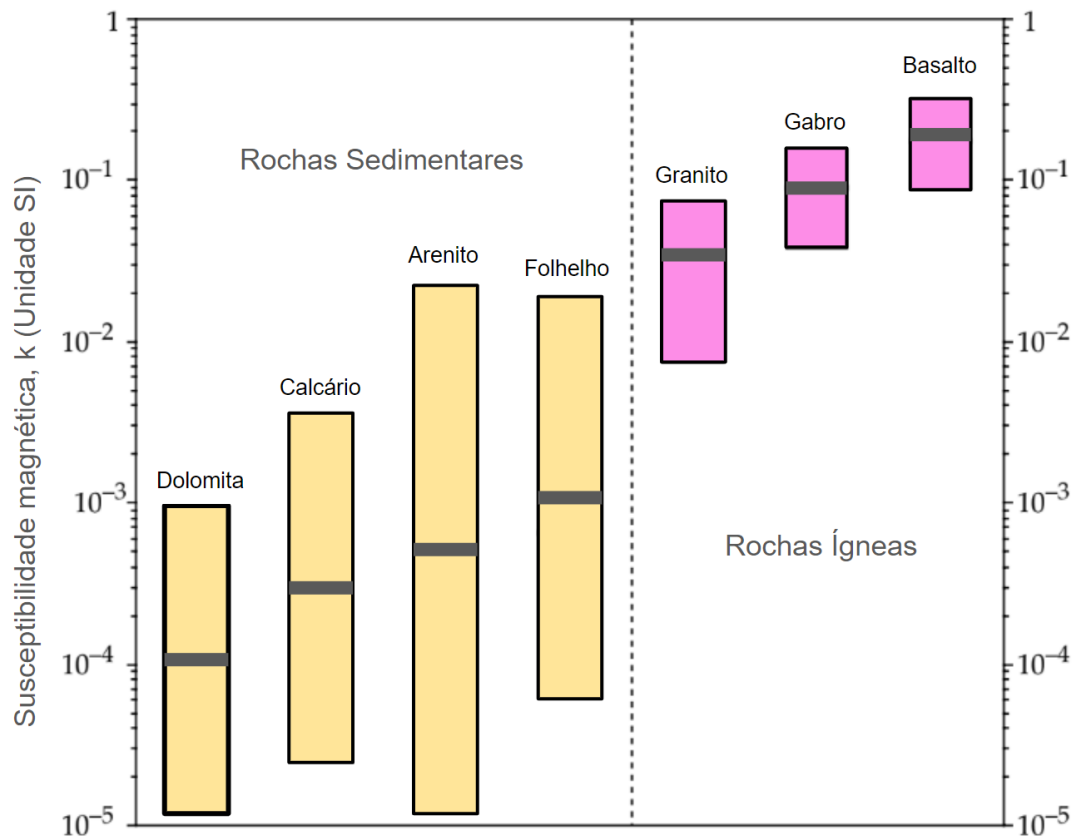


Figura 4.10: Índices padrões de susceptibilidade magnética das rochas sedimentares e ígneas. Modificado de LOWRIE e FICHTNER (2020).

Como dito, os materiais podem adquirir um componente de magnetização na presença de um campo magnético aplicado (TAUXE *et al.*, 2018). Assim, estes materiais pode ser classificados, de forma abrangente, em: paramagnéticos, diamagnéticos, e ferromagnéticos.

O paramagnetismo e o diamagnetismo existem apenas quando um campo magnético está sendo aplicado, sendo a magnetização linear em relação à intensidade do campo. Se o campo é removido como resultado do movimento térmico, os spins tornam-se aleatoriamente orientados (SCHÖN, 2011).

O paramagnetismo (Figura 4.11-A) é uma propriedade dos sólidos que possuem momentos magnéticos atômicos. A aplicação de um campo magnético faz com que os momentos atômicos se alinhem parcialmente paralelamente ao campo aplicado, produzindo assim uma magnetização na direção do campo magnético, enquanto ele for aplicado SCHÖN (2011); TAUXE *et al.* (2018).

Os materiais diamagnéticos (Figura 4.11-B), por sua vez, quando sofrea magnetização por um campo magnético aplicado evidencia uma perturbação do movimento orbital dos elétrons de tal forma que induz uma pequena magnetização no sentido

oposto ao campo aplicado. Consequentemente, a suscetibilidade diamagnética é negativa (SCHÖN, 2011; TAUXE *et al.*, 2018).

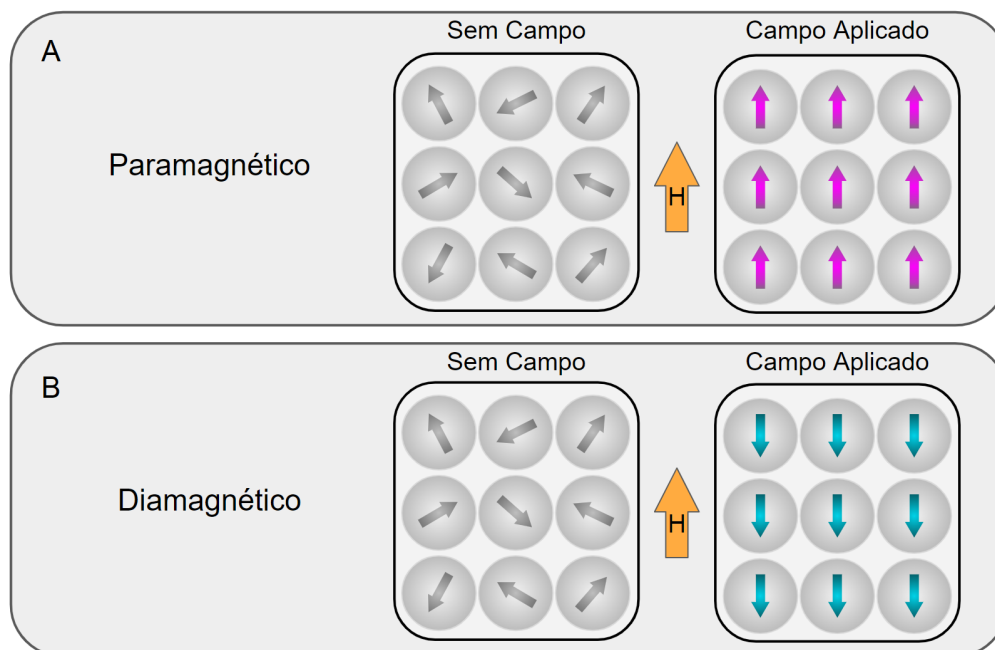


Figura 4.11: Minerais paramagnéticos (A) e diamagnéticos (B) sem a influência de um campo magnético (à esquerda) e com a influência de um campo magnético (à direita); a seta laranja indica a direção do campo. Modificado de SCHÖN (2011).

Substâncias ferromagnéticas, antiferromagnéticas e ferrimagnéticas mostram um valor positivo muito maior de suscetibilidade do que materiais paramagnéticos e também pode ter um resíduo remanente de magnetização. O comportamento magnético é caracterizado por elementos de volume denominados “domínios magnéticos” (SCHÖN, 2011).

Nestes materiais os momentos magnéticos atômicos ao serem inseridos em um campo magnético são alinhados com o campo, e faz com que geram uma forte magnetização induzida, que pode ser conservada mesmo após a retirada do campo. Este tipo de magnetização conservada recebe o nome de magnetização remanente. Existem também vários tipos de materiais ferromagnéticos, segundo TELFORD *et al.* (1990) dependendo da forma como os momentos atômicos se alinham.

Estes incluem o ferromagnetismo propriamente dito, no qual os momentos atômicos estão alinhados paralelamente entre si, como mostra a Figura 4.12-A. Neste caso, a orientação entre os spin continua mesmo após o campo ser removido (TELFORD *et al.*, 1990) (SCHÖN, 2011)).

O ferromagnetismo se divide, ainda, em dois grupos:

Antiferromagnetismo (Figura 4.12-B), em que os materiais antiferromagnéticos orientam seus spins de forma paralela quando sujeitos a um campo externo, com

uma fração dos spins seguindo uma direção e a outra parte, uma direção oposta, resultando em um vetor resultante nulo (SCHÖN, 2011).

Ferrimagnetismo (Figura 4.12-C) ocorre em momentos atômicos antiparalelos, contudo, não se cancelam. Os materiais ferrimagnéticos demonstram a habilidade de alinhar uma parte de seus spins em oposição à outra quando submetidos a um campo externo, embora com intensidades distintas. Tal fenômeno resulta, portanto, em uma magnetização de baixa intensidade, porém consistente em termos de direção e magnitude (SCHÖN, 2011).

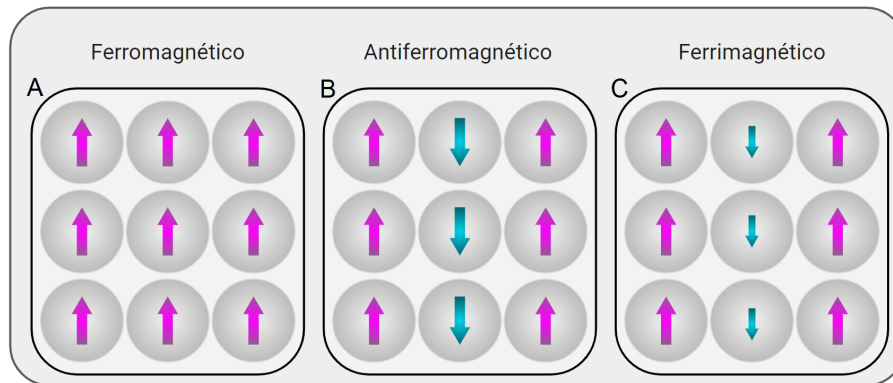


Figura 4.12: O comportamento dos materiais ferromagnéticos, antiferromagnéticos e ferrimagnéticos é determinado pelo alinhamento dos seus spins, o qual varia de acordo com as propriedades individuais de cada material. Modificado de SCHÖN (2011).

Esta magnetização permanente, ou magnetização remanente, serve como base para os estudos crustais. Tal magnetização, segundo TELFORD *et al.* (1990) é uma função não apenas da composição atômica, cristalográfica e química das rochas, mas também de sua história geológica, tectônica e térmica. Em estudos geofísicos, costuma-se considerar a magnetização total (\vec{M}) de uma rocha como a soma vetorial de suas magnetizações induzidas (\vec{M}_i) e remanentes (\vec{M}_r), como mostra a Equação 4.17:

$$\vec{M} = \vec{M}_i + \vec{M}_r \quad (4.17)$$

A relação entre a intensidade da magnetização induzida (\vec{M}_i) e a magnetização remanente (\vec{M}_r) é dada pela Razão de Koenigsberger (Equação 4.18):

$$Q = \frac{(\vec{M}_r)}{(\vec{M}_i)} \quad (4.18)$$

4.3.2 Filtros de Realce Qualitativos

Para que seja feita a definição das tendências geofísico-estruturais da bacia estudada será baseada em alguns métodos de realce de anomalias de campos potenciais como gradientes horizontal e vertical e a amplitude e inclinação do sinal analítico (NABIGHIAN, 1972; ROEST e PILKINGTON, 1993), que serão descritas ao longo deste capítulo.

Derivadas Direcionais

Para um parâmetro P adquirido ao longo de linhas paralelas, os gradientes do campo potencial são definidos como a derivada na direção longitudinal ($\partial P/\partial x$) e a derivada na direção transversal ($\partial P/\partial y$). Eles são os gradientes horizontais do parâmetro medido. Para alguns tipos de dados geofísicos, também é possível calcular o gradiente vertical, ou derivada $Z(\partial P/\partial z)$, que mostra como o parâmetro medido muda à medida que a distância até a fonte (altura do levantamento) muda. O gradiente vertical, ao contrário dos gradientes horizontais, tem a vantagem de responder às mudanças independentemente da orientação da sua fonte em relação à linha de levantamento. Essas três derivadas são as primeiras derivadas em suas respectivas direções.

Estes filtros podem ser ativados nos domínios espacial e de frequência. Um filtro derivado de domínio espacial $2D$ é o derivado do conjunto de dados em grade de P (função potencial que escreve o campo físico) é aproximado como o gradiente no local (x_n, y_n). Os gradientes nas direções X e Y são obtidos a partir das diferenças de valores nos nós adjacentes da grade, espaçados Δx na direção X e Δy na direção Y.

A filtragem espacial derivada é utilizada para refinar as bordas das anomalias e realçar feições rasas, este filtro é o vetor resultante do realce das altas frequências do sinal magnético, onde a anomalia magnética (B) é transformada linearmente por meio da primeira derivada da componente vertical (z) (GUNN, 1975). Pode-se mostrar que a derivada vertical de ordem n é igual à transformada de Fourier do B multiplicada pelo número de onda (κ) elevado a n , ou seja, (κ^n) e o número de onda é um parâmetro baseado na sua combinação espacial entre as direções x e y. Pela teoria de Fourier, sabe-se que a derivada vertical de um campo potencial, como o CMA (B), pode ser calculada usando as seguintes Equações 4.19 e 4.20:

$$\left(\frac{\delta^n B}{\delta z^n}\right) = |\kappa|^n |B| \quad (4.19)$$

$$\kappa = \sqrt{(\kappa_x)^2 + (\kappa_y)^2} \quad (4.20)$$

Intensidade do Gradiente Total

O sinal analítico é formado através de uma combinação dos gradientes horizontais e verticais de uma anomalia magnética e tem uma forma sobre os corpos causais que depende da localização dos corpos, mas não em suas direções de magnetização (BLAKELY, 1996). A vantagem do uso do valor absoluto do sinal analítico, originalmente desenvolvido para dados de perfil por NABIGHIAN (1972), é que a sua forma sobre estruturas lineares é independente do campo magnético da Terra, e da direção de magnetização da fonte. Portanto, o uso do valor absoluto do sinal analítico resulta na determinação de fontes características sem fazer suposições sobre a direção de magnetização do corpo fonte (ROEST e PILKINGTON, 1993).

A técnica analítica do sinal de um campo potencial desenvolvida por NABIGHIAN (1972), ROEST e PILKINGTON (1993), e BLAKELY (1996), pode-se calcular a amplitude ou fase de um sinal. Esta metodologia de amplitude utiliza a raiz quadrada do soma dos quadrados das derivadas direcionais do campo analítico estudado. NABIGHIAN (1972), desta forma, mostrou que para corpos bidimensionais uma função simétrica em forma de sino pode ser derivada maximizando, assim, o topo do contato magnético. O caso tridimensional foi derivado em 1984 também pelo mesmo. Esta função é a amplitude do sinal analítico. As únicas suposições feitas são a magnetização uniforme e que a seção transversal de todos os corpos causadores pode ser representada por polígonos de profundidade finita ou infinita (NABIGHIAN, 1972).

Assim, sinal analítico 3D (A), de uma anomalia de campo potencial (B) pode ser calculado na Equação 4.21:

$$A(x, y, z) = \sqrt{\left|\frac{\partial B}{\partial x}\right|^2 + \left|\frac{\partial B}{\partial y}\right|^2 + \left|\frac{\partial B}{\partial z}\right|^2} \quad (4.21)$$

Inclinação do Sinal Analítico - (TILT / TDR)

Segundo DENTITH e MUDGE (2014), as fontes rasas produzem grandes amplitudes nos gradientes horizontais e verticais calculados. Essa grande variação apresenta um problema para a exibição. Razões das derivadas de cada classe de fonte tem amplitudes semelhantes, então a resolução de ambas as classes pode ser balanceada dividindo a derivada vertical pela amplitude da horizontal total derivada. Além disso, a relação pode ser tratada como um ângulo e a função tangente inversa aplicada para atenuar amplitudes altas. Isso é conhecido como derivativo de inclinação ou, em inglês, *tilt derivative* (TDR) e em um local (x, y) é dado na Equação 4.22:

$$TDR(x, y) = \tan^{-1} \left[\frac{\partial B}{\partial z} / \sqrt{\frac{\partial B^2}{\partial x} + \frac{\partial B^2}{\partial y}} \right], \quad (4.22)$$

onde “ B ” é o campo magnético. Para anomalias de corpos magnetizados verticais, o derivada de inclinação é positiva sobre a fonte e negativa fora dela. Sua forma imita a forma 2D da anomalia fonte com a linha de contorno de valor zero que delinea os limites superiores da fonte.

4.3.3 Análise Espectral de Dados Magnetométricos

A análise espectral tem sido aplicada à interpretação de anomalias magnéticas. Trata-se de um método estatístico, proposto inicialmente por SPECTOR e GRANT (1970), e refere-se a interpretação de anomalias magnéticas possibilitando a determinação da profundidade média de fontes anômalas (camadas magnéticas) em uma determinada região. Segundos os autores, este método baseia-se na suposição de que o campo magnético anômalo (CMA) observado é produzido por um conjunto de fontes prismáticas distribuídas na crosta terrestre, desta forma, eles concluíram a possibilidade teórica de determinar a profundidade de topo e base de fontes magnéticas (FIGURA 4.15). Para uma análise com significância física é necessário dividir a área de estudo com dados de levantamento magnetométrico em células que possuam tamanho suficiente para mapear as fontes mais profundas distribuídas na crosta. O logaritmo do espectro de potência média gerado por estas fontes magnéticas anômalas em região está relacionado às profundidades do topo do conjunto de acordo com a Equação 4.23 abaixo:

$$|F(k)^2| = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 M_0^2 e^{-2kzt} * (1 - e^{-k(zb-zt)})^2 S^2(a, b), \quad (4.23)$$

onde, $F(k)$ é o espectro de Fourier do campo magnético anômalo, k é o número de onda (ciclos/km), C_m^2 é uma constante relacionada ao vetor magnético, m , por sua vez, o fator que relaciona a direção de magnetização, f é o fator que relaciona a direção do campo magnético principal na época da aquisição, M_0 é o vetor de magnetização, zt e zb são as profundidades de topo e base das fontes magnéticas e $S^2(a, b)$, por fim, é o fator que relaciona as dimensões horizontais da fonte magnética anômala.

