



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Oceanografia

Elisabeth de Fátima Strobino

**Investigação do estiramento crustal e a relação com os eventos
magmáticos da fase rifte da Bacia de Campos na área do Alto
de Cabo Frio**

Rio de Janeiro

2022

Elisabeth de Fátima Strobino

**Investigação do estiramento crustal e a relação com os eventos magmáticos
da fase rifte da Bacia de Campos na área do Alto de Cabo Frio**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Geológica, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Geofísica.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Natasha Santos Gomes Stanton

Rio de Janeiro

2022

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

S919 Strobino, Elisabeth de Fatima.
Investigação do estiramento crustal e a relação com os eventos magmáticos da fase rifte da Bacia de Campos na área do Alto de Cabo Frio / Elisabeth de Fatima Strobino. – 2022.
95 f.: il.

Orientadora: Natasha dos Santos Gomes Stanton.

Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia.

1. Geologia estrutural – Campos, Bacia de – Teses. 2. Geofísica - Teses. 3. Magmatismo – Cabo Frio (RJ) - Teses. 4. Tectônicas de placas – Campos, Bacia de - Teses. I. Stanton, Natasha dos Santos Gomes. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Oceanografia. III. Título.

CDU: 551.24(815.3)

Bibliotecário Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 6390

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Elisabeth de Fátima Strobino

**Investigação do estiramento crustal e a relação com os eventos magmáticos
da fase rifte da Bacia de Campos na área do Alto de Cabo Frio**

Tese apresentada, como requisito parcial para
obtenção do título de Doutor, ao Programa de
Pós-Graduação em Oceanografia Geológica,
da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
Área de concentração: Geofísica.

Aprovada em 14 de dezembro de 2022.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Natasha Santos Gomes Stanton
Faculdade de Oceanografia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

Prof. Dr^a. Josefa Varela Guerra (UERJ)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

Prof. Dr. Rodrigo Bijani Santos (UFF)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

Prof. Dr. Cléverson Guizan Silva (UFF)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ

Rio de Janeiro

2022

DEDICATÓRIA

A Deus, por permitir mais essa vitória. Ao meu Pai, onde quer que ele esteja sempre estará comigo, a minha mãe e a minha família e amigos, pela paciência ao longo destes anos.

AGRADECIMENTOS

Aos Professores do departamento de oceanografia e geologia da UERJ, por toda a ajuda e demonstração de força de vontade, pela orientação, apontando os melhores caminhos, dando estímulos para o desenvolvimento deste trabalho e pela amizade demonstrada nesses anos.

Aos meus amigos de trabalho pela paciência com os meus estudos.

Aos meus colegas e amigos, pelo companheirismo e pelo inegável apoio quando necessário.

A UERJ, porque sem ela não poderia ter realizado este sonho de conquista.

A todos aqueles, que embora não citados nominalmente, contribuíram direta e indiretamente para a execução deste trabalho.

Ao banco público de dados da ANP (Agência Nacional do Petróleo) que concedeu todos os dados utilizados neste estudo.

À CAPES pela bolsa de doutorado, como uma ajuda financeira.

O mistério é a coisa mais nobre de que podemos ter experiência. É a emoção que se encontra no cerne da verdadeira ciência. Aquele que não sente essa emoção e que não pode mais se maravilhar nem se espantar, é como se já estivesse morto.

Saber que aquilo que é impenetrável para nós verdadeiramente existe e se manifesta como a mais alta sabedoria e a mais radiosa beleza, que nossas formas mais primitivas, esse conhecimento, está no centro de toda verdadeira devoção.

Albert Einstein

RESUMO

STROBINO, Elisabeth de Fátima. *Investigação do estiramento crustal e a relação com os eventos magmáticos da fase rifte da Bacia de Campos na área do Alto de Cabo Frio*. 2022. 95 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

O Alto de Cabo Frio é um alto do embasamento cristalino, localizado ao sul da Bacia de Campos, reconhecido por muitos autores como um limite (estrutural) de separação entre as Bacias de Campos e Santos. O presente estudo procurou investigar a morfologia do embasamento do Alto de Cabo Frio, com ênfase nas ocorrências do magmatismo e sua relação com o afinamento crustal; buscando compreender melhor o seu desenvolvimento tectônico em sua porção mais distal. A partir da integração de dados geofísicos, análise de seções sísmicas, dados magnéticos e da modelagem gravimétrica, foi evidenciado a relação da ocorrência do magmatismo e possíveis estrutura (falhas ou fraturas) geradas durante os processos distensivos na fase Rifte da Bacia de Campos. Identificou-se a presença de um alto vulcânico, quase aflorante no fundo do mar, separando lateralmente domos de sal na área do Alto de Cabo Frio. Observou-se a presença de condutos magmáticos que possivelmente serviram como alimentadores para o material ígneo que cobre o topo do embasamento da região do Alto Externo de Cabo Frio. Esse alto vulcânico está associado a uma anomalia magnética positiva no perfil Reduzido ao Polo (RTP), suportando a sua natureza ígnea, associado a uma região onde a crosta apresenta estruturas extensionais, indica uma possível origem tectônica para o magmatismo observado. Uma diferenciação pôde ser observada entre o volume de sal depositado entre as regiões proximal e distal e o afinamento crustal, que constitui um na bacia e espessamento na região do alto, que constitui uma elevação do embasamento desde o início da formação da bacia até o início do Albiano.

Palavras-chave: Bacia de Campos; estrutura crustal; alto vulcânico; magmatismo; Alto de Cabo Frio.

ABSTRACT

STROBINO, Elisabeth de Fátima. *Crustal stretching investigation and the relation with magmatic events of the rift phase on Cabo Frio High of Campos Basin*. 2022. 95 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

The Cabo Frio High is a crystalline basement high, located south of the Campos Basin, recognized by many authors as a (structural) boundary separating the Campos and Santos Basins. The present study sought to investigate the morphology of the Cabo Frio High basement, with emphasis on the occurrences of magmatism and its relation with crustal thinning; seeking to better understand its tectonic development in its most distal portion. From the integration of geophysical data, seismic sections analysis, magnetic data and gravimetric modeling, it was evidenced the relation of the occurrence of magmatism and possible structures (faults or fractures) generated during the distension processes in the Rift phase of Campos Basin. We identified the presence of a volcanic high, almost outcropping on the seafloor, laterally separating salt domes in the Cabo Frio High area. We observed the presence of magmatic conduits that possibly served as feeders for the igneous material that covers the top of the basement in the Cabo Frio Outer High area. This volcanic top is associated with a positive magnetic anomaly in the Reduced to the Pole (RTP) profile, supporting its igneous nature, associated with a region where the crust presents extensional structures, indicates a possible tectonic origin for the observed magmatism. A differentiation could be observed between the volume of salt deposited between the proximal and distal regions and the crustal thinning, which constitutes one in the basin and thickening in the upper region, which constitutes an uplift of the embasement from the beginning of the basin formation to the beginning of the Albian.

Keywords: Campos Basin; volcanic high; magmatism; Cabo Frio High.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa batimétrico com a área de estudo (quadriculado branco) na Bacia de Campos.....	17
Figura 2 – Carta estratigráfica da área de estudo.	20
Figura 3 - Mapa tectônico da porção central da faixa Ribeira e do setor meridional da Faixa Brasília.	22
Figura 4 – Mapa de reconstrução de placas de Scotese.	23
Figura 5 - Esquemático das componentes vetoriais do campo geomagnético.....	25
Figura 6 – Mapa do Campo de Referência Geomagnética Internacional, conhecido como IGRF ('International Geomagnetic Reference Field') – Intensidade Total para o ano de 2020.....	29
Figura 7 - Gravidade da Terra medida pela missão GRACE da NASA.....	30
Figura 8 - Modelos matemáticos representativos da superfície terrestre.	31
Figura 9 - Modelo para a correção Ar Livre a uma altura h.....	32
Figura 10 – Esquema para explicar a correção Bouguer.	32
Figura 11 Diagrama esquemático mostrando as formas de ocorrência de rochas magmáticas.....	36
Figura 12 – Esquemático do raio de onda, refletido e transmitido, associado a um raio normal incidente, sobre uma interface de contraste de impedância acústica.....	40
Figura 13 – Padrões de terminações dos refletores sísmicos.....	42
Figura 14 – Padrões de configurações de fáceis sísmicas.	43
Figura 15 – Esquema dos principais tipos de fáceis sísmica de soleiras.	44
Figura 16 – Representação gráfica do filtro cosseno direcional.....	46
Figura 17 – Gráfico da atenuação para diferentes parâmetros (h) do filtro de continuação para cima.	47
Figura 18 - Representação de uma anomalia magnética em uma latitude magnética intermediária em A, e em B anomalia magnética que seria observada no pólo.	48
Figura 19 – Mapa da localização das linhas sísmicas (linhas em vermelho e poço em triângulo) na região do estudo, com curvas batimétricas (Etopo 1)	51