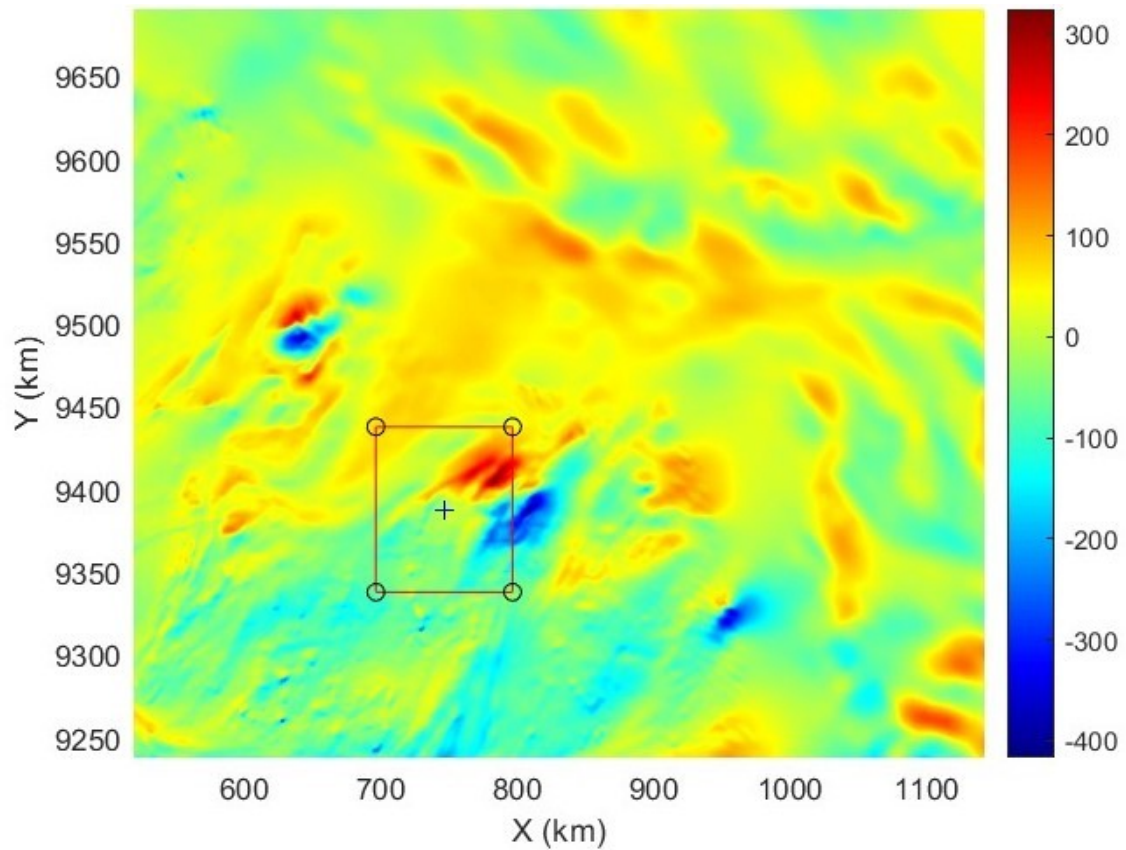


Figura 4.13: Exemplo da aplicação do método de análise espectral centróide. A figura ilustra a janela aberta através *software Matlab* com o grid do campo anômalo da bacia Potiguar, onde são calculadas as profundidades das camadas magnetizadas no centro das áreas selecionadas.

Método Centróide

O método centróide proposto inicialmente por OKUBO *et al.* (1985) é composto por expressões algébricas que inferem à camada magnética determinando a profundidade do topo e da base deste conjunto de dados. Deste modo, caracterizaremos verticalmente essa camada de fontes e classificaremos como fontes rasas, intermediárias e profundas, sendo o limite da mais profunda a determinação do embasamento magnético ligados às fontes presentes na crosta inferior. Segundo os autores, é possível estimar a profundidade do centro (z_0) de uma fonte ou de uma camada magnetizada obtida através da inclinação da média azimutal (ajuste de retas manual) do espectro de Fourier em regiões de comprimento de onda curto (k) segundo a Equação 4.24:

$$G(k) = \frac{1}{k} f(k) \quad (4.24)$$

onde a profundidade do topo da camada mais profunda (Z_T), observado na Figura, pode ser estimada a partir da amplitude do espectro. Com isso a profundidade da base (Z_B) é obtida conforme a Equação 4.25:

$$Z_B = 2Z_0 - Z_T \quad (4.25)$$

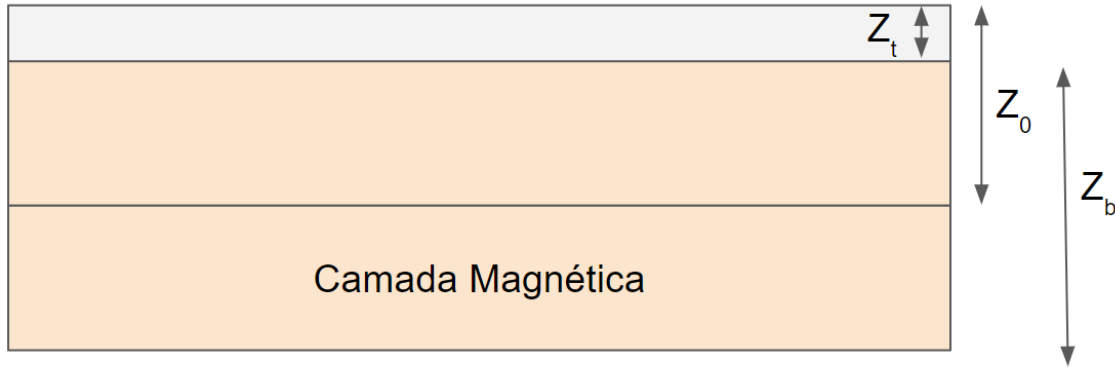


Figura 4.14: Ilustração do modelo proposto por Okubo et al. 1985, com as profundidades do centroide (Z_0), do topo (Z_T) e da base (Z_B) da camada magnética Modificado de MACHADINHO *et al.* (2014).

De acordo com a equação de variação da temperatura na crosta (Equação 4.16), é possível estimar o fluxo de calor em qualquer ponto a partir da variação da profundidade correspondente a uma temperatura específica. Neste estudo, utilizamos a Temperatura de Curie, que marca o limite de magnetização das rochas, aproveitando os parâmetros de profundidade obtidos por meio da análise espectral dos dados aeromagnéticos. Este método permite, portanto, suprir informações de calor onde as medições diretas de temperatura são escassas, uma vez que permite indicar a temperatura em pontos específicos da região.

O método de análise espectral por centróide foi implementado em uma rotina *Matlab*, a qual seleciona janelas móveis a partir do grid do campo magnético anômalo e calcula a profundidade das camadas magnetizadas com base nos valores presentes no centro dessas janelas, como observado na Figura 4.13. Assim, o programa gera um espectro a partir do logaritmo da amplitude magnética em função do número de onda para cada janela selecionada.

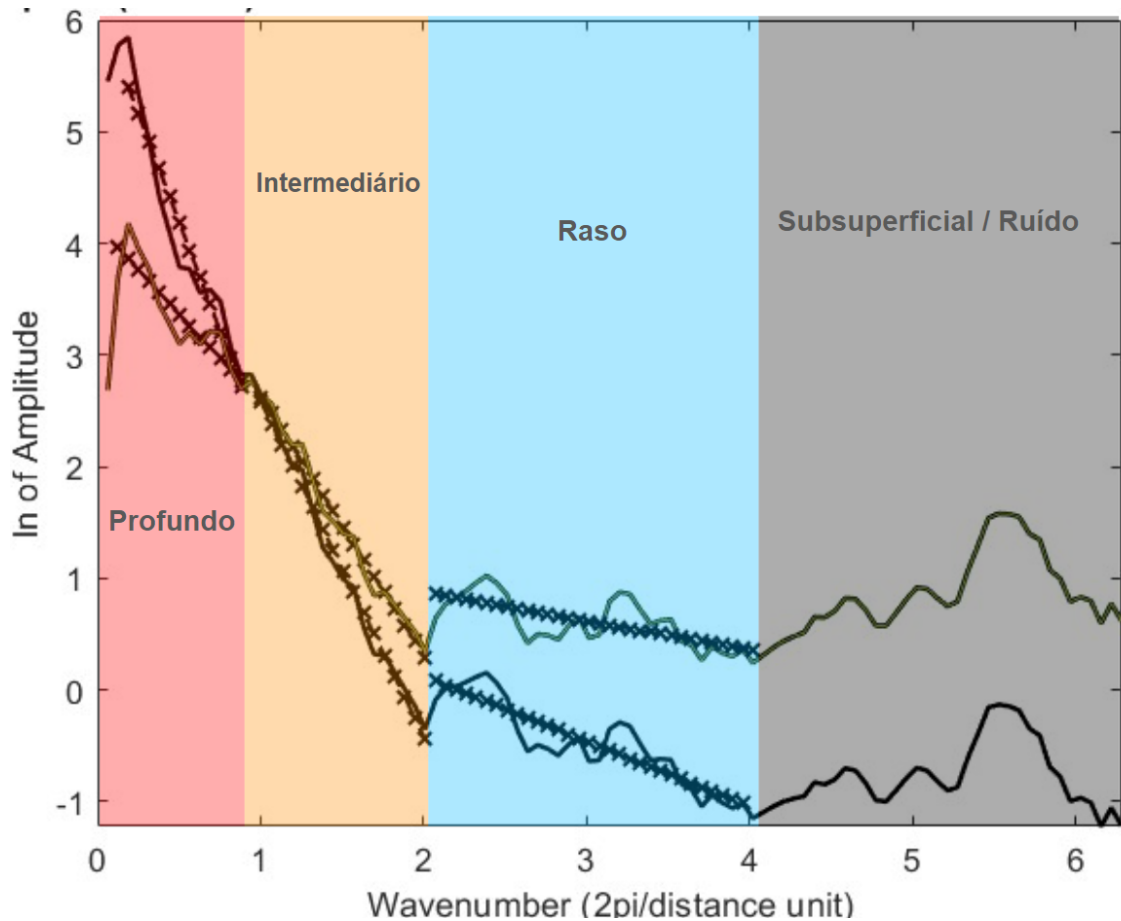


Figura 4.15: Espectro de amplitude do campo magnético na região de estudo. O programa gera um espectro de baseado no logaritmo desta amplitude magnética versus número de onda para cada janela selecionada. Observa-se o espectro dividido baseado nas inclinações de 4 segmentos de amplitude, determinando, desta forma fontes profundas (em vermelho), intermediárias (laranja), rasas (azul) e fontes próximas à superfície e/ou ruídos (cinza) .

Capítulo 5

Base de Dados

5.1 Dados Geotérmicos

O modelo de variação térmica crustal da bacia Potiguar desenvolvido neste trabalho baseia-se em um conjunto de dados de temperatura do interior da Terra fornecidos pelo Laboratório de Geotermia - LabGeot/ON, juntamente com dados de temperatura medidos em poços de petróleo adquiridos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e Serviço Geológico do Brasil (SBG-CPRM). O modelo geotérmico da Bacia Potiguar conta com um total de 382 dados geotérmicos. Dentre esses dados, 5 são GCL, representando 1,3% do total, 11 são CVL (2,8%), 44 são CBT (11,3%) e 331 são BHT (84,7%). O gráfico que ilustra o atual conjunto de dados deste trabalho, observado na Figura 5.1:

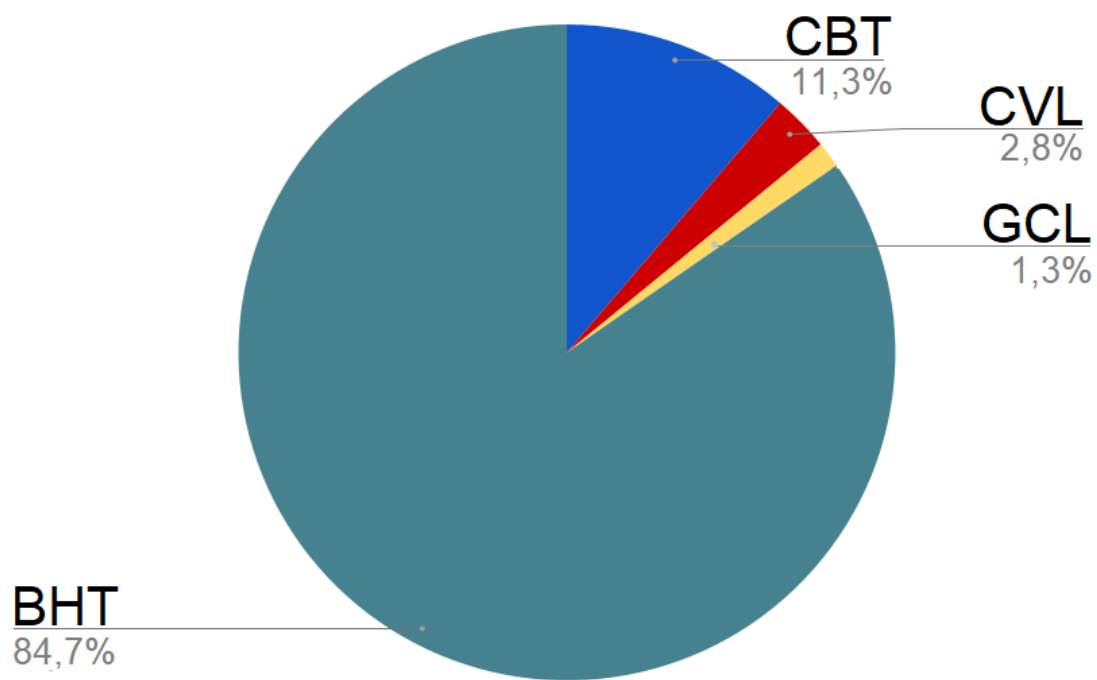


Figura 5.1: Gráfico com a distribuição percentual dos dados utilizados nesta pesquisa.

A localização geográfica destes poços pode ser observado, a seguir, na Figura 5.2:

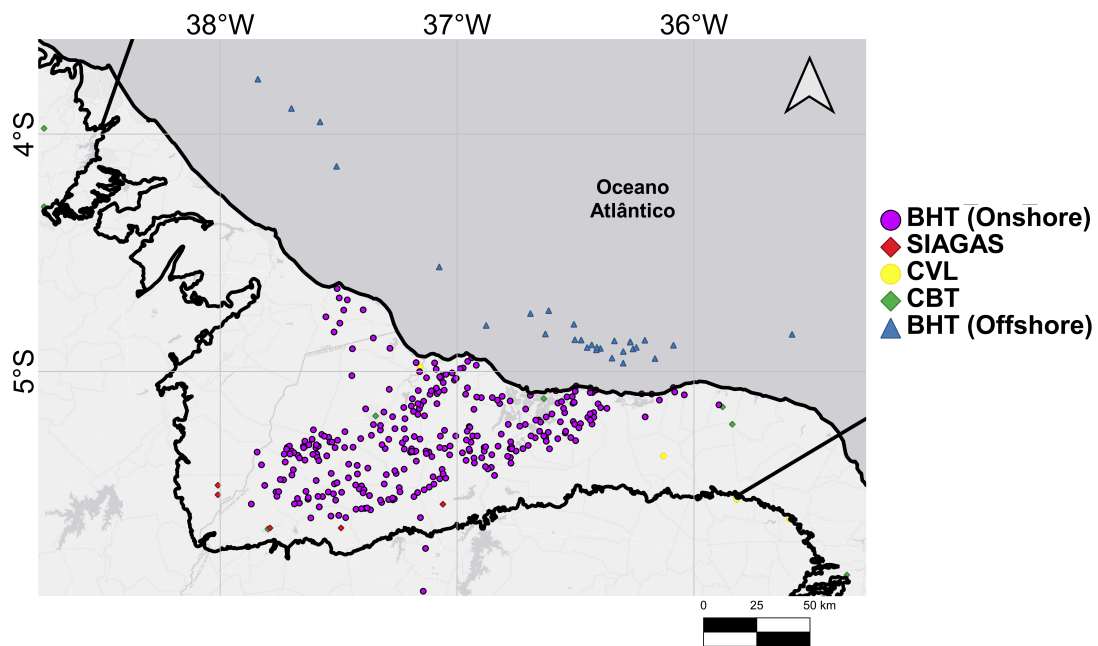


Figura 5.2: Localização da base de dados geotérmicos que incorporam esse estudo.
 Fonte: o autor.

Neste trabalho, para a estimativa de T_0 , foram utilizados os dados de temperatura média da superfície referentes ao período de 30 anos (1960-1991), extraídos das normais de temperatura registradas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Essas normais representam as médias anuais da temperatura na região durante o período mencionado. A escolha desse intervalo temporal se deu em função da data de perfuração dos poços de petróleo. A Figura 5.2 ilustra a faixa de valores de temperatura superficial utilizada neste estudo

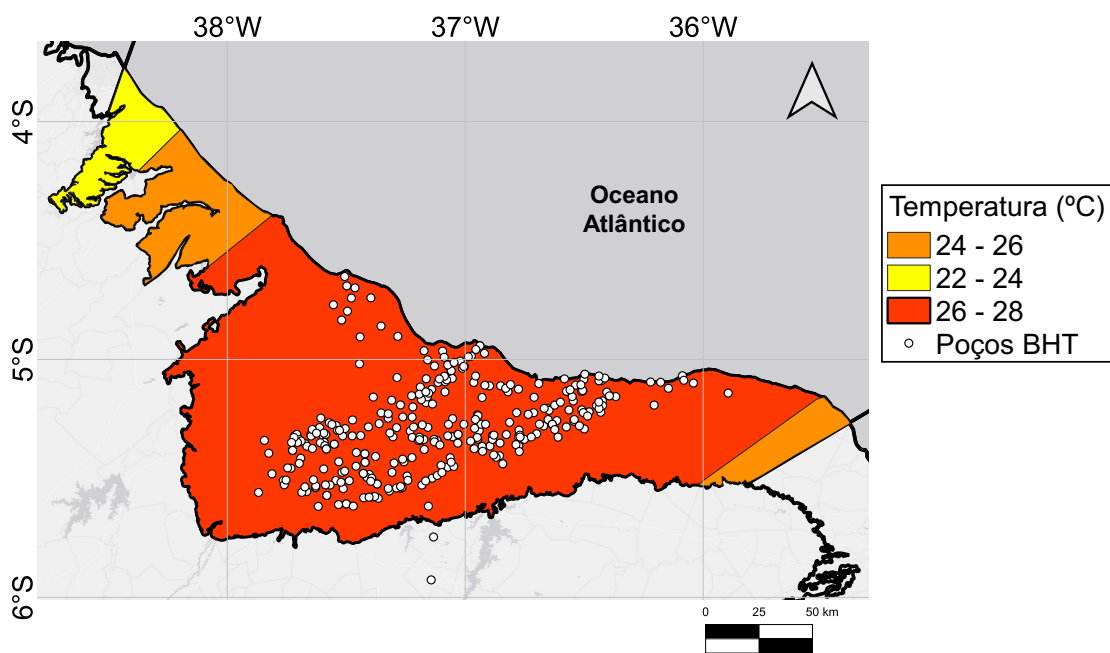


Figura 5.3: Mapa da bacia Potiguar emersa zoneada a partir dos normais de temperatura da região entre 1960-1991. Nota-se, ainda, que foram plotados neste mapa a localização dos poços *BHT* utilizados nesta pesquisa. Fonte: o autor.

Como mostrado na Figura 5.3, os dados de T_0 da temperatura utilizados nesta pesquisa variam entre 26°C - 28°C, Assim, foi adotado o valor de 27°C como temperatura superficial para todos os dados de T_0 . Apesar deste estudo propor um modelo geotérmico da porção emersa da bacia Potiguar, utilizou-se dados de outras regiões e até da porção offshore da bacia, a fim de minimizar os efeitos matemáticos e de borda da região. Desta forma, as feições da distribuição de de calor serão mais representativas e coerentes com as condições naturais da região.

5.2 Dados Aeromagnetométricos

Dados Aeromagnéticos

Os dados aeromagnéticos utilizados neste estudo fazem parte do acervo de dados aerogeofísicos do Serviço Geológico Brasileiro - SBG (Figura 5.4) e foram disponibilizados para estudos acadêmicos por acesso ao GeoSBG e acordo institucional entre os órgãos. Os bancos de dados utilizados envolvem os projetos da série 4000, sendo os projetos: 4010, 4045, e da Série 1000, com os projetos 1079 e 1092, como observado na Tabela D.2, presente no Apêndice E deste trabalho.

A partir destes dados foi criada uma malha de interpolação dos dados utilizou

tamanho de célula e $125m \times 125m$ e os efeitos significativos do nivelamento provocados por um comprimento de onda maior que 330 km foram removidos utilizando um filtro gaussiano passa alta e substituídos pelo modelo magnético litosférico MF7 CORREA *et al.* (2016).

Esses dados servirão para aplicação de técnicas de realce contribuindo ao estudo magnetométricos e termomagnéticos das principais estruturas crustais da bacia, interpretações das fontes magnéticas anômalas e térmicas além de modelagem das camadas crustais em profundidade até o embasamento magnético aliado a isoterma de Curie

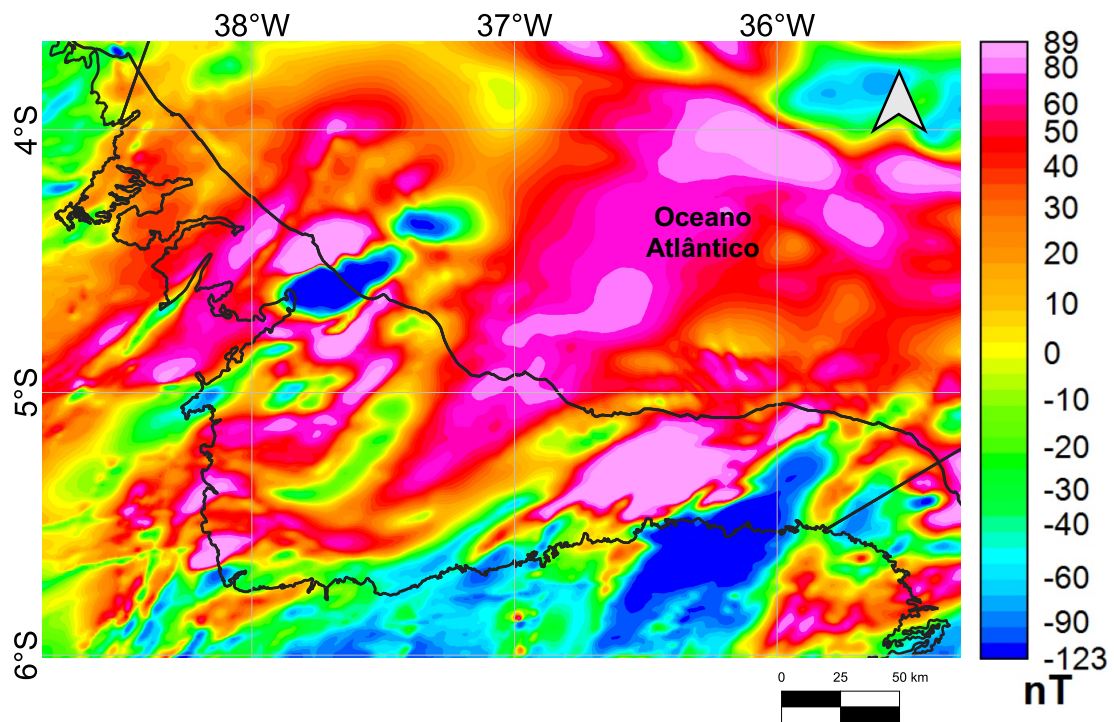


Figura 5.4: Mapa do Campo Magnético Anômalo da bacia Potiguar. Fonte: o autor

5.2.1 Mapas Temáticos

Os mapas temáticos objetivam a análise de grandezas geofísicas e as variações de seus contrastes, a fim de correlacioná-las com as principais estruturas geológicas em subsuperfície. Para isso, técnicas de interpolação de dados se fazem necessárias para lograr êxito na confecção dos mapas.

A interpolação dos dados é utilizada para estimar os valores de um atributo em locais não amostrados utilizando pontos de amostragens obtidos em regiões próximas. O termo empregado para estes dados é a gridagem. O processo de gridagem es-

tabelece um conjunto de dados regularmente espaçados sobre a área estudada. Na aquisição dos dados, a frequência destes ocorre em pontos aleatórios e irregularmente espaçados ou distribuídos em linhas. O processo de gridagem toma então os dados XYZ e os interpola para determinar os valores da grandeza no *grid*.

Neste trabalho, a interpolação utilizada foi o Método da Mínima Curvatura (BRIGGS, 1974) para os dados aeromagnetométricos e Kigrig (YAMAMOTO e LANDIM, 2013) para dados geotérmicos. As técnicas referidas de interpolação ajusta uma superfície suavizada na qual todos os dados são atravessados, sendo regulares ou ajustam uma distância mínima comum (variância) para caso de dados radônicos.

Capítulo 6

Resultados

Neste capítulo, são apresentados os resultados obtidos na caracterização termofísica e estrutural da bacia. O modelo foi desenvolvido por meio da integração de dados de variação térmica vertical provenientes de duas abordagens distintas: geotermia e magnetometria. A análise conjunta desses dados fornece uma perspectiva abrangente sobre os processos térmicos e estruturais que modelam a região, oferecendo uma descrição detalhada das propriedades termofísicas e da dinâmica tectônica da bacia.

Os dados geotérmicos permitiram o cálculo do gradiente geotérmico e da distribuição de fluxo de calor na crosta da bacia, considerando as variações térmicas registradas em diferentes sub-regiões e as profundidades dos poços de perfuração. Paralelamente, os dados aeromagnetométricos foram utilizados para mapear as variações magnéticas locais, facilitando a identificação de estruturas geológicas críticas, como falhas e zonas de cisalhamento.

A integração dessas informações resultou na construção de um modelo abrangente que descreve, de forma interconectada, a distribuição térmica e a estrutura geológica da bacia Potiguar. Interpretações desses resultados obtidos destacam regiões de maior potencial para exploração geotérmica e recursos energéticos, contribuindo para um entendimento mais profundo das características geológicas e térmicas da bacia.

6.1 Geotermia

A partir do conjunto de dados geotérmicos utilizados neste estudo, foi possível elaborar mapas temáticos dos parâmetros termofísicos, tanto na superfície quanto em profundidade. Com o base nessas informações foi possível a criação dos mapas: de gradiente geotérmico da Bacia Potiguar (Figura 6.1), de distribuição do fluxo de calor (Figura 6.3) e da superfície de Curie (Figura 6.4). Esses mapas representam uma abordagem integrada e detalhada das condições térmicas da bacia, fornecendo uma

ferramenta importante para a análise do potencial geotérmico e das características de variação térmica crustal da região.

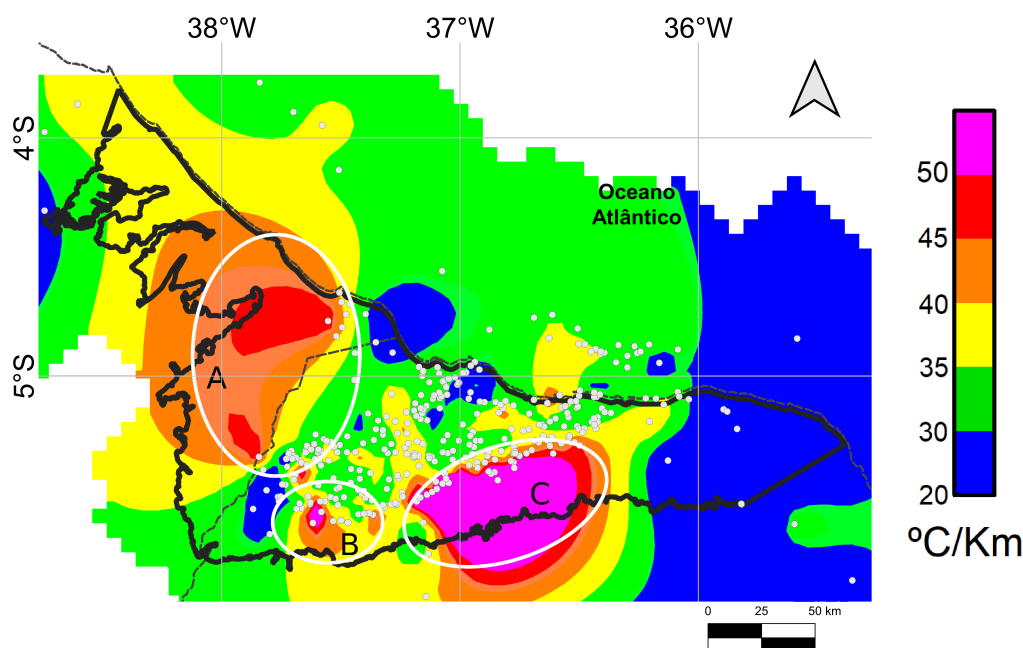


Figura 6.1: Mapa do gradiente geotermal da bacia Potiguar. As áreas em destaque A, B e C indicam anomalias geotérmicas. Fonte: o autor

A distribuição superficial do gradiente geotérmico na bacia, evidenciado no mapa da Figura 6.1, revelou a presença de duas anomalias positivas na região correspondente à bacia, conforme representado pelos círculos distintos (B e C) no mapa, onde o gradiente térmico ultrapassa os $55^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Essas anomalias são particularmente observadas nas áreas limítrofes da bacia e, como será discutido posteriormente, há a possibilidade de associação com o domínio de falhas Carnaubais. A área A, em destaque na Figura 6.1, indica um indício de anomalia do gradiente geotérmico na região. No entanto, devido à ausência de uma maior quantidade de dados na região, não foi possível delimitar com exatidão a extensão desta anomalia na bacia.

Vale destacar que na área central da porção emersa, onde o pacote sedimentar é mais espesso, o valor do gradiente geotérmico médio encontrado de $33^{\circ}\text{C}/\text{km}$ é relativamente baixo, em comparação com outras regiões das bacias, havendo alguma variação ocasional, atingindo picos isolados de $45^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Os valores médios de condutividade térmica para cada poço, que foram utilizados para calcular a variação do fluxo de calor crustal da bacia, podem ser observados na Figura 6.2. Estes valores são fundamentais para a construção de um modelo de variação térmica crustal mais preciso com a minimização de erros ocasionados pela dissipação lateral do calor, em

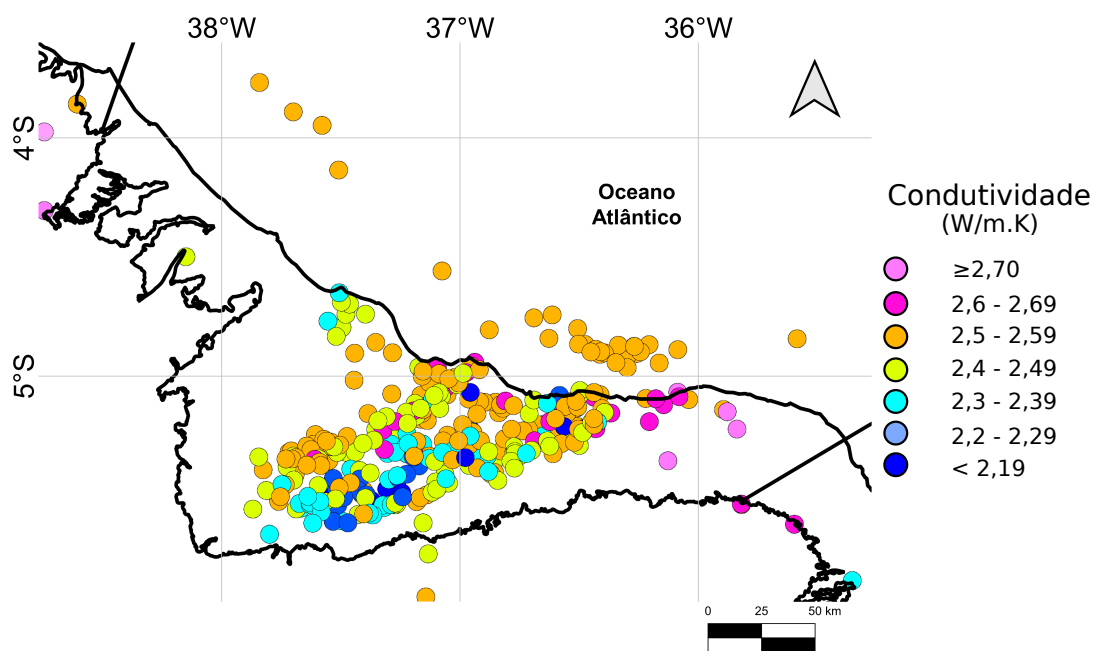


Figura 6.2: Mapa de condutividade dos poços da bacia Potiguar

modelos unidimensionais.

A variação do fluxo de calor crustal, conforme representado na Figura 6.3 na região, segue uma correlação significativa com o gradiente geotérmico, apresentando uma sobreposição espacial com as áreas previamente identificadas como anomalias positivas no gradiente geotérmico. Neste contexto, os valores de fluxo térmico associados às anomalias (B e C) na região sul-sudeste da bacia excedem os $120mW/m^2$. Paralelamente ao padrão observado no gradiente geotérmico da bacia, sugere-se a presença de um aumento no fluxo de calor nestas áreas, o que pode indicar características geológicas particulares que favorecem uma maior condução térmica. No entanto, não é possível determinar com precisão a extensão desse aumento de fluxo de calor devido à insuficiência de pontos de medição na região, o que limita a robustez das conclusões sobre o comportamento térmico nessa área específica da bacia. De maneira semelhante ao observado no mapa de gradiente geotermal (Figura 6.1), a área A do mapa sugere a presença de um fluxo de calor superior a $100mW/m^2$, no entanto as anomalias da região não podem ser delimitadas devido à ausência de dados na região. A escassez de pontos de medição impede a definição clara dos limites dessas anomalias e a avaliação mais aprofundada do comportamento térmico local

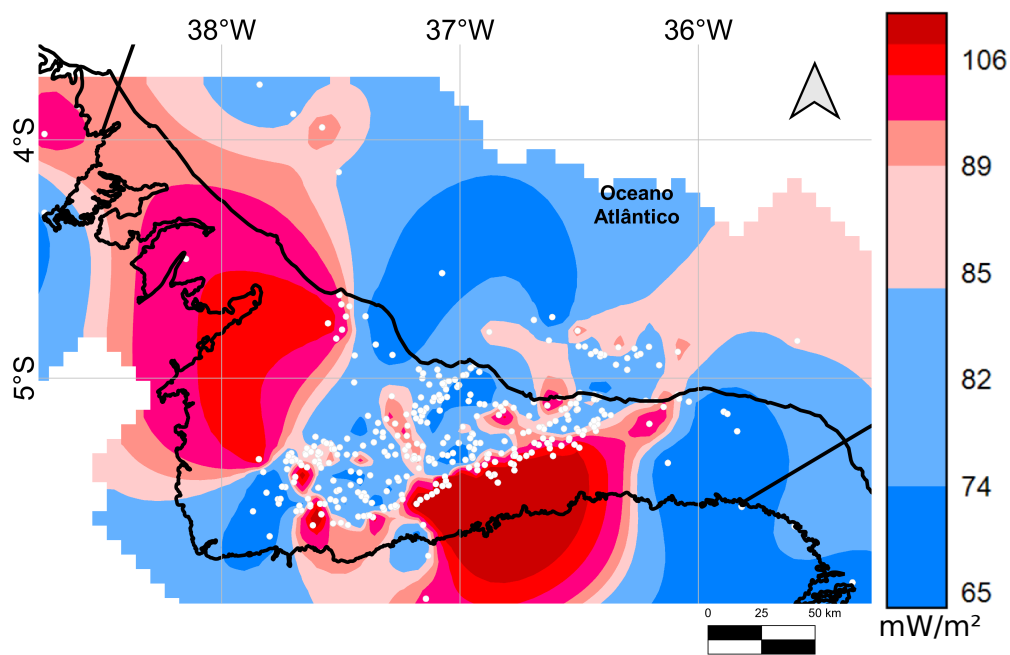


Figura 6.3: Mapa do Fluxo de Calor da porção onshore da bacia Potiguar. Fonte: o autor

A delimitação do embasamento magnético, obtida através do mapeamento da superfície de Curie, revela que nas regiões onde os gradientes geotérmicos e fluxos de calor são mais elevados na bacia, as isotermas de Curie tendem a estar mais próximas da superfície. Por exemplo, na área das anomalias térmicas na porção sul-sudeste (áreas B e C destacadas na Figura 6.4) da bacia, a isoterma de Curie se encontra a aproximadamente 9 km de profundidade. No depocentro da bacia, menciona-se que a isoterma está situada a cerca de 14 km de profundidade, enquanto na porção mais oriental da bacia, varia entre 15 e 16 km de profundidade.

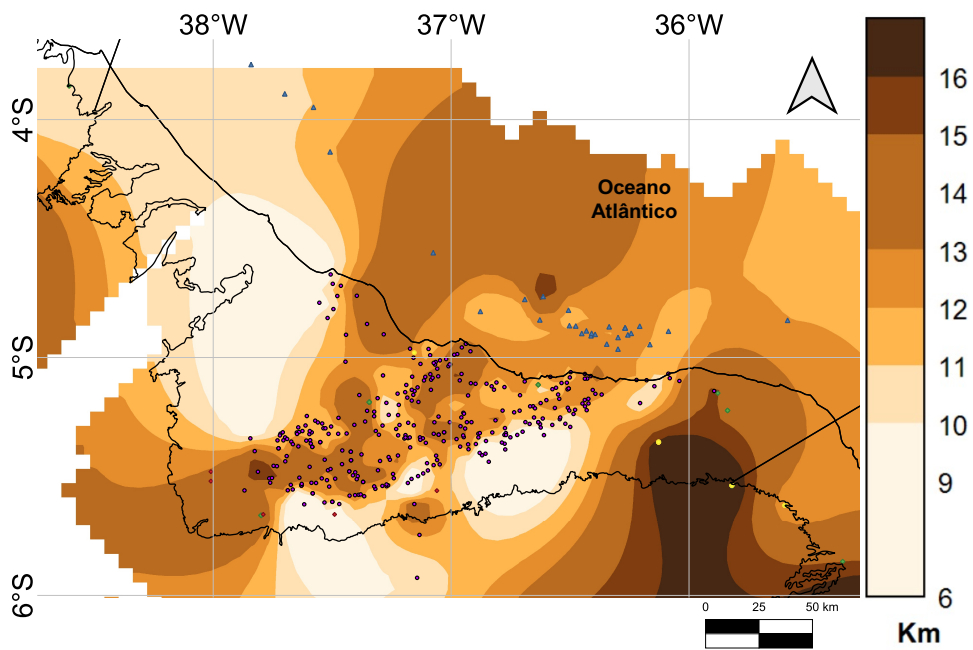


Figura 6.4: Mapa da superfície de Curie da porção onshore da bacia Potiguar. Fonte: o autor

Considerando os três mapas temáticos apresentados, é possível observar que as regiões onde o gradiente geotérmico e a distribuição do fluxo de calor são mais pronunciados estão correlacionadas com aquelas mais próximas das margens da bacia. Essa associação decorre, possivelmente, em razão da proximidade do embasamento cristalino da bacia, composto por rochas ígneas e metamórficas (GOMES e HAMZA, 2009). Estas litologias possuem valores de condutividade térmica superior à das rochas sedimentares. Esse fenômeno, por sua vez, também justifica os valores mais baixos observados na região central de deposição da bacia, onde a espessura das rochas sedimentares que compõem a bacia são maiores. Além disso, através do mapa da profundidade de Curie, observa-se que quanto mais próximo a superfície, maiores são os valores de gradiente geotérmico e fluxo de calor. No próximo tópico, ao apresentarmos os resultados da análise dos dados aeromagnéticos, examinaremos se, além da proximidade com o embasamento cristalino, existem parâmetros estruturais, como falhas, que também poderiam contribuir para um aumento do fluxo de calor na região.