Figura 20- Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), com a delimitação do Alto de Cabo Frio (ACF) de Mohriak (2021) em A, do trabalho atual em B.	58
Figura 21- Mapa do Campo Magnético reduzido ao Polo (RTP).....	59
Figura 22 - Mapa do Campo Magnético reduzido ao Polo com continuação para cima (10Km).	60
Figura 23 - Mapa da primeira derivada vertical, com as falhas geofísicas inferidas, e identificação das principais estruturas tectônicas.	61
Figura 24– Mapa gravimétrico da Anomalia Ar-Livre	64
Figura 25 - Mapa Gravimétrico da primeira derivada vertical da Anomalia Ar livre ...	65
Figura 26 - Mapa da Anomalia Bouguer da bacia de Campos, Bouguer total (A), Filtro (B), Anomalia Bouguer Residual (C).	66
Figura 27 – Seção Sísmica linha SPP992231, sem interpretação (a), e com interpretação (b).....	70
Figura 28 – Detalhes de trecho da linha sísmica (com TecVA) da figura 27 (A e B) interpretada com a localização da linha e do poço (RJS-125) na Bacia de Campos.....	71
Figura 29 – Seção Sísmica linha 258-3955.....	72
Figura 30 – Seção Sísmica linha 0258-3910.....	73
Figura 31 – Seção Sísmica linha 0258-3962.....	74
Figura 32 – Área quadriculada ampliada da Figura 31, e utilizando a técnica de Amplitude de Volume – TecVA.	76
Figura 33.– Seção Sísmica, linha 0258-3953.....	77
Figura 34 – Modelagem gravimétrica sobre o perfil da seção sísmica da linha SPP992231	80
Figura 35 – Modelagem gravimétrica sobre o perfil da seção sísmica da linha 258-3955	81
Figura 36 – Modelagem gravimétrica sobre o perfil da seção sísmica da linha 258-3910	82
Figura 37 – Mapa da espessura crustal	87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Intervalo de densidade dos principais tipos de rochas.....	34
Tabela 2 – Valores médio de densidade (g/cm ³) utilizados na criação do modelo gravimétrico de acordo com o intervalo litológico.....	54

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	15
1	OBJETIVOS	16
1.1	Objetivo geral	16
1.2	Objetivos Específicos	16
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	17
2.1	Localização da área de estudo	17
2.1.1	<u>Compartimentação estratigráfica</u>	18
2.2	O Alto de Cabo Frio (ACF)	21
2.3	Caraterísticas do embasamento cristalino	22
3	FUNDAMENTAÇÃO TEORICA	24
3.1	Magnetometria	24
3.1.1	<u>Principais elementos do Campo Geomagnético</u>	24
3.1.2	<u>Fontes do Campo Magnético Terrestre</u>	26
3.1.3	<u>Variações temporais do Campo Magnético terrestre</u>	27
3.1.4	<u>Correção das Variações do Campo Principal</u>	28
3.2	Gravimetria	29
3.2.1	<u>Correções gravimétricas</u>	31
3.2.2	<u>Correção do Ar Livre</u>	31
3.2.3	<u>Correção de Bouguer</u>	32
3.2.4	<u>Densidade das rochas</u>	33
3.2.5	<u>Rochas Ígneas ou magmáticas</u>	34
3.3	Sísmica	36
3.3.1	<u>Resolução para identificação dos horizontes</u>	38
3.3.2	<u>Impedância Acústica</u>	38
3.3.3	<u>Identificação de fáceis sísmicas</u>	41
4	MATERIAIS E MÉTODOS	45
4.1	Descrição dos principais processos aplicado aos dados potenciais (magnetometria e gravimetria)	45
4.1.1	<u>Interpolação</u>	45
4.1.2	<u>Decorrugação:</u>	46
4.1.3	<u>Continuação para cima</u>	46
4.1.4	<u>Redução ao Polo (RTP)</u>	47

4.1.5	<u>Derivada Vertical</u>	48
4.1.6	<u>Modelagem Gravimétrica</u>	48
4.2	Sísmica de reflexão	49
4.3	Métodos potenciais	51
4.3.1	<u>Magnetometria</u>	52
4.3.2	<u>Gravimetria</u>	53
5	RESULTADOS	55
5.1	Magnetometria	55
5.2	Gravimetria	62
5.3	Interpretação sísmica	67
5.4	Modelagem gravimétrica 2D	78
6	DISCUSSÃO	83
6.1	Interpretação sísmica e a estrutura crustal a partir da modelagem gravimétrica	83
6.2	Integração com os dados de magnetometria e gravimetria	84
6.3	Morfologia do Alto do Cabo Frio Externo	86
	CONCLUSÕES	89
	Recomendações	89
	REFERÊNCIAS	91