6.2 Aeromagnetometria

Com base nos dados do campo magnético anômalo da bacia Potiguar, foram desenvolvidos mapas temáticos aos quais foram aplicados filtros matemáticos interpretativos de realce, sendo eles: derivada vertical (Figura 6.5), amplitude do sinal analítico (Figura 6.6) e inclinação do sinal analítico (Figura 6.7). Esses mapas serão apresentados a seguir.:

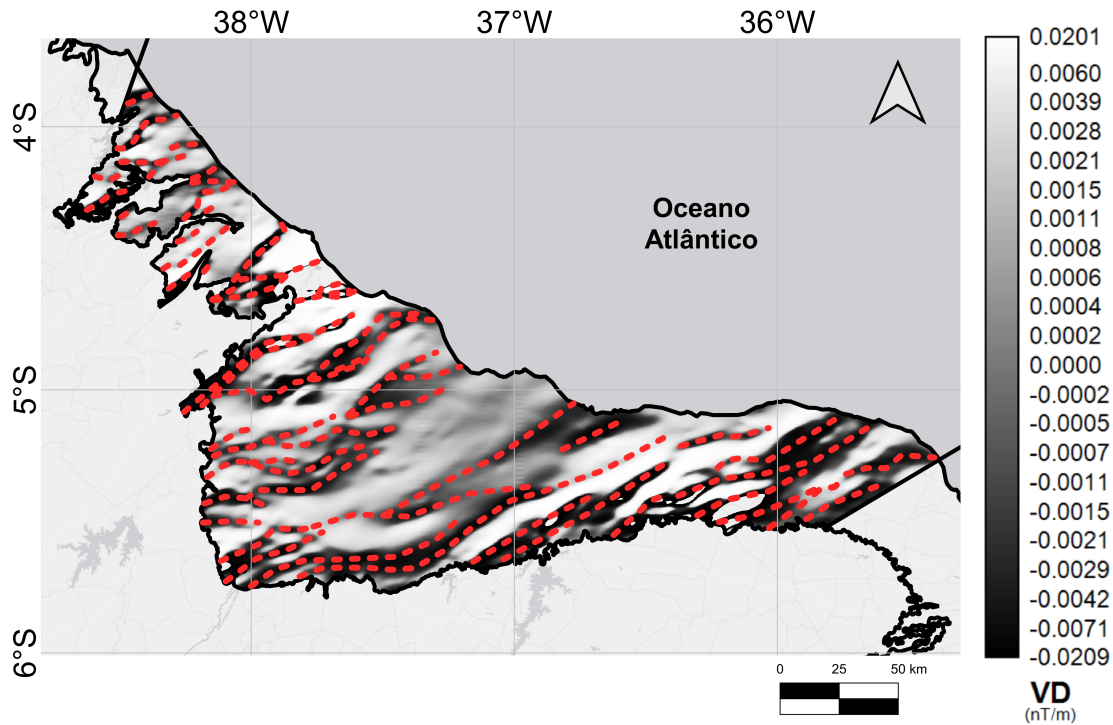


Figura 6.5: Mapa de derivada vertical da bacia Potiguar com os lineamentos magnéticos da porção *onshore* em vermelho. Fonte: o autor.

A distribuição da derivada vertical do campo magnetométrico da bacia (Figura 6.5) pode evidenciar os lineamentos magnéticos em subsuperfície traçados por meio da técnica de sombreamento aplicado a esse mapa. A direção predominante desses lineamentos é de nordeste-sudoeste (*NE-SW*), concordante com os lineamentos estruturais da porção setentrional da Província Borborema PEDROSA JR *et al.* (2010).

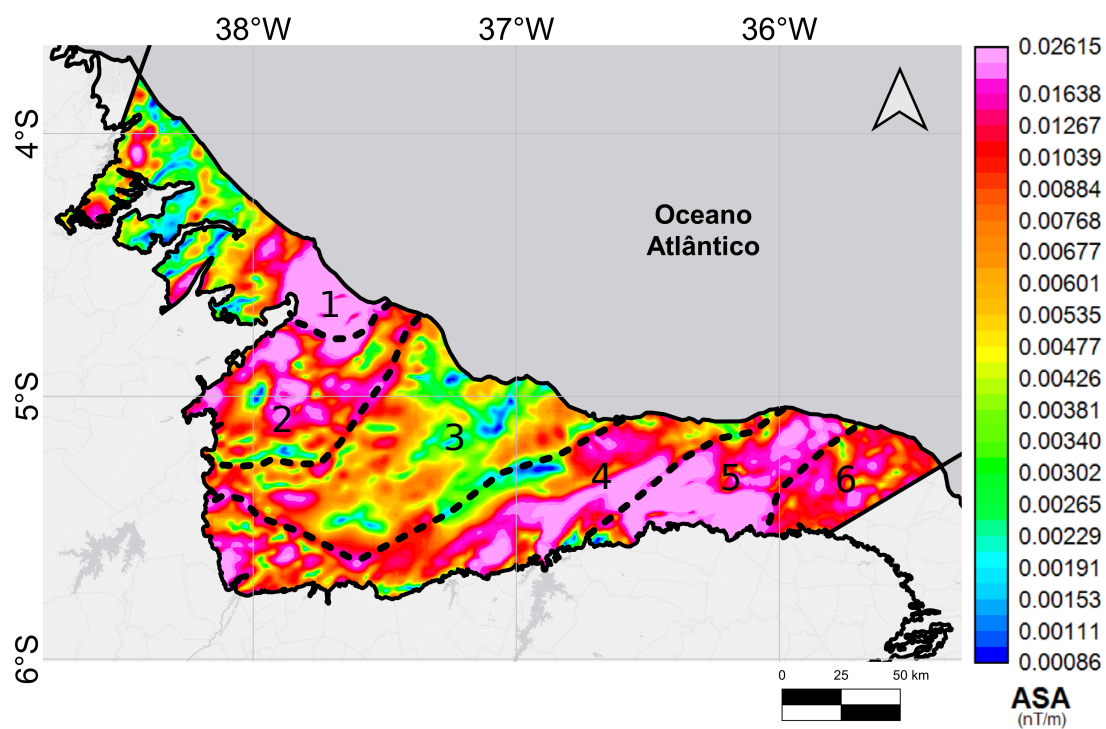


Figura 6.6: Mapa da gradiente total, onde foram interpretados 6 domínios magnéticos delimitadas por linhas pontilhadas: 1- Orós; 2- Jaguaribe; 3- Rife Potiguar; 4- Carnaubais; 5- Seridó e 6- São José do Campeste. Fonte: o autor.

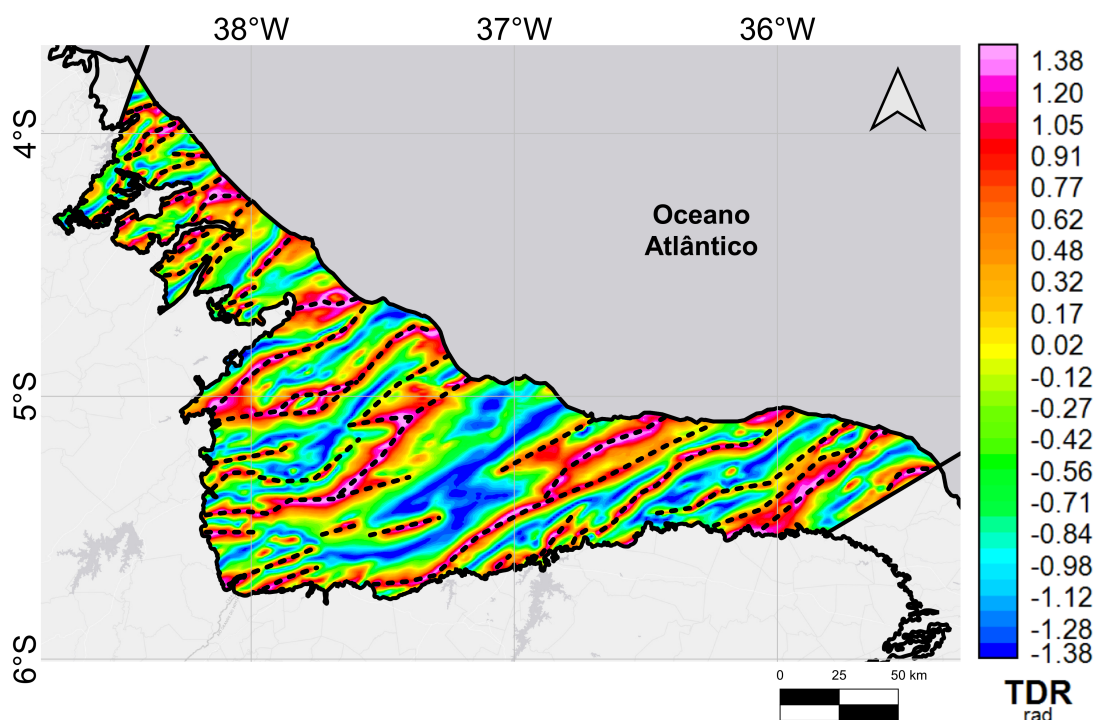


Figura 6.7: Mapa da Inclinação do Sinal Analítico. Fonte: o autor

No mapa da amplitude do sinal analítico (Figura 6.6) foram interpretados os 6 domínios geofísico-estruturais, marcados com linhas pontilhadas pretas, que são: 1- Orós; 2- Jaguaribe; 3- Rifte Potiguar; 4- Carnaubais; 5- Seridó e 6- São José do Campestre. Estes domínios correspondem à assinatura magnética do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar com extensos alinhamentos principais orientados no sentido NE, e alinhamentos secundários na direção E-W PEDROSA JR *et al.* (2010).

No mapa de inclinação do sinal analítico (Figura 6.7), por sua vez, foi possível observar lineamentos magnéticos que se apresentam com um formato linear curvilíneo e, por vezes, sigmoidal. Estes ocorrem em toda a área mapeada, inclusive sob os pacotes sedimentares da bacia, correspondendo tanto às feições do embasamento, quanto à estruturação interna do rifte.

6.2.1 Análise Espectral dos Dados Aeromagnetométricos

O método de análise espectral centróide foi implementado em uma rotina *Matlab* onde seleciona-se janelas móveis a partir do grid do campo magnético anômalo e calcula a profundidade das camadas magnetizadas com base nos valores situados no centro dessas janelas. Dessa forma, o programa gera um espectro a partir do logaritmo da amplitude magnética em função do número de comprimento de onda

angular (k) para cada janela selecionada, conforme ilustrado na Figura 6.8. Como o "k" é o inverso do comprimento de onda, pode-se inferir que, quanto maior o número de onda do espectro, mais próxima da superfície está a fonte magnética anômala.

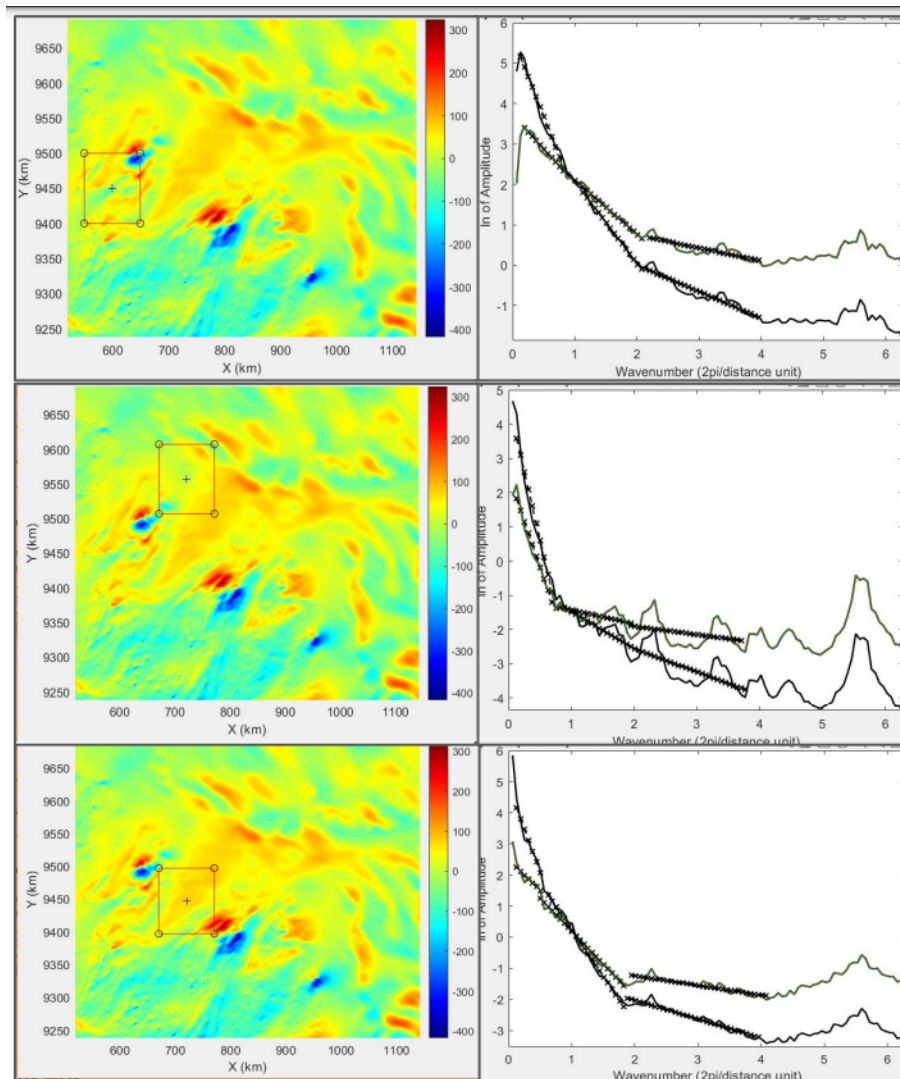


Figura 6.8: Janelas de análise utilizadas neste estudo, acompanhadas de seus respectivos espectros. Fonte: o autor.

Utilizando este método, portanto, foi possível obter dados da profundidade das fontes mais magnéticas mais profundas através do método centróide de análise espectral, atreladas a temperatura de Curie para a magnetita. Desta forma, foi possível estimar a profundidade da isoterma de Curie de maneira indireta, conforme ilustrado na Figura 6.9. Ao todo, foram obtidos 85 pontos na região da bacia, sendo 44 localizados diretamente na área da bacia e os demais em regiões adjacentes. As janelas utilizadas na análise espectral do campo aeromagnetométrico variam entre 150km e 200km, segundo critério mínimo de análise espectral do método centróide citado por RAVAT e KORHONEN (2009), que delimita uma janela de 10 vezes a

profundidade esperada para significado físico. Os resultados apontam profundidades da isoterma de Curie variando entre 7 e 18 km. Na porção emersa da bacia Potiguar observa-se que na borda S-SE da bacia a profundidade da isoterma de Curie é de aproximadamente 9,5 km. Na borda SW da bacia, essa isoterma se encontra a uma profundidade relativamente mais rasa, de até 9 km que também envolve o seu depo-centro, mais especificamente na região do graben Apodi ($37.6^{\circ}W-5.5^{\circ}S$). A porção NW da bacia, em sua linha de costa, apresenta a superfície de Curie mais profunda, com profundidades médias em torno de 14 km.

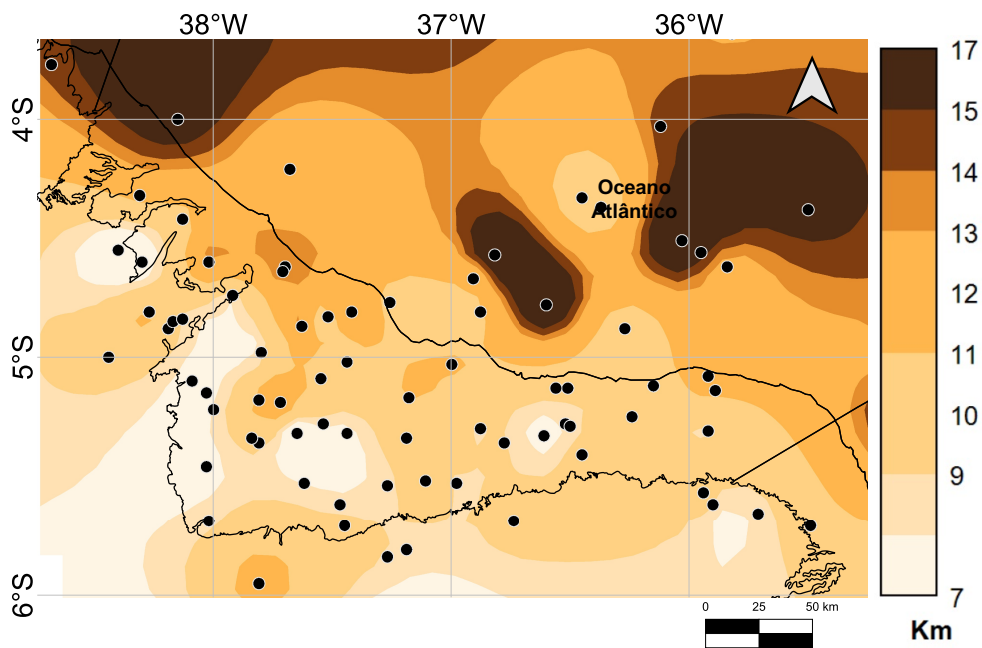


Figura 6.9: Mapa da superfície de Curie da bacia Potiguar elaborado a partir do método de análise espectral centróide. Fonte: o autor.

Capítulo 7

Discussões

A partir da análise dos dados geotérmicos e da aplicação de técnicas geofísicas aos dados aeromagnetométricos, foram obtidos resultados relevantes para a caracterização termoestrutural da região, permitindo uma melhor compreensão da estrutura termofísica e evolutiva da bacia Potiguar. A seguir, apresenta-se uma síntese do processo descrito:

- **Análise espectral e isotermas de Curie:** O método centróide foi empregado para estimar o fluxo de calor em áreas onde dados diretos de temperatura não estavam disponíveis. Essa abordagem foi realizada por meio da análise das profundidades das fontes magnéticas mais profundas distribuídas na crosta. Em linhas gerais, essas profundidades ligadas ao teor de magnetita, delimita a crosta magnetizada sendo o limite térmico em que minerais ferromagnéticos perdem sua magnetização.
- **Cálculo do Fluxo de Calor:** Os valores de fluxo de calor foram obtidos utilizando a equação de variação do modelo crustal (vide Equação 4.16), proposta inicialmente por CHAPMAN (1986). Esta equação estabelece uma relação entre a profundidade da isoterma de Curie e o fluxo de calor, permitindo a estimativa do fluxo térmico em regiões não monitoradas diretamente por medições de temperatura.

Diferentemente da abordagem anterior, na qual o fluxo de calor era utilizado como parâmetro para determinar a profundidade da isoterma de Curie, nesta etapa foram utilizadas as profundidades obtidas pela análise espectral para calcular o fluxo geotérmico. Em síntese, a metodologia atual se baseia na inversão das profundidades da isoterma de Curie para estimar o fluxo geotérmico, em contraste com a abordagem anterior, que usava o fluxo de calor como dado para determinar a profundidade. Isso permite uma estimativa do fluxo geotérmico em áreas sem dados diretos de temperatura. A partir dos dados de fluxo de calor obtidos, foi possível elaborar um

mapa integrado do fluxo geotérmico detalhado dessa distribuição para toda a bacia, combinando dados diretos com estimativas provenientes da análise espectral (Figura 7.1). Pode-se observar a presença de duas grandes regiões de anomalia geotérmica positiva (Áreas 1 e 2), onde os valores de fluxo de calor superam $120\text{mW}/\text{m}^2$. Essas anomalias estão localizadas na plataforma de Touros, nas proximidades de áreas com menor espessura crustal, com profundidades em torno de $28,4\text{km}$ (BARBOSA *et al.*, 2023). Esse valor é confirmado por DE CASTRO *et al.* (2012), que, através de análise gravimétrica, encontraram profundidades próximas a 28 km na mesma região.

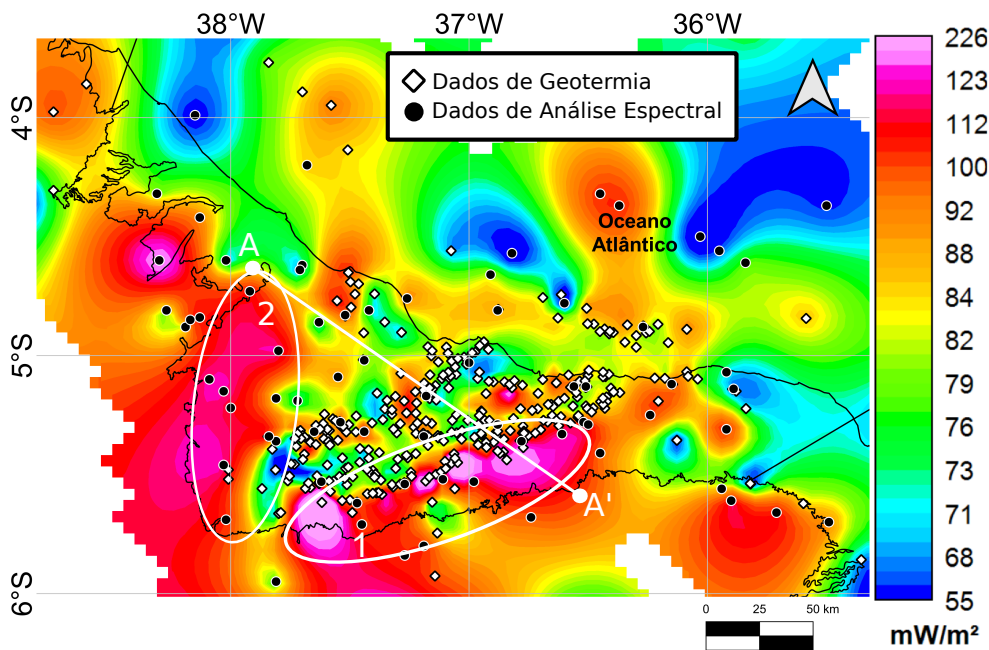


Figura 7.1: Mapa integrado de fluxo de calor da porção emersa da bacia Potiguar. Com anomalias positivas destacadas (Áreas 1 e 2) e um perfil A-A'. Fonte: o autor

Uma das hipóteses para a gênese dessas anomalias foi proposta por BARBOSA *et al.* (2023), que, com base em perfis de velocidade de ondas S, sugeriram a existência de intrusões magmáticas logo abaixo do Moho, indicando que o limite litosfera-astenosfera (LAB) na região é anormalmente raso. Isso resultaria em uma litosfera fina, sustentada por um fluxo sublitosférico ainda ativo, o que aumentaria o gradiente geotérmico na litosfera superior e possivelmente desencadearia derretimentos que alimentam as intrusões magmáticas no manto superior. Uma situação semelhante ocorre na Área 2, também destacada no mapa, onde o fluxo de calor excede $110\text{mW}/\text{m}^2$. Essa anomalia pode estar associada a uma zona de afinamento crustal próxima à borda sudoeste da bacia, conforme indicado por BARBOSA *et al.*

(2023), onde a espessura da crosta é de aproximadamente $28,8\text{km}$. Esse valor é corroborado por DE CASTRO *et al.* (2012), que observou valores próximos a 28km nessa região. De acordo com esses autores, enquanto a crosta na região adjacente à bacia Potiguar varia entre $31,2$ e $35,8\text{km}$, o embasamento da bacia apresenta espessuras entre $25,3$ e $30,4\text{km}$.

A presença de anomalias geotérmicas na região S-SE da bacia (Área 1) foi identificada como pertencente aos domínios Carnaubais e Seridó, segundo PEDROSA JR *et al.* (2010). Essas anomalias estão localizadas em regiões de ombreiras ou em áreas onde o embasamento da bacia é mais raso, com um conteúdo sedimentar relativamente fino em comparação ao depocentro da bacia. Esse fenômeno pode explicar o afloramento dessas anomalias, uma vez que a condutividade térmica das rochas sedimentares é inferior à das rochas ígneas e metamórficas do embasamento.

Outra hipótese que corrobora a presença dessas anomalias é a influência dos aspectos morfoestruturais da bacia. Essas anomalias estão situadas em regiões de falhas, como as falhas de Carnaubais, que reativaram a zona de cisalhamento Portalegre, culminando no rifte Potiguar (DE CASTRO *et al.*, 2012), funcionando como zonas de escape de calor. O perfil A-A' traçado na região central da bacia apresenta regiões crustais limites, baseado na profundidade do embasamento magnético, na interface crosta-manto e na variação termofísica crustal revelado no mapeamento do fluxo de calor (Figura 7.1).

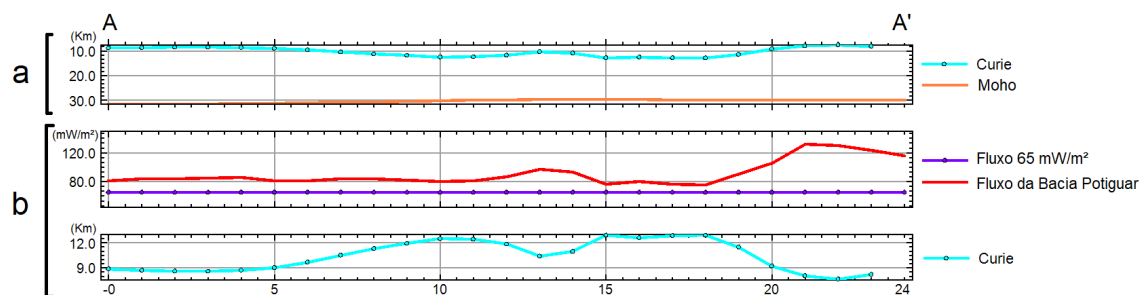


Figura 7.2: Perfil A-A' da bacia Potiguar, onde pode-se observar a profundidade de Curie da região, assim como a profundidade de Moho e o fluxo de calor.

A região do perfil procurou interligar as duas regiões geotermicamente anômalas apontadas na distribuição do fluxo de calor. No perfil 7.2-a, observa-se que, na região onde a isoterma de Curie é mais profunda, a Moho é levemente mais rasa, o que pode corroborar a hipótese de adelgaçamento crustal na região. Já nos perfis 7.2-b da bacia, observa-se que toda a bacia possui um fluxo de calor maior que $65\text{mW}/\text{m}^2$, um valor típico de bacias sedimentares continentais. Além disso, a análise dos dados sugere uma clara interação entre a profundidade da isoterma de Curie e o fluxo de calor na bacia. Sendo que os maiores valores de fluxo de calor

estão frequentemente associados a uma isoterma de Curie mais rasa. Essa correlação pode ser interpretada como um indicativo de processos geotérmicos ativos em regiões onde a crosta é relativamente fina, permitindo uma maior transferência de calor do manto para a superfície.

Por outro lado, quando a isoterma de Curie se encontra em maiores profundidades, o fluxo de calor na bacia tende a ser menor. O que sugere áreas onde a crosta é mais espessa e atua como uma barreira ao fluxo de calor, limitando a quantidade de energia térmica que consegue atingir níveis mais superficiais. Essa variação no comportamento térmico da crosta pode ser atribuída a diferentes processos geológicos e estruturais que influenciam a distribuição do calor, como a presença de falhas, tal como a própria geometria interna da bacia. Isto fica claro no mapa termoestrutural (Figura 7.3) da bacia, um modelo o qual as feições estruturais da bacia são correlacionados com as suas anomalias de calor.

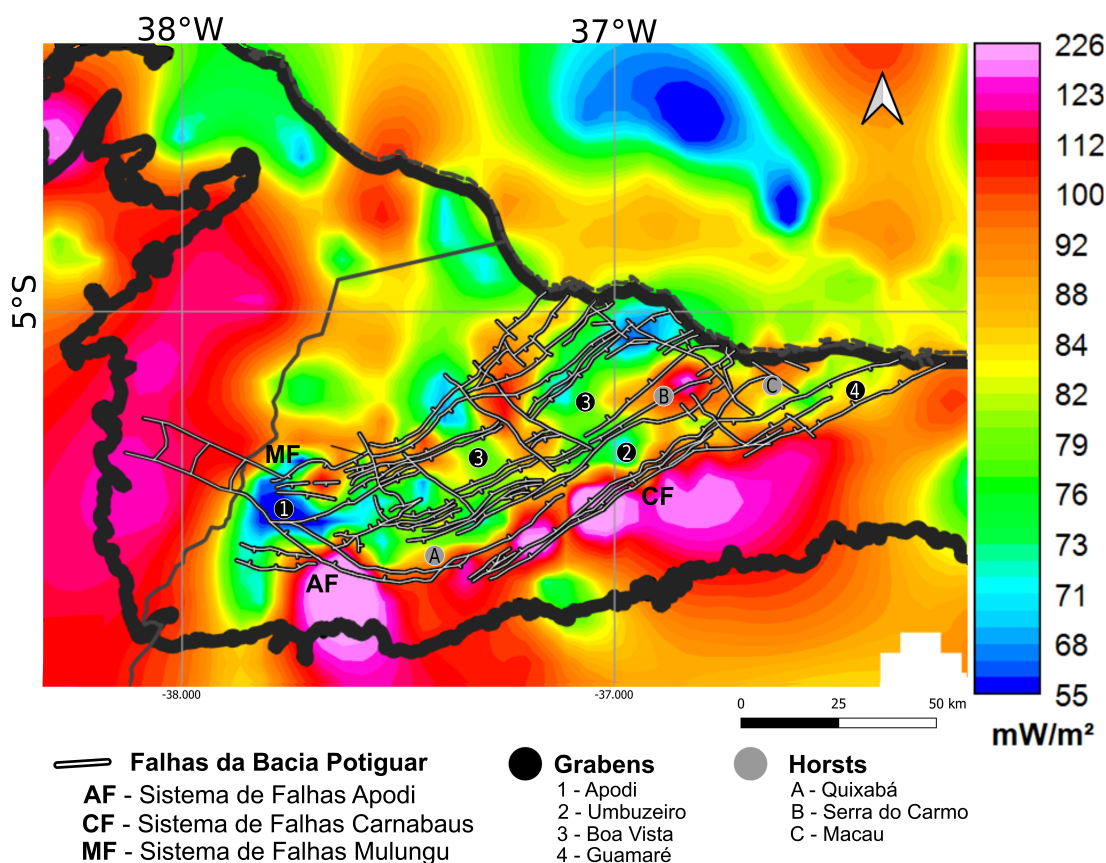


Figura 7.3: Mapa Termoestrutural da bacia Potiguar. Fonte: o autor

Este modelo gerado, ilustrado na Figura 7.3, correlaciona as estruturas tectônicas da bacia com as anomalias térmicas da região. Nele, pode-se observar que as principais anomalias de calor geotérmicas localizadas na porção sul-sudeste da bacia, estão próximas aos Sistemas de Falhas Apodi (AF) e Carnabaus (CF). Além disso,

a área de maior fluxo de calor, situada próxima ao limite sudoeste da bacia, está associada ao Sistema de Falhas Mulungu (MF), o que reforça a hipótese de que essas falhas são profundas e possivelmente influenciadas pela proximidade do Moho com a superfície.

Outro aspecto relevante a ser destacado é o comportamento da variação do fluxo de calor em relação às estruturas internas do depocentro da bacia. As regiões de grabens, que representam áreas rebaixadas durante o processo de rifteamento, incluem: 1- Apodi, 2- Umbuzeiro, 3- Boa Vista e 4- Guamaré. Nessas áreas, o fluxo de calor apresenta valores relativamente mais baixos, variando de cerca de 65 mW/m^2 no Graben Apodi até aproximadamente 80 mW/m^2 nos outros grabens.

Em contraste, os horsts, que são altos estruturais presentes no depocentro da bacia, como A- Quixabá, B- Serra do Carmo e C- Macau, apresentam as regiões com maior fluxo de calor, com valores que ultrapassam 100 mW/m^2 .

Observou-se que nas áreas com maior preenchimento sedimentar, o gradiente geotérmico e o fluxo de calor mantêm-se, em média, em 35°C/km e 80 mW/m^2 , respectivamente. Nestas regiões, a superfície de Curie se encontra em maiores profundidades, indicando uma menor taxa de transmissão térmica. Em contraste, as regiões mais quentes da bacia são caracterizadas pela presença de falhamentos e lineamentos estruturais que se alinham com as características magnéticas. As áreas com fluxo de calor anômalo podem ser definidas, portanto, pela proximidade dessas regiões com zonas de cisalhamentos reativadas e estiradas, que são conseqüentemente mais finas desde a gênese da bacia e continuam a sofrer influência térmica do manto até hoje.

Portanto, a relação inversa observada entre a profundidade da isoterma de Curie e o fluxo de calor não apenas reflete a heterogeneidade térmica da bacia, mas também destaca a complexa interação entre os fatores tectônicos e térmicos que moldam o ambiente geotérmico da região. Essa interação é crucial para o entendimento dos processos geodinâmicos que afetam a bacia Potiguar e para a exploração de recursos geotérmicos, uma vez que áreas com fluxos de calor mais elevados podem indicar potenciais zonas para o desenvolvimento de energia geotérmica.

Análise Estatística

É relevante mencionar que foi necessário verificar a concordância entre os dois métodos utilizados, tanto na modelagem geotérmica, quanto no método de análise espectral do centroide. Embora ambas as abordagens, tenham, em várias ocasiões, fornecido valores semelhantes foi realizada uma análise estatística para avaliar a validade dos dados obtidos de maneira indireta. Para isso, foram realizadas análises espectrais em 22 pontos onde existem valores de medidas diretas de temperatura da bacia. Os resultados dessas análises podem ser observados na Tabela ??.

Tabela 7.1: Tabela com os valores da isoterma de Curie e do fluxo de calor determinados a partir de dados de temperatura: C.G. (Curie Geotermal), F.G. (Fluxo Geotermal), C.E. (Curie Espectral) e F.E. (Fluxo Espectral).

Poço	C.G. (km)	C.E. (km)	F.G. (mW/m^2)	F.E. (mW/m^2)
1-GALP-2-RN	13	12	76	85
1-QB-3-RN	13	11	77	91
1-RAP-4-RN	9	9	111	109
1-FCN-2-RN	12	12	82	81
1-AE-1-RN	13	11	75	89
3-AURI-9-RN	14	12	71	85
1-SD-1-CE	11	9,2	94	109
BRZRN016	11	11	88	91
1-SI-1-RN	10	10	99	105
1-CQ-1A-RN	12	11	81	91
1-RCT-1-RN	10	9,2	103	109
1-SJM-2-RN	8	7,6	122	132
3-BR-2-RN	10	9,2	100	108
BRZRN019	11	9,8	89	102
1-VC-2-RN	8	8,6	125	116
1-SJM-2-RN	8	8	122	125
1-SCR-2-RN	9	9,6	114	104
1-PTX-14-RN	7	6,8	138	147
1-PTX-11-RN	10	9,6	102	104
1-FSM-1-RN	10	9,8	102	102
1-BRSA-1042D-RN	8	8,3	121	121
1-SS-2-RN	10	10,2	103	98

Com a realização da análise espectral centróide, foi calculado o desvio padrão (σ) com base nos resíduos gerados pela subtração dos valores de geotermia e do método centroide, tal como a Equação 7.3, a seguir:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2} \quad (7.1)$$

onde, N é o número total de dados, x_i é o valor do resíduo individual entre o dado de calor medido e o valor obtido pela análise espectral e μ o valor médio total dos resíduos. Logo, temos que os valores do desvio padrão para a profundidade de Curie é de 0,8 km, enquanto o desvio padrão do fluxo de calor é de $7,4mW/m^2$.

Além disso, o erro percentual também foi calculado, segundo a Equação 7.2 :

$$Erro\% = \left| \frac{G - E}{G} * 100 \right| \quad (7.2)$$

em que G é o valor de Curie ou fluxo obtido através da dados de geotermia, E é o valor de Curie ou fluxo obtido através do método centroide. O erro médio da superfície de Curie é de 6,3%, já o erro de fluxo de calor é de 8,1%.

Além disso, foram elaborados gráficos de correlação os dados da profundidade da Superfície de Curie (FIGURA 7.4 - A) e fluxo de calor (FIGURA 7.4 - B), pelo método geotermal *vs.* análise espectral.

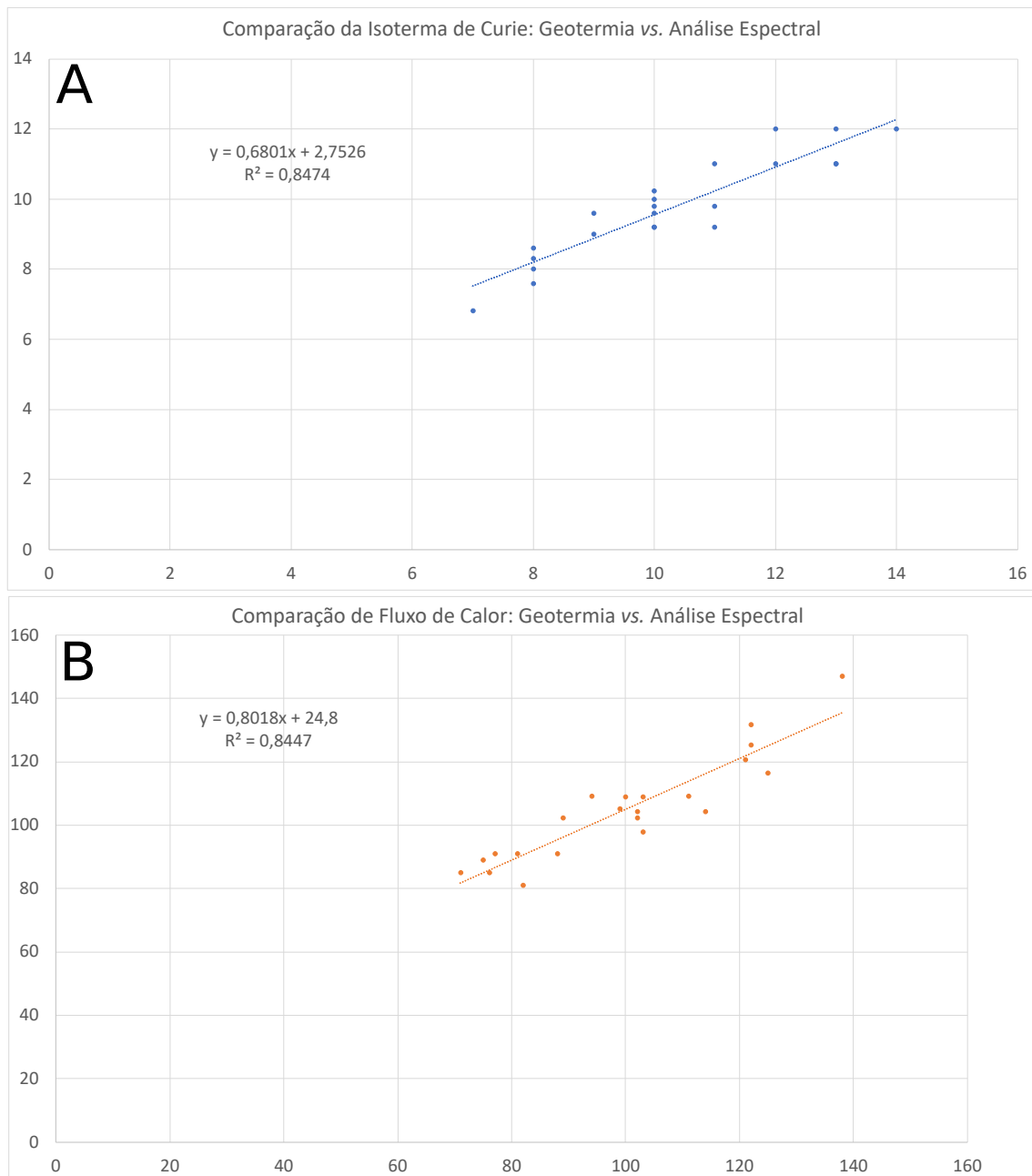


Figura 7.4: Gráficos de correlação entre os dados da profundidade da Superfície de Curie (A) e fluxo de calor (B), pelo método geotermal *vs.* método centroide.