INTRODUÇÃO

Na história evolutiva da Bacia de Campos, ocorreram importantes eventos magmáticos intrusivos e extrusivos, durante os processos geodinâmicos de ruptura do Gondwana (THOMAZ-FILHO et al., 2008; CHANG et al., 1992; CONCEIÇÃO et al., 1988), e eventos mais recentes descritos ao longo da sua fase de subsidência térmica. O Alto de Cabo Frio apresentado nesse trabalho, localiza-se na porção sul da Bacia de Campos, em sua porção mais externa (Figura1). O Alto de Cabo Frio é caracterizado por ser uma província magmática, na qual foi possível identificar através da análise de dados geofísicos e geológicos (dados gravimétricos e magnéticos, interpretação sísmica), a ocorrência de magmatismo em diferentes níveis estratigráficos, uma feição ígnea, que se destaca pelo contraste da anomalia magnética e gravimétrica com direção NW-SE, entre as latitudes 22,5 ° e 23,5°, sobre a região submersa mais distal do Alto de Cabo Frio, é possível encontrar nos mapas magnéticos em trabalhos recentes de Stanton et al. (2019) e Mohriak et al. (2021).

Portanto, tentar traçar um paralelo entre a ocorrência desse magmatismo e o estiramento crustal, auxilia no entendimento do desenvolvimento de bacias do tipo rifte. Uma análise desse tipo pode ser utilizando como um subsídio a mais, na exploração de hidrocarbonetos em nossas bacias sedimentares, onde os métodos tradicionais de exploração, necessitam de mais ferramentas para auxiliar na avaliação de uma área.

O presente trabalho investigou, através da compilação de dados magnéticos, gravimétricos e sísmicos a presença de magmatismo, e qual a relação com o afinamento crustal, apresentado na modelagem gravimétrica. Buscando elucidar a relação entre os processos distensivos (fase rifte) e as ocorrências de extrusão de material magmático, que podem estar acompanhando as falhas, da área de estudo.

1 OBJETIVOS

1.1 Objetivo geral

O objetivo principal desse trabalho é investigar a morfologia do embasamento do Alto de Cabo Frio na sua porção externa, as ocorrências do magmatismo e sua relação com o afinamento crustal.

1.2 Objetivos Específicos

a) Caracterizar as sismofáceis indicativas de eventos magmáticos na região do Alto de Cabo Frio, utilizando sísmica e métodos potenciais (magnetometria e gravimetria).

b) Investigar através de interpretação sísmica e modelagem gravimétrica direta 2D, a estrutura crustal e presença de magmatismo na área de estudo.

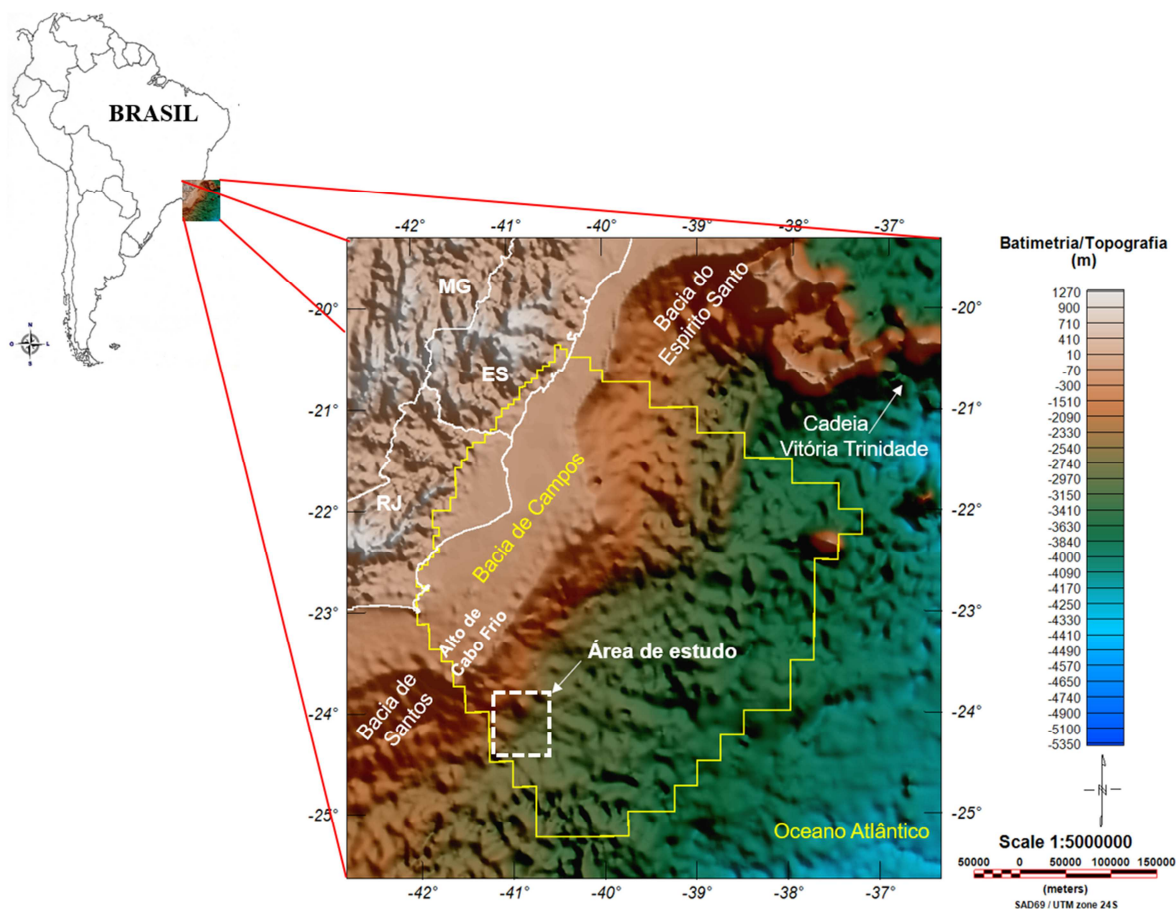
c) Avaliar a correlação entre o afinamento crustal e a distribuição de magmatismo.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Localização da área de estudo