Em ambos os gráficos observa-se que os valores estão próximos à linha de tendência dos dados. À medida que os valores aumentam em um eixo, eles também aumentam no outro eixo, demonstrando uma correlação positiva entre os dados. O R^2 , ou coeficiente de determinação, por sua vez, é uma métrica que quantifica a qualidade do ajuste de um modelo estatístico em relação aos dados observados. O valor de $R^2 = 0.85$ significa que 85% da variabilidade dos dados da variável dependente pode ser explicada pela relação com a variável independente no

modelo. Logo, sugere que o modelo de regressão é bem ajustado aos dados e que a variável independente possui uma relação significativa com a variável dependente.

Adicionalmente, foi calculado a raiz do erro médio quadrático (RMSE), que é uma métrica que indica o quanto os valores previstos por um modelo estão, em média, afastados dos valores observados, ou seja, é utilizado para medir o erro médio entre os valores de Curie e fluxo de calor estimados pela análise espectral e os valores medidos dos dados geotermiais. Logo, ele reflete o quão bem o modelo está prevendo os dados em relação aos valores observados e é usado para avaliar a precisão do modelo preditivo. O RMSE é calculado com a seguinte Equação :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (7.3)$$

onde, y_i representa os valores observados pelos dados de geotermia, \hat{y}_i representa os valores inferidos pela aplicação do método centroide, e n é o número de observações. O valor calculado de RMSE para Curie foi de 0,98 Km, já para o fluxo de calor foi de $8,8mW/m^2$.

Capítulo 8

Conclusões

Neste trabalho, duas metodologias geofísicas foram empregadas para a construção do modelo termofísico da Bacia Potiguar: a geotermia, baseada em medições diretas de temperatura na crosta, e a magnetometria, fundamentada no modelo centroide de análise espectral de dados aeromagnetométricos. Em ambas as abordagens, os parâmetro termofísico principal analisado foi o fluxo de calor e sua distribuição na crosta. Os parâmetros termofísicos calculados, como o gradiente geotérmico, a condutividade térmica e o fluxo de calor, permitiram a construção de um modelo geotérmico abrangente da bacia. Os resultados revelaram anomalias térmicas positivas, com fluxos de calor superiores a 120 mW/m^2 , notadamente em regiões vinculadas a falhas geológicas da sua formação. Esses valores são consideravelmente mais elevados que os reportados anteriormente para a Província Borborema, que indicavam fluxos de calor entre 62 e 68 mW/m^2 . A discrepância observada pode ser atribuída a diferença na escala das áreas estudadas, uma vez que pesquisas específicas para a bacia Potiguar ainda são inexistentes, sendo a literatura restrita à província Borborema e à Margem Equatorial Brasileira.

Além disso, tanto a modelagem geotérmica quanto na magnetométrica indicaram que a isoterma de Curie na bacia se encontra em profundidades entre 9 e 11 km na maior parte da sua extensão. Essas profundidades coincidem com as regiões de maior fluxo de calor, o que reforça a hipótese de um afinamento crustal e as suas implicações para a evolução crustal.

Embora os resultados sobre o fluxo de calor apontem para uma associação promissora entre as anomalias às regiões com uma crosta mais fina, ainda existem lacunas de dados, especialmente nas regiões fora do depocentro, onde se concentram as análises espectrais. Mesmo reconhecendo o erro estimado nas estimativas fornecidas por essas análises, elas não substituem medições diretas in loco. Assim, recomenda-se a realização de novas medições nas áreas periféricas, de modo a fortalecer a acurácia do modelo geotérmico e validar as descobertas atuais. Esse aprimoramento contribuiria para um entendimento ainda mais completo da geodinâmica

regional, sua origem e evolução ao longo do tempo.

Referências Bibliográficas

- AAPG, 1976, “Method for determining terrestrial heat flow in oil fields”, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*.
- ALEXANDRINO, C., HAMZA, V., 2018, “Terrestrial Heat Flow in Non-thermal ground water circulation settings of Brazil”, *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, v. 1, n. 1, pp. 46–51.
- ALEXANDRINO, C., 2008, “Campo termal da província estrutural São Francisco e faixas móveis adjacentes”, 184p., *Tese (Doutorado em Geofísica)–Observatório Nacional, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro*.
- ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., MIZUSAKI, A. M. P., 1996, “Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes”, *Brazilian Journal of Geology*, v. 26, n. 3, pp. 125–138.
- ALMEIDA, F. D., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. D., et al., 1977, “Províncias estruturais brasileiras”, *Simpósio de Geologia do Nordeste*, v. 8, n. 1977, pp. 363–391.
- ANGELIM, L. A. D. A., 2006, *Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Norte*. Relatório técnico, CPRM; FAPERN.
- ANP, AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, G. N. E. B., 2022, “Bacia Potiguar - Sumário Geológico e Setores em Oferta, Superintendência de Avaliação Geológica e Econômica”, *Brasil*.
- ARARIPE, P. D. T., FEIJO, F. J., 1994, “Potiguar basin; bacia potiguar”, *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 8.
- AZEVEDO, R., 1991, *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. Londres, Imperial College. 580p. Tese de Doutorado, Tese de Doutorado.

- BARBOSA, T., JULIA, J., DO NASCIMENTO, A. F., 2023, “Lithospheric S-velocity structure of the on-shore Potiguar Basin, NE Brazil: High heat-flow in an aborted rift”, *Journal of Geodynamics*.
- BEARDSMORE, G. R., CULL, J. P., 2001, “Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling”, .
- BERTANI, R. T., COSTA, I. G. D., MATOS, R. M. D. D., 1990, “Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar”, *Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS*, pp. 291–301.
- BLAKELY, R. J., 1996, “Potential theory in gravity and magnetic applications”, .
- BODVARSSON, G., 1974, “Geothermal resource energetics”, *Geothermics*, v. 3, n. 3, pp. 83–92.
- BOLDIZSÁR, T., 1958, “The distribution of temperature in flowing wells”, *American Journal of Science*, v. 256, n. 4, pp. 294–298.
- BRIGGS, I. C., 1974, “Machine contouring using minimum curvature”, *Geophysics*, v. 39, n. 1, pp. 39–48.
- BULLARD, E. C., 1965, “Historical introduction to terrestrial heat flow”, *Terrestrial Heat Flow*, v. 8, pp. 1–6.
- BULLARD, E. C., 1939, “Heat flow in south Africa”, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, v. 173, n. 955, pp. 474–502.
- CARMICHAEL, R. S., 1988, “Practical handbook of physical properties of rocks and minerals (1988)”, .
- CASTRO, D. L., OLIVEIRA, D. C., HERRERA, D. R., et al., 2022, “Crustal evolution of divergent and transform segments of the Brazilian Equatorial Margin derived from integrated geophysical data: Insights from basement grain heritage”, *Earth-Science Reviews*, v. 232, pp. 104132.
- CASTRO, D. L., BEZERRA, F. H., 2015, “Fault evolution in the Potiguar rift termination, equatorial margin of Brazil”, *Solid Earth*, v. 6, n. 1, pp. 185–196.
- CAVALCANTE, J. C., VASCONCELOS, A. M., MEDEIROS, M. D. F., et al., 2003, “Mapa geológico do Estado do Ceará”, .

- CHAPMAN, D., 1986, “Thermal gradients in the continental crust”, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 24, n. 1, pp. 63–70.
- CORREA, R. T., VIDOTTI, R. M., OKSUM, E., 2016, “Curie surface of Borborema province, Brazil”, *Tectonophysics*, v. 679, pp. 73–87.
- DA SILVA CARVALHO, H., VACQUIER, V., 1977, “Method for determining terrestrial heat flow in oil fields”, *Geophysics*, v. 42, n. 3, pp. 584–593.
- DANTAS, E. P., 1999, *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. Tese de Doutorado.
- DE CASTRO, D. L., BEZERRA, F. H., SOUSA, M. O., et al., 2012, “Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data”, *Journal of Geodynamics*, v. 54, pp. 29–42.
- DEMING, D., 1989, “Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies”, *Geothermics*, v. 18, n. 5-6, pp. 775–786.
- DENTITH, M., MUDGE, S. T., 2014, “Geophysics for the mineral exploration geoscientist”, .
- DESCOVI, P. L. M., VIEIRA, F. P., 2019, *AVALIAÇÃO DO POTENCIAL GEOTÉRMICO DO ESTADO DE TOCANTINS*. Tese de Doutorado, Observatório Nacional.
- DUNLOP, D. J., ÖZDEMİR, Ö., 1997, “Rock magnetism: fundamentals and frontiers”, , n. 3.
- ELLIS, A., 1979, “Chemical geothermometry in geothermal systems”, *Chemical geology*, v. 25, n. 3, pp. 219–226.
- FIGUEIREDO, J. D. J. P., ZALÁN, P. V., SOARES, E. F., 2007, “Bacia da foz do Amazonas”, *Boletim Geociências Petrobrás*, v. 15, n. 2, pp. 299–309.
- FÖRSTER, A., SCHRÖTTER, J., MERRIAM, D., et al., 1997, “Application of optical-fiber temperature logging—An example in a sedimentary environment”, *Geophysics*, v. 62, n. 4, pp. 1107–1113.
- FOURNIER, R. O., 1991, “Water geothermometers applied to geothermal energy”, *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*, pp. 37–69.

- FOURNIER, R. O., ROWE, J. J., 1966, “Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells”, *American Journal of Science*, v. 264, n. 9, pp. 685–697.
- GOMES, A. J. D. L., HAMZA, V. M., 2009, “Gradiente e Fluxo Geotérmico da Bacia do Paraná”. In: *11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, pp. cp–195. European Association of Geoscientists & Engineers.
- GUIMARÃES, S. N. P., PRADO, E. M. G., VIEIRA, F. P., et al., 2022, “Updated mapping of terrestrial heat flow in Brazil”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 113, pp. 103627.
- GUNN, P. J., 1975, “Linear transformations of gravity and magnetic fields”, *Geophysical prospecting*, v. 23, n. 2, pp. 300–312.
- HAMZA, V. M., 1982, “Thermal structure of South American continental lithosphere during Archean and Proterozoic”, *Revista brasileira de geociências*, v. 12, n. 1-3, pp. 149–159.
- HAMZA, V. M., MUÑOZ, M., 1996, “Heat flow map of South America”, *Geothermics*, v. 25, n. 6, pp. 599–646.
- HAMZA, V. M., DIAS, F. J. S., GOMES, A. J., et al., 2005, “Numerical and functional representations of regional heat flow in South America”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 152, n. 4, pp. 223–256.
- HAMZA, V. M., VIEIRA, F. P., SILVA, R. T., 2018, “Anomalous heat flow belt along the continental margin of Brazil”, *International Journal of Earth Sciences*, v. 107, pp. 19–33.
- HUNT, C. P., MOSKOWITZ, B. M., BANERJEE, S. K., et al., 1995, “Magnetic properties of rocks and minerals”, *Rock physics and phase relations: A handbook of physical constants*, v. 3, pp. 189–204.
- HURTER, S., HAMZA, V., IYER, S., et al., 1982, “Preliminary analysis of geothermal aspects of Brazilian thermal spring”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 1, n. 1, pp. 45–54.
- JARDIM DE SÁ, E., 1994, *A Faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) eo seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*, Brasília. Tese de Doutorado, Tese de Doutorado.

- LORDELLO, M. C., YAMAMOTO, M., 2015, “Poços na Margem Equatorial do Brasil: Estudos das dificuldades e possíveis soluções na perfuração de poços nesta nova fronteira exploratória”, .
- LOWRIE, W., FICHTNER, A., 2020, “Fundamentals of geophysics”, .
- MACHADINHO, A., FIGUEIREDO, F., PEREIRA, A., 2014, “Análise espectral de dados magnéticos e profundidade do ponto de Curie na região Centro de Portugal”, *Comunicações Geológicas*, v. 101, pp. 355–359.
- MAIA DE ALMEIDA, N., ALVES, T. M., NEPOMUCENO FILHO, F., et al., 2020, “Tectono-sedimentary evolution and petroleum systems of the Mundau subbasin: A new deep-water exploration frontier in equatorial Brazil”, *AAPG Bulletin*, v. 104, n. 4, pp. 795–824.
- MAYER, E., 1974, “Estratificação preliminar na Plataforma Continental da Bacia Potiguar, Rio Grande do Norte”, *PETROBRAS, Relatório Interno*.
- MCKENZIE, W. F., TRUESDELL, A. H., 1977, “Geothermal reservoir temperatures estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs and shallow drillholes”, *Geothermics*, v. 5, n. 1-4, pp. 51–61.
- MOONEY, H. M., BLEIFUSS, R., 1953, “Magnetic susceptibility measurements in Minnesota part II: Analysis of field results”, *Geophysics*, v. 18, n. 2, pp. 383–393.
- NABIGHIAN, M. N., 1972, “The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation”, *Geophysics*, v. 37, n. 3, pp. 507–517.
- NAGATA, T., 1961, “Rock Magnetism, Maruzen Co”, *Ltd., Tokyo*, v. 350, pp. 99–106.
- NAGATA, T., 1966, “Magnetic properties of rocks and minerals”, *Handbuch der Physik*, v. 10, pp. 248–301.
- OKUBO, Y., GRAF, R. J., HANSEN, R. O., et al., 1985, “Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan”, *Geophysics*, v. 50, n. 3, pp. 481–494.
- OLIVEIRA, D., 1998, “Evolução Magmática da Bacia Potiguar”, v. 40, pp. 102.
- ÖZİŞİK, M. N., 1993, “Heat conduction”, .

- PARENTE, C., ARTHAUD, M. H., 1995, “O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil”, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, pp. 297–305.
- PEDROSA JR, N. C., CASTRO, D. L. D., MATOS, J. P. L. D., 2010, “Assinaturas magnéticas e gravimétricas do arcabouço estrutural da bacia Potiguar emersa, NE do Brasil”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 28, pp. 265–278.
- PESSOA NETO, O., SOARES, U. M., SILVA, J., et al., 2007, “Bacia Potiguar”, *Bol. Geociências Petrobras*, v. 15, n. 2, pp. 357–369.
- RAVAT, D., KORHONEN, J., 2009, “A preliminary, full spectrum, magnetic anomaly grid of the United States with improved long wavelengths for studying continental dynamics”, p. 15500.
- RODRIGUES, R. S., 2013, *Evidências da herança geotectônica pré-cambriana na geração da bacia potiguar: um estudo geofísico multidisciplinar*. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- ROEST, W. R., PILKINGTON, M., 1993, “Identifying remanent magnetization effects in magnetic data”, *Geophysics*, v. 58, n. 5, pp. 653–659.
- ROY, R. F., DECKER, E. R., BLACKWELL, D. D., et al., 1968, “Heat flow in the United States”, *Journal of Geophysical Research*, v. 73, n. 16, pp. 5207–5221.
- SAMPAIO, A., SCHALLER, H., 1968, “Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar”, *Boletim técnico da PETROBRAS*, v. 11, n. 1, pp. 19–44.
- SCHÖN, J. H., 2011, “Physical properties of rocks: A workbook”, .
- SILVA, E. B., SEVERIANO RIBEIRO, H. J., SOARES DE SOUZA, E., 2021, “Exploration plays of the Potiguar Basin in deep and ultra-deep water, Brazilian Equatorial Margin”, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 111, pp. 103454. ISSN: 0895-9811. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103454>.
- SOARES, U., ROSSETI, E., CASSAB, R., 2003, “Bacias sedimentares brasileiras: bacia potiguar”, *Fundação Paleontológica Phoenix*, v. 5, n. 56, pp. 1–6.
- SOUZA, S. F. D., DE CASTRO, D. L., BEZERRA, F. H. R., et al., 2016, “Relações do arcabouço tectônico do Rifte Potiguar com as estruturas do embasamento adjacente: análise de dados gravimétricos e magnéticos”, *Geologia USP. Série Científica*, v. 16, n. 1, pp. 43–60.

- SPECTOR, A., GRANT, F. S., 1970, “Statistical models for interpreting aeromagnetic data”, *Geophysics*, v. 35, n. 2, pp. 293–302.
- STACEY, F., 2012, “The physical principles of rock magnetism”, , n. 5.
- SZATMARI, P., FRANÇOLIN, J. B. L., ZANOTO, O., et al., 1987, “Evolução tectônica da margem equatorial brasileira”, *Revista brasileira de Geociências*, v. 17, n. 2, pp. 180–188.
- TAUXE, L., BANERJEE, S. K., BUTLER, R. F., et al., 2018, “Essentials of paleomagnetism: fifth web edition”, *La Jolla, USA: Scripps Institution of Oceanography*.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E., 1990, “Applied geophysics”, .
- THOMSON, W., 1868, “On geological time. Address delivered before the Geological Society of Glasgow, February 27, 1868”, *Popular Lectures and Addresses*, v. 2, n. 10.
- TRUESDELL, A. H., FOURNIER, R. O., 1976, *Conditions in the deeper parts of the hot spring systems of Yellowstone National Park, Wyoming*. Relatório técnico, US Geological Survey.
- VIEIRA, F. P., HAMZA, V. M., 2009, “Estrutura Termal da Crosta na Região do Nordeste Setentrional”, pp. cp–195.
- VIEIRA, F. P., HAMZA, V. M., 2014, “Faixa geotermal anômala decorrente da colagem tectônica fraca na margem continental brasileira”, pp. 2–7.
- YAMAMOTO, J., LANDIM, P., 2013, *Geostatística: conceitos e aplicações, Oficina de Textos*. Relatório técnico, ISBN 978-85-7975-077-9.

Appendix A

Apêndice 1

Tabela A.1: Tabela com os dados de poços (BHT) onshore utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Poço, Latitude, Longitude, Profundidade (em metros), Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), Gradiente Geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), Condutividade Térmica ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$) e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	Grad. ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$)	Cond. ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$)	Fluxo (mW/m^2)
1	1-AE-1-RN	-5,13	-36,51	1218	65	32	2,3	75
2	1-ALG-1-RN	-5,26	-36,54	2562	105	31	2,5	75
3	1-ANG-2-RN	-5,24	-37,26	460	50	53	2,4	124
4	1-AP-1-RN	-5,75	-37,13	1170	67	35	2,4	82
5	1-AP-2-RN	-5,93	-37,14	1013	66	40	2,5	98
6	1-AURI-2-RN	-5,25	-37,32	1885	77	27	2,5	68
7	1-AURI-3A-RN	-5,34	-37,12	2006	81	27	2,5	68
8	1-AURI-4-RN	-5,18	-37,17	1792	77	28	2,5	69
9	1-AURI-5-RN	-5,19	-37,14	2050	79	26	2,5	64
10	1-AURI-6-RN	-5,16	-37,16	1483	70	30	2,5	74
11	1-AURI-12-RN	-5,08	-37,05	2131	85	28	2,5	68
12	1-BAC-1-RN	-5,30	-36,94	1230	68	35	2,2	75
13	1-BD-1-RN	-5,34	-37,18	1444	79	37	2,5	90
14	1-BEN-1-RN	-4,96	-37,10	709	50	34	2,6	88
Esta tabela continua na página seguinte.								

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
15	1-BG-1-RN	-5,58	-37,43	1116	67	37	2,4	87
16	1-BJ-1-RN	-5,15	-36,84	2060	149	60	2,5	147
17	1-BP-1-RN	-5,02	-37,07	1546	72	30	2,5	74
18	1-BP-2-RN	-5,03	-37,07	1534	76	32	2,5	81
19	1-BR-1-RN	-5,54	-37,27	3036	122	32	2,4	76
20	1-BRSA-352-RN	-5,29	-37,29	1949	85	30	2,3	69
21	1-BRSA-368-RN	-5,58	-37,39	1807	90	35	2,3	82
22	1-BRSA-441-RN	-5,33	-37,30	1640	85	36	2,3	82
23	1-BRSA-455-RN	-5,29	-37,16	2542	130	41	2,3	92
24	1-BRSA-1000-RN	-5,34	-37,17	1374	79	38	2,4	91
25	1-BRSA-1009-RN	-5,32	-37,47	1185	65	33	2,4	78
26	1-BRSA-1042D-RN	-5,32	-37,44	447	49	51	2,4	121
27	1-BRSA-1044-RN	-5,30	-37,23	2004	99	37	2,3	83
28	1-BRSA-1048-RN	-5,33	-37,22	2249	113	39	2,3	88
29	1-BRSA-1270D-RN	-5,33	-36,95	649	51	39	2,3	94
30	1-BRSA-1348-RN	-5,37	-36,96	727	55	40	2,4	97
31	1-BRSA-489D-RN	-5,51	-37,76	4585	142	25	2,4	60
32	1-BRSA-495D-RN	-5,55	-37,67	2373	105	33	2,3	74
33	1-BRSA-511-RN	-5,24	-37,22	2606	114	34	2,3	77
34	1-BRSA-533-RN	-5,52	-37,37	3878	140	29	2,1	61
Esta tabela continua na página seguinte.								

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
35	1-BRSA-549-RN	-5,23	-36,95	2288	113	38	2,2	85
36	1-BRSA-558-RN	-5,47	-37,31	2792	120	34	2,1	72
37	1-BRSA-598DP-RN	-5,56	-37,87	1713	77	30	2,4	71
38	1-BRSA-927-RN	-5,25	-37,47	996	57	31	2,5	76
39	1-BRSA-970-RN	-5,35	-37,67	1341	72	34	2,5	86
40	1-BSU-1-RN	-5,32	-37,65	860	54	32	2,5	82
41	1-BUC-1-RN	-5,32	-37,72	707	60	48	2,5	119
42	1-BVS-1-RN	-5,01	-37,02	1538	79	34	2,5	86
43	1-BVS-2-RN	-5,05	-37,06	1539	76	32	2,6	83
44	1-BXA-1-RN	-5,41	-37,06	780	59	42	2,4	102
45	1-CAB-1-RN	-5,11	-36,54	1018	63	37	2,4	89
46	1-CAC-1-RN	-5,61	-37,50	2205	101	34	2,3	78
47	1-CAC-1-RN-2	-5,61	-37,50	685	56	44	2,3	101
48	1-CAM-1-RN	-5,08	-37,16	1208	66	33	2,5	81
49	1-CB-2-RN	-5,35	-36,85	510	47	42	2,4	100
50	1-CB-3-RN	-5,40	-36,86	393	44	45	2,5	114
51	1-CB-4-RN	-5,32	-36,89	1056	61	33	2,5	82
52	1-CB-5-RN	-5,32	-36,83	805	55	36	2,5	92
53	1-CB-6-RN	-5,36	-36,90	537	55	54	2,5	137
54	1-CB-7-RN	-5,41	-36,87	374	54	75	2,5	187

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
55	1-CN-1-RN	-5,13	-36,57	900	59	37	2,6	95
56	1-COMP-1-CE	-4,80	-37,50	515	47	41	2,4	101
57	1-CQ-1A-RN	-5,02	-37,44	830	52	32	2,5	81
58	1-CRB-2-RN	-5,55	-37,32	1085	66	37	2,3	85
59	1-CRZ-1-RN	-5,53	-37,76	1769	83	32	2,5	81
60	1-DL-2-RN	-5,09	-36,43	1181	67	35	2,5	88
61	1-DL-3-RN	-5,09	-36,44	1239	72	37	2,6	95
62	1-DR-1-RN	-5,48	-37,40	1023	65	38	2,5	96
63	1-DR-6-RN	-5,51	-37,54	1687	82	33	2,1	70
64	1-DV-2-RN	-5,53	-37,18	347	54	79	2,5	194
65	1-DV-4-RN	-5,50	-37,14	319	46	63	2,5	157
66	1-ES-1-RN	-5,37	-36,93	1104	68	38	2,4	89
67	1-ES-2A-RN	-5,34	-36,89	1076	66	37	2,3	85
68	1-FAC-1-RN	-5,24	-36,95	1690	81	32	2,5	79
69	1-FCN-2-RN	-5,17	-37,18	1632	82	34	2,4	82
70	1-FF-1-RN	-5,34	-37,13	1189	62	30	2,5	75
71	1-FG-1-RN	-5,56	-37,69	2405	105	33	2,4	79
72	1-FJ-1-RN	-5,54	-37,32	1871	96	37	2,3	84
73	1-FLP-1-CE	-4,77	-37,55	322	42	49	2,3	112
74	1-FMQ-1-RN	-5,36	-37,55	903	57	35	2,5	88
Esta tabela continua na página seguinte.								

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
75	1-FMQ-1-RN-2	-5,36	-37,55	599	53	45	2,5	115
76	1-FP-1-RN	-5,25	-36,54	720	52	36	2,4	88
77	1-FPO-1-RN	-5,20	-36,99	1339	75	37	2,5	93
78	1-FR-1-RN	-5,28	-36,63	618	52	42	2,5	104
79	1-FSJ-1-RN	-5,16	-37,39	980	53	27	2,5	69
80	1-FSM-1-RN	-5,29	-36,50	580	51	42	2,4	102
81	1-FSR-1-RN	-4,90	-37,44	710	50	34	2,5	84
82	1-FV-1-RN	-5,25	-37,61	753	50	32	2,5	79
83	1-FV-2-RN	-5,32	-37,60	778	51	32	2,6	82
84	1-FV-3-RN	-5,32	-37,59	695	55	41	2,5	102
85	1-GAL-1-RN	-5,09	-36,22	1023	62	35	2,5	88
86	1-GALP-1-RN	-5,25	-37,05	1215	65	32	2,5	79
87	1-GALP-2-RN	-5,14	-35,89	1560	74	31	2,5	76
88	1-GALP-3-RN	-5,31	-37,71	733	51	34	2,5	83
89	1-GALP-4-RN	-5,11	-36,85	1473	69	29	2,5	73
90	1-GALP-5-RN	-5,34	-37,70	953	54	30	2,4	72
91	1-GALP-6-RN	-5,27	-37,07	1290	66	31	2,5	79
92	1-GALP-7-RN	-5,21	-36,66	784	54	35	2,6	90
93	1-GALP-8-RN	-5,36	-37,67	1744	69	24	2,5	60
94	1-GALP-9-RN	-5,21	-36,65	1083	60	31	2,4	75

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
95	1-GALP-10-RN	-4,90	-37,28	966	53	27	2,5	68
96	1-GALP-17-RN	-5,11	-36,90	1519	71	30	2,5	74
97	1-GALP-20-RN	-5,19	-36,21	562	49	40	2,6	104
98	1-GALP-21-RN	-5,39	-37,46	1930	82	29	2,3	65
99	1-GALP-22-RN	-5,40	-37,42	1760	73	27	2,4	63
100	1-GALP-23-RN	-5,43	-37,42	1723	77	30	2,2	66
101	1-GALP-26-RN	-5,11	-36,92	1980	84	29	2,5	74
102	1-GALP-37-RN	-5,50	-37,41	1359	66	30	2,2	64
103	1-GALP-39-RN	-5,48	-37,43	1813	80	30	2,2	64
104	1-GALP-40-RN	-5,32	-37,27	1698	83	34	2,3	77
105	1-GALP-41-RN	-5,34	-37,29	1649	81	33	2,3	76
106	1-GALP-42-RN	-5,50	-37,39	1256	70	35	2,2	79
107	1-GMR-4-RN	-5,17	-36,42	1137	61	31	2,5	78
108	1-GMR-5-RN	-5,08	-36,41	1321	64	29	2,5	71
109	1-JD-1-RN	-5,45	-37,05	320	49	71	2,4	172
110	1-JD-2-RN	-5,44	-37,10	699	57	44	2,4	104
111	1-JV-1-RN	-5,33	-37,19	533	51	47	2,6	120
112	1-KOCH-2D-RN	-5,32	-37,05	2000	83	29	2,4	68
113	1-LA-1-RN	-5,13	-37,14	916	63	40	2,5	99
114	1-LAR-1-RN	-5,21	-36,67	846	53	32	2,5	82

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
115	1-LC-1-RN	-5,16	-36,37	1172	64	33	2,6	83
116	1-LDC-1-RN	-5,08	-37,29	1014	64	37	2,5	92
117	1-LG-1-RN	-5,26	-36,81	1202	60	28	2,5	70
118	1-LJ-1-RN	-5,54	-37,51	2601	115	34	2,2	77
119	1-LM-1-RN	-5,14	-36,82	1573	80	34	2,5	87
120	1-LO-1-RN	-5,48	-37,81	3703	120	25	2,4	62
121	1-LOR-1-RN	-5,51	-37,49	1650	82	34	2,2	73
122	1-LQ-1-RN	-5,26	-36,61	962	59	35	2,5	85
123	1-LQ-2-RN	-5,28	-36,67	624	51	40	2,4	96
124	1-LQ-3-RN	-5,25	-36,65	1042	67	39	2,3	91
125	1-LS-1-RN	-5,14	-36,40	1031	59	32	2,5	81
126	1-LU-1-RN	-5,33	-36,95	2200	95	31	2,3	73
127	1-LV-2-RN	-5,61	-37,53	2402	113	36	2,2	78
128	1-MA-2-RN	-5,17	-36,55	1403	71	32	2,5	82
129	1-MA-3-RN	-5,21	-36,51	1103	66	36	2,5	90
130	1-MC-1-RN	-5,22	-37,35	1191	65	33	2,4	78
131	1-MF-1-RN	-4,86	-37,35	850	51	29	2,5	72
132	1-ML-1-RN	-5,44	-36,84	325	45	57	2,4	137
133	1-MN-1-RN	-5,12	-37,19	1101	65	35	2,4	85
134	1-MO-23-RN	-5,23	-37,32	1046	58	30	2,6	78
Esta tabela continua na página seguinte.								

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
135	1-MPE-7-RN	-5,13	-36,51	1038	57	30	2,5	76
136	1-MPE-8-RN	-4,94	-36,94	807	51	32	2,6	81
137	1-MPE-8-RN-2	-4,94	-36,94	1565	72	30	2,6	76
138	1-MT-1-RN	-5,08	-36,50	1467	81	37	2,4	90
139	1-ODB-1-RN	-5,31	-37,03	3200	132	33	2,3	75
140	1-ODB-1-RN-2	-5,31	-37,03	1096	60	31	2,3	69
141	1-PC-1-RN	-5,22	-36,71	792	56	38	2,5	94
142	1-PC-3-RN	-5,23	-36,74	790	55	37	2,5	93
143	1-PD-3-RN	-5,22	-36,78	848	57	36	2,5	90
144	1-PDF-1-RN	-5,41	-37,69	450	53	61	2,5	151
145	1-PDF-2-RN	-5,38	-37,73	1358	67	30	2,4	71
146	1-PDL-1-RN	-5,41	-37,38	950	61	37	2,4	87
147	1-PFR-1-RN	-4,96	-37,17	1602	74	30	2,4	74
148	1-PI-2-RN	-5,58	-37,37	440	53	61	2,3	138
149	1-PL-1-RN	-5,22	-36,48	746	53	36	2,6	93
150	1-PLT-1-RN	-5,39	-37,83	1442	66	28	2,5	68
151	1-PM-1-RN	-5,12	-36,83	1578	83	36	2,5	91
152	1-PM-2-RN	-5,11	-36,81	1519	81	36	2,6	92
153	1-POTI-4-RN	-5,47	-37,52	534	46	37	2,2	82
154	1-PSA-1-RN	-5,02	-37,07	1364	68	31	2,5	76

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
155	1-PSY-1-RN	-5,45	-37,46	841	52	31	2,5	76
156	1-PSY-3-RN	-5,10	-36,96	1879	76	27	2,5	68
157	1-PSY-4-RN	-5,10	-36,04	1846	81	30	2,5	76
158	1-PSY-5-RN	-5,27	-36,69	831	52	31	2,6	80
159	1-PSY-6-RN	-5,27	-36,93	1443	66	28	2,4	68
160	1-PSY-7-RN	-5,27	-36,63	756	51	33	2,4	77
161	1-PSY-8-RN	-5,44	-37,30	1317	69	33	2,3	76
162	1-PSY-10-RN	-5,29	-36,96	766	49	29	2,5	75
163	1-PSY-11-RN	-5,27	-36,91	572	47	37	2,5	92
164	1-PSY-14-RN	-5,16	-36,55	1209	63	30	2,5	75
165	1-PSY-15-RN	-4,96	-36,96	1309	64	29	2,5	73
166	1-PSY-16-RN	-4,99	-36,97	1240	61	28	2,6	72
167	1-PT-1-RN	-5,06	-36,50	1545	80	35	2,4	84
168	1-PT-2-RN	-5,07	-36,44	1366	63	27	2,5	68
169	1-PTX-10-RN	-5,31	-37,64	758	48	29	2,5	72
170	1-PTX-11-RN	-5,28	-37,54	578	50	41	2,5	102
171	1-PTX-12-RN	-5,32	-37,52	869	53	31	2,4	74
172	1-PTX-13-RN	-5,29	-37,61	646	48	34	2,5	87
173	1-PTX-14-RN	-5,32	-37,65	450	50	54	2,5	138
174	1-PTX-15-RN	-5,29	-37,64	448	44	41	2,5	103

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
175	1-PTX-1-RN	-5,31	-37,59	712	51	35	2,5	85
176	1-PTX-5-RN	-5,27	-37,57	596	46	33	2,5	84
177	1-PTX-6-RN	-5,29	-37,50	803	49	28	2,5	72
178	1-PTX-7-RN	-5,30	-37,54	484	43	36	2,5	88
179	1-PTX-8-RN	-5,31	-37,63	697	45	27	2,5	68
180	1-PTX-17-RN	-5,30	-37,53	543	46	37	2,4	89
181	1-PTX-19-RN	-5,27	-37,56	525	46	37	2,5	92
182	1-PTX-23-RN	-5,34	-37,69	952	57	33	2,5	80
183	1-PTX-24-RN	-5,35	-37,71	926	59	35	2,5	88
185	1-PTX-26-RN	-5,35	-37,73	1008	62	35	2,5	89
186	1-PX-1-RN	-5,54	-37,67	3675	144	32	2,3	73
187	1-QB-2-RN	-5,38	-37,17	2053	106	39	2,2	84
188	1-QB-3-RN	-5,34	-37,20	1297	71	35	2,2	77
189	1-RA-1-RN	-5,30	-36,77	904	59	37	2,4	87
190	1-RAL-2-RN	-5,44	-37,70	3038	106	26	2,4	63
191	1-RAM-3-RN	-5,21	-36,56	1708	84	34	2,1	72
192	1-RAP-2-RN	-5,53	-37,57	1930	82	29	2,4	71
193	1-RAP-3-RN-2	-5,54	-37,63	901	60	38	2,3	87
194	1-RAP-4-RN	-5,53	-37,63	541	52	48	2,3	111
195	1-RC-1-RN	-5,31	-37,32	728	49	32	2,6	83
Esta tabela continua na página seguinte.								

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
196	1-RC-2-RN	-5,43	-37,26	2103	104	37	2,2	83
197	1-RC-4-RN	-5,41	-37,22	2105	96	33	2,2	74
198	1-RCA-1-RN	-5,08	-36,58	1453	75	34	2,2	75
199	1-RCP-1-RN	-5,57	-37,58	2567	104	31	2,3	69
200	1-RCT-1-RN	-5,62	-37,47	766	61	46	2,2	103
201	1-RDC-1-RN	-5,12	-36,78	2097	95	33	2,5	82
202	1-RFQ-1-RN	-5,46	-37,73	4058	129	25	2,5	63
203	1-RI-1A-RN	-5,22	-36,43	647	50	38	2,6	97
204	1-RM-1-RN	-5,28	-36,57	568	52	46	2,5	113
205	1-RO-1-RN	-4,97	-36,92	1850	79	29	2,50	72
206	1-RP-1-RN	-5,39	-36,93	496	41	29	2,5	72
207	1-RP-2-RN	-5,40	-36,88	477	49	48	2,3	111
208	1-RPR-1-RN	-5,32	-36,88	1464	79	36	2,4	87
209	1-RT-1-RN	-5,43	-37,53	2531	105	31	2,2	70
210	1-SA-1-RN	-5,34	-36,75	545	47	38	2,4	91
211	1-SBN-1-RN	-5,07	-36,09	881	56	34	2,7	91
212	1-SBN-2-RN	-5,09	-36,08	784	52	33	2,6	87
213	1-SC-1-RN	-5,27	-37,18	1646	86	36	2,5	91
214	1-SC-3-RN	-5,28	-37,22	745	56	40	2,3	93
215	1-SCA-1-RN	-5,19	-36,62	849	52	30	2,6	77

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
216	1-SCJ-2-RN	-5,25	-36,96	2130	100	35	2,3	79
217	1-SCM-1-RN	-5,03	-37,13	1255	71	36	2,5	90
218	1-SCR-2-RN	-5,13	-36,56	825	63	45	2,5	114
219	1-SD-1-CE	-4,83	-37,52	465	44	40	2,4	94
220	1-SE-1-RN	-5,27	-37,01	1767	79	30	2,5	75
221	1-SES-1-RN	-5,18	-36,60	1169	66	34	2,5	86
222	1-SF-1-RN	-5,13	-36,51	1156	62	31	2,5	78
223	1-SG-2-CE	-5,34	-37,84	543	52	49	2,4	116
224	1-SGR-1-RN	-5,62	-37,15	2001	83	29	2,4	68
225	1-SI-1-RN	-5,12	-36,15	720	53	37	2,6	99
226	1-SI-2-RN	-5,10	-36,18	944	54	29	2,6	77
227	1-SJM-2-RN	-5,33	-36,61	482	49	48	2,5	122
228	1-SL-1-RN	-5,31	-36,70	614	55	47	2,4	115
229	1-SM-1-RN	-5,07	-36,96	1365	71	33	2,0	64
230	1-SM-2-RN	-5,16	-36,93	1498	78	35	2,5	85
231	1-SML-1-RN	-5,16	-36,71	1519	78	34	2,4	81
232	1-SMN-1-RN	-5,35	-37,13	2466	113	35	2,3	82
233	1-SO-1A-RN	-5,11	-36,51	1291	70	34	2,5	83
234	1-SPT-1-RN	-5,35	-37,59	1650	68	26	2,4	60
235	1-SPT-02-RN	-5,35	-37,61	547	48	40	2,6	102

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
236	1-SRE-1-RN	-5,00	-37,16	1298	70	34	2,5	86
237	1-SS-2-RN	-5,36	-36,78	528	49	43	2,4	103
238	1-SSV-1-RN	-4,99	-37,09	1426	69	30	2,5	77
239	1-STAR-8-RN	-5,51	-37,17	521	46	38	2,5	92
240	1-STAR-9-RN	-5,49	-37,12	570	49	41	2,4	97
241	1-STAR-10-RN	-5,48	-37,10	622	49	37	2,4	90
242	1-STAR-11-RN	-5,43	-37,06	1213	61	29	2,3	67
243	1-SU-1-RN	-5,15	-37,19	830	62	43	2,6	111
244	1-SV-1-RN	-5,42	-37,26	1710	90	37	2,3	85
245	1-TM-1-RN	-5,36	-37,59	1055	57	29	2,5	73
246	1-TM-2-RN	-5,38	-37,58	1153	59	29	2,5	71
247	1-TR-1-RN	-5,36	-37,11	1207	68	35	2,4	81
248	1-TR-2-RN	-5,32	-37,07	1645	81	34	2,3	76
249	1-UBZ-1-RN	-5,35	-37,03	1296	66	31	2,5	78
250	1-UBZ-2-RN	-5,34	-36,98	1413	72	32	1,8	59
251	1-UMB-1-RN	-5,10	-36,69	1960	90	33	2,4	79
252	1-UPN-1-RN	-5,49	-37,24	2222	106	36	2,1	75
253	1-UTC-1-RN	-5,47	-37,51	387	41	38	2,5	97
254	1-UTC-2-RN	-5,52	-37,52	955	54	30	2,4	70
255	1-UTC-3-RN	-5,46	-37,59	1330	65	29	2,4	69

Esta tabela continua na página seguinte.

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
256	1-VC-1-RN	-5,15	-36,39	1064	64	36	2,4	85
257	1-VC-2-RN	-5,28	-36,52	543	53	50	2,5	125
258	1-VR-1-RN	-5,54	-37,29	1402	74	34	2,3	78
259	3-ALC-3-RN	-5,51	-37,40	601	58	52	2,4	124
260	3-AP-3-RN	-5,15	-37,23	1198	68	35	2,4	85
261	3-AP-10-RN	-5,19	-37,27	547	52	48	2,6	122
262	3-ARG-2-RN	-5,33	-36,78	422	55	69	2,4	168
263	3-ARG-3-RN	-5,32	-36,77	650	50	37	2,4	87
264	3-ARG-4-RN	-5,33	-36,77	527	50	46	2,4	109
265	3-AURI-7-RN	-5,03	-37,01	1946	78	27	2,4	65
266	3-AURI-8-RN	-5,04	-37,01	2058	82	27	2,4	66
267	3-AURI-9-RN	-5,03	-37,00	1879	79	28	2,5	71
268	3-AURI-10-RN	-5,03	-37,01	1905	77	27	2,5	68
269	3-BAL-3-RN	-5,37	-37,64	889	56	33	2,5	83
270	3-BEN-8-RN	-5,01	-37,05	1651	81	33	2,5	82
271	3-BR-2-RN	-5,54	-37,27	495	47	42	2,4	100
272	3-BR-3-RN	-5,53	-37,27	1886	94	36	2,4	87
273	3-BRSA-118-RN	-5,53	-37,59	2306	107	35	2,3	80
274	3-BRSA-226-RN	-5,22	-36,50	869	53	31	2,5	78
275	3-BRSA-222-RN	-5,24	-36,49	716	50	34	2,4	82
Esta tabela continua na página seguinte.								

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
276	3-BRSA-116-RN	-5,62	-37,62	176	45	107	2,3	248
277	3-BRSA-133-CE	-4,74	-37,48	631	50	39	2,4	94
278	3-BRSA-134-CE	-4,70	-37,46	686	50	35	2,4	84
279	3-BRSA-138-CE	-4,69	-37,50	608	48	35	2,4	86
280	3-BRSA-140-CE	-4,65	-37,51	465	48	47	2,3	109
281	3-BRSA-165-RN	-5,14	-37,15	1426	70	31	2,5	76
282	3-BRSA-167-RN	-5,51	-37,64	1353	66	29	2,3	67
283	3-BRSA-179-RN	-4,99	-36,99	1686	77	30	2,4	74
284	3-BRSA-251-RN	-5,36	-36,79	566	47	38	2,4	89
285	3-BRSA-278-RN	-5,29	-36,62	668	54	43	2,4	103
286	3-BRSA-330-RN	-5,27	-37,36	1175	62	31	2,4	74
287	3-BRSA-333-RN	-5,28	-37,41	1233	61	29	2,4	69
288	3-BRSA-345-RN	-5,10	-37,11	2121	89	30	2,3	69
289	3-BRSA-349-RN	-5,14	-37,17	1813	80	30	2,4	72
290	3-BRSA-393-RN	-5,09	-37,08	1984	90	32	2,4	78
291	3-BRSA-399-RN	-5,20	-37,22	1050	64	36	2,4	88
292	3-BRSA-400-RN	-5,19	-36,42	1041	57	30	2,3	68
293	3-BRSA-407-RN	-5,19	-36,45	996	60	35	2,4	82
294	3-BRSA-425-CE	-4,74	-37,40	816	50	29	2,4	71
295	3-BRSA-432-RN	-5,09	-37,08	1967	84	30	2,4	71
Esta tabela continua na página seguinte.								

Tabela A.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Temp. (°C)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m ²)
296	3-BRSA-434-RN	-5,58	-37,38	349	45	55	2,3	129
297	3-BRSA-473-RN	-5,14	-37,09	1683	76	30	2,4	73
298	3-BRSA-477-RN	-5,58	-37,40	1025	46	20	2,5	49
299	3-BRSA-490-RN	-5,21	-36,44	839	53	32	2,5	81
300	3-BRSA-500-RN	-5,07	-37,09	2095	86	29	2,4	70
301	3-BRSA-506-RN	-5,08	-37,11	1821	78	29	2,4	69
302	3-BRSA-525D-RN	-5,46	-37,75	1503	68	28	2,3	65
303	3-BRSA-575-RN	-5,39	-36,77	436	51	57	2,4	139
304	3-BRSA-1067-RN	-5,18	-36,44	1050	62	35	2,5	88
305	3-BRSA-1068-RN	-5,51	-37,75	4332	147	28	2,5	69
306	3-BRSA-1097-RN	-5,34	-37,19	1176	70	38	2,5	95
307	3-BRSA-1100-RN	-5,17	-37,31	969	59	34	2,4	82
308	3-BRSA-1130-RN	-5,51	-37,24	2451	114	36	2,2	80
309	3-BRSA-1135-RN	-5,33	-36,72	646	52	40	2,3	89

Appendix B

Apêndice 2

Tabela B.1: Tabela com dados geotérmicos, cedidos pelo Laboratório de Geotermia (LabGeot - ON) do Observatório Nacional, utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Poço, Latitude, Longitude, Profundidade (em metros), Gradiente Geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), Condutividade Térmica ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$) e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Grad. ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$)	Cond. ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$)	Fluxo (mW/m^2)
1	BD0191	-4,34	-38,87	71	22,40	2,7	60
2	BD0195	-3,86	-38,61	32	37,40	2,5	94
3	BD0196	-4,31	-38,74	77	28,80	2,7	77
4	BD0197	-3,98	-38,74	46	33,50	3,0	99
5	BD0477	-6,69	-34,94	60	72,60	2,2	160
6	BD0478	-6,69	-34,94	90	58,65	2,2	129
7	BD0479	-6,90	-34,87	95	62,30	2,5	158
8	BD0480	-7,11	-34,98	185	60,32	2,4	144
9	BD0481	-7,11	-34,98	330	46,18	2,4	110
10	BD0482	-7,11	-34,98	85	56,20	2,4	134
11	BD0484	-6,73	-38,45	200	35,00	2,5	87
12	BD0595	-5,66	-37,80	35	27,77	2,3	65
13	BD0596	-5,66	-37,80	95	29,08	2,3	68
14	BD0597	-6,26	-36,52	368	24,38	2,7	66
Esta tabela continua na página seguinte.							

Tabela B.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
15	BD0598	-6,26	-36,52	370	24,43	2,7	66
16	BD0599	-5,36	-36,13	155	23,29	2,7	63
17	BD0600	-5,54	-35,82	140	17,68	2,4	43
18	BD0601	-5,54	-35,82	140	17,71	2,6	46
19	BD0602	-5,54	-35,82	126	26,29	2,6	68
20	BD0603	-5,54	-35,82	140	24,82	2,6	65
21	BD0604	-5,54	-35,82	155	26,03	2,6	68
22	BD0605	-5,86	-35,35	63	28,48	2,3	67
23	BD0606	-5,12	-36,63	95	56,95	2,3	133
24	BD0607	-5,12	-36,63	410	35,56	2,3	83
25	BD0608	-5,19	-37,34	880	30,58	2,4	74
26	BD0609	-5,19	-37,34	850	30,79	2,4	75
27	BD0610	-5,19	-37,34	830	29,21	2,4	71
28	BD0611	-5,19	-37,34	890	29,15	2,4	71
29	BD0612	-5,80	-35,21	78	29,38	2,4	71
30	BD0613	-5,80	-35,21	75	25,24	2,4	61
31	BD0614	-5,80	-35,21	60	30,10	2,4	73
32	BD0615	-5,80	-35,21	77	28,27	2,4	68
33	BD0616	-5,80	-35,21	80	29,17	2,4	70
34	BD0617	-5,80	-35,21	105	31,04	2,4	75
Esta tabela continua na página seguinte.							

Tabela B.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m ²)
35	BD0618	-5,80	-35,21	98	35,08	2,4	85
36	BD0619	-5,80	-35,21	85	34,71	2,4	84
37	BD0620	-5,80	-35,21	84	23,81	2,4	57
38	BD0621	-5,80	-35,21	90	29,92	2,4	72
39	BD0622	-5,22	-35,84	500	23,01	2,7	62
40	BD0623	-5,22	-35,84	100	28,69	2,7	77
41	BD0624	-5,80	-35,21	84	33,98	2,4	82
42	BD0625	-5,80	-35,21	60	31,53	2,4	76
43	BD0626	-5,15	-35,88	550	20,16	2,7	54
44	BD0627	-6,08	-35,24	140	21,09	2,5	53
45	BD0628	-5,66	-37,80	90	31,15	2,3	72
46	BD0629	-6,26	-36,52	398	18,87	2,7	50
47	BD0630	-6,26	-36,52	520	21,66	2,7	58
48	BD0631	-6,26	-36,52	532	26,34	2,7	71
49	BD0632	-4,98	-37,16	600	33,46	2,5	82
50	BD0633	-5,36	-36,13	220	27,74	2,7	75
51	BD0634	-5,36	-36,13	155	15,59	2,7	42
52	BD0635	-5,36	-36,13	85	24,17	2,7	65
53	BD0636	-5,54	-35,82	282	25,18	2,6	66
54	BD0637	-5,54	-35,82	210	23,35	2,6	61
Esta tabela continua na página seguinte.							

Tabela B.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Prof. (m)	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
55	BD0638	-5,62	-35,60	87	30,89	2,6	82
56	BD0639	-5,62	-35,60	65	34,02	2,6	90
57	BD0640	-5,62	-35,60	50	30,12	2,6	80

Appendix C

Apêndice 3

Tabela C.1: Tabela com os dados de poço (BHT) offshore, cedidos pelo Laboratório de Geotermia (Lab-Geot - ON) do Observatório Nacional, utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Poço, Latitude, Longitude, Gradiente Geotérmico ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$), Condutividade Térmica ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$) e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).

ID	Poço	Lat.	Long.	Grad. ($^{\circ}\text{C}/\text{Km}$)	Cond. ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$)	Fluxo (mW/m^2)
1	1-CES-7	-3,89190	-37,6994000	33,28	2,5	83
2	1-CES-9	-3,76860	-37,8411000	31,51	2,5	79
3	1-CES-10	-4,13580	-37,5089000	33,64	2,5	84
4	1-CES-18	-3,94830	-37,5786000	37,22	2,5	93
5	BRZRN001	-4,75610	-36,6903000	31,10	2,5	84
6	BRZRN002	-4,80140	-36,5067000	32,80	2,5	93
7	BRZRN003	-4,86780	-36,4761000	32,80	2,5	78
8	BRZRN004	-4,94580	-36,1644000	26,70	2,5	82
9	BRZRN005	-4,90500	-36,2572000	33,30	2,5	82
10	BRZRN006	-4,55970	-37,0753000	31,10	2,5	67
11	BRZRN007	-4,86640	-36,5028000	36,70	2,5	83
12	BRZRN008	-4,91610	-36,2983000	33,30	2,5	78
13	BRZRN009	-4,87560	-36,2692000	36,70	2,5	92
14	BRZRN010	-4,96500	-36,2986000	34,40	2,5	83
Esta tabela continua na página seguinte.						

Tabela C.1 - Continuação da página anterior

ID	Poço	Lat.	Long.	Grad. (°C/Km)	Cond. (W/(m·K))	Fluxo (mW/m^2)
15	BRZRN011	-4,88970	-36,0864000	31,70	2,5	92
16	BRZRN012	-4,84220	-36,6272000	36,70	2,5	86
17	BRZRN013	-4,86860	-36,2072000	34,40	2,5	79
18	BRZRN014	-4,87110	-36,3358000	35,00	2,5	92
19	BRZRN015	-4,84390	-35,5856000	23,30	2,5	86
20	BRZRN016	-4,80640	-36,8772000	30,96	2,5	88
21	BRZRN017	-4,74390	-36,6133000	35,41	2,5	58
22	BRZRN018	-4,89860	-36,2431000	29,40	2,5	77
23	BRZRN019	-4,87610	-36,2683000	31,70	2,5	89
24	BRZRN020	-4,87610	-36,2683000	34,40	2,5	74
25	BRZRN021	-4,90890	-36,4119000	31,10	2,5	79
26	BRZRN022	-4,90310	-36,3947000	34,40	2,5	86
27	BRZRN023	-4,88810	-36,4314000	36,10	2,5	78
28	BRZRN024	-4,94390	-36,3458000	33,30	2,5	86
29	BRZRN025	-4,89830	-36,4094000	37,20	2,5	90
30	BRZRN026	-4,89920	-36,4508000	37,80	2,5	83

Appendix D

Apêndice 4

Tabela D.1: Tabela com os dados de análise espectral utilizados nesta dissertação, dividida em: ID, Longitude, Latitude e, Fluxo Geotérmico (mW/m^2).

ID	Long.	Lat.	Prof. (m)	Fluxo (mW/m^2)
1	-44	-3,56	15,88	63
2	-44,01	-4,6	14,63	68
3	-43,8	-4,98	8,26	121
4	-43,8	-5,36	12,98	77
5	-43,8	-5,95	13,13	76
6	-43,19	-5,8	9,39	107
7	-42,74	-5,68	10,39	96
8	-42,44	-5,41	10,78	93
9	-42,23	-5,25	9,91	101
10	-41,92	-5,31	9,23	108
11	-41,89	-5,61	8,59	117
12	-43,27	-5,84	9,77	103
13	-41,7	-5,66	9,11	110
14	-43,11	-5,52	11,11	90
15	-44,15	-3,99	16,13	62
16	-42,45	-4,32	9,64	104
17	-41,48	-5,7	10,95	91
Esta tabela continua na página seguinte.				

Tabela D.1 - Continuação da página anterior

ID	Long.	Lat.	Prof. (m)	Fluxo (mW/m^2)
18	-43,91	-4,73	8,95	112
19	-44,3	-4,32	12,68	79
20	-44,29	-4,6	7,02	143
21	-40,96	-5,64	11,81	85
22	-42,36	-4,37	9,47	106
23	-43,62	-4,86	14,53	69
24	-44,15	-6,35	7,21	139
25	-44,03	-5,46	8,28	121
26	-44,12	-4,42	10,83	92
27	-43,93	-3,39	14,83	68
28	-43,26	-6,21	6,79	147
29	-42,97	-5,53	9,41	106
30	-42,9	-4,66	12,05	83
31	-43,05	-3,3	15,34	65
32	-41,94	-5,56	12,05	83
33	-41,83	-4,61	12,69	79
34	-41,82	-3,64	13,46	74
35	-42,6	-4,78	17,58	57
36	-42,02	-4,5	18,35	55
37	-41,2	-5,01	13,36	75
Esta tabela continua na página seguinte.				

Tabela D.1 - Continuação da página anterior

ID	Long.	Lat.	Prof. (m)	Fluxo (mW/m^2)
38	-41,02	-5,22	17,43	57
39	-42,87	-5,29	9,46	106
40	-42,11	-4,02	14,61	69
41	-41,49	-4,37	15,67	64
42	-42,81	-4,57	17,25	58
43	-43,25	-4,76	10,81	93
44	-40,6	-5,16	12,2	82
45	-41,92	-5,07	14,14	71
46	-43,54	-5,09	10,95	91
47	-43,42	-4,81	14,51	69
48	-43,68	-4,2	11,76	85
49	-41,95	-4,56	15,27	66
50	-38,02	-5,69	9,45	106
51	-37,70	-4,62	14,21	70
52	-38,09	-5,10	8,34	120
53	-38,19	-4,88	12,21	82
54	-37,71	-4,64	15,27	66
55	-37,72	-5,19	14,44	69
56	-38,17	-4,85	9,38	107
57	-38,27	-4,81	12,78	78
Esta tabela continua na página seguinte.				

Tabela D.1 - Continuação da página anterior

ID	Long.	Lat.	Prof. (m)	Fluxo (mW/m^2)
58	-38,13	-4,84	9,38	107
59	-38,03	-5,15	8,26	121
60	-37,81	-5,18	12,62	79
61	-38,00	-5,22	9,01	111
62	-37,45	-5,71	10,22	98

Tabela D.2: Tabela com informações sobre os projetos de aquisição de dados utilizados nesta pesquisa.

Código do Projeto:	1079	1092	4010	
Projeto:	Borda Leste do Planalto da Borborema	PB - RN	Plataforma Continental NE	Bacia
Métodos Geofísicos:	Magnetom. e Gamaespectro.	Magnetom. e Gamaespectro.	Magnetom.	Ma
Altura do voo:	100	100	700	
Direção das Linhas de Voo (LV):	N-S	N-S	NE-SW e- E-W	N
Direção das Linhas de Controle (LC):	E-W	E-W	—	D
Espaçamento LV (m):	500	500	5000	
Espaçamento LC (km):	10	10	25	
Intervalo de medidas:	0,1 s (mag) e 1s (gama)	0,1 s (mag) e 1s (gama)	60m	1
Ano de conclusão:	2007	2008	1970	
Área Levantada (km^2):	56.578	63888	123000	4