A Bacia de Campos, é limitada à norte pelo Alto de Vitória, ao sul pelo Alto de Cabo Frio, a oeste por afloramentos de rochas ígneas e metamórficas pertencentes à Faixa Ribeira, que compõem seu embasamento, apresentando características peculiares, como: um baixo grau de afinamento crustal, reativação das fontes de sedimentos, intensa tectônica adiastrófica e variações do nível do mar (MOHRIAK et al., 1989).

Figura 1 - Mapa batimétrico com a área de estudo (quadriculado branco) na Bacia de Campos



Fonte: A Autora, 2022.

A Bacia de Campos é uma Bacia de margem passiva (divergente), e está relacionada com a ruptura do supercontinente Gondwana, num contexto geotectônico extensional que resultou na separação das placas tectônicas da América do Sul e da África, que culminou na formação do oceano Atlântico Sul. A tectônica gerando falhas sintéticas e antitéticas com direção preferencial NE-SW, de alto ângulo, as quais apresentam um certo paralelismo com as estruturas pré-Cambrianas adjacentes, em resposta a atuação nessa fase de esforços distensivos formou uma série de horsts, grábens e hemigrábens (GUARDADO et al.1989).

A evolução tectônica e estratigráfica da Bacia de Campos pode ser dividida em três super Seqüências: Rifte, Pós-Rifte e Drifte (WINTER et al.,2007) (Figura 2).

2.1.1 Compartimentação estratigráfica

Megassequência Continental ou Rifte: Sedimentação depositada em ambiente continental (fluvial e lacustrino), sobre o embasamento pré-cambriano, ocorrido durante o rifteamento crustal de separação das placas sul-americana e africana, no início do Cretáceo Inferior ([CAINELLI & MOHRIAK, 1998](#)). Composto basicamente por rochas sedimentares vulcanoclásticas e pelos maiores volumes de derrames basálticos toleíticos a alcalinos da bacia (idade Barremiana), que compreende o assoalho da bacia, constituído pelas rochas da formação Cabiúnas (MIZUSAKI et al.,1998). A fase de subsidência mecânica da bacia ocorreu durante essa sequência, resultando diretamente no controle do arcabouço estrutural do embasamento (GUARDADO et al., 1989).

O estágio final do rifte consiste basicamente em rochas siliciclásticas e carbonáticas de transição do Médio Aptiano até o Aptiano Superior (reservatórios do Pré-Sal) e evaporitos (Formação Retiro) com sedimentação continental siliciclástica e carbonática da porção inferior do Grupo Lagoa Feia em ambiente lacustre e tectonicamente controlado.

Megassequência Transicional ou Pós-Rifte: Marcada pelo término da fase de estiramento litosférico e rifteamento da crosta continental, diminuição da atividade de grande parte das falhas envolvendo o embasamento. Consequentemente durante

esse período se instala uma fase intermediária entre a subsidência tectônica e mecânica.

A sedimentação passa a um contexto Lacustre, e no intervalo Aptiano - Eoalbio, deposita-se a seção superior (evaporítica) da formação Lagoa Feia.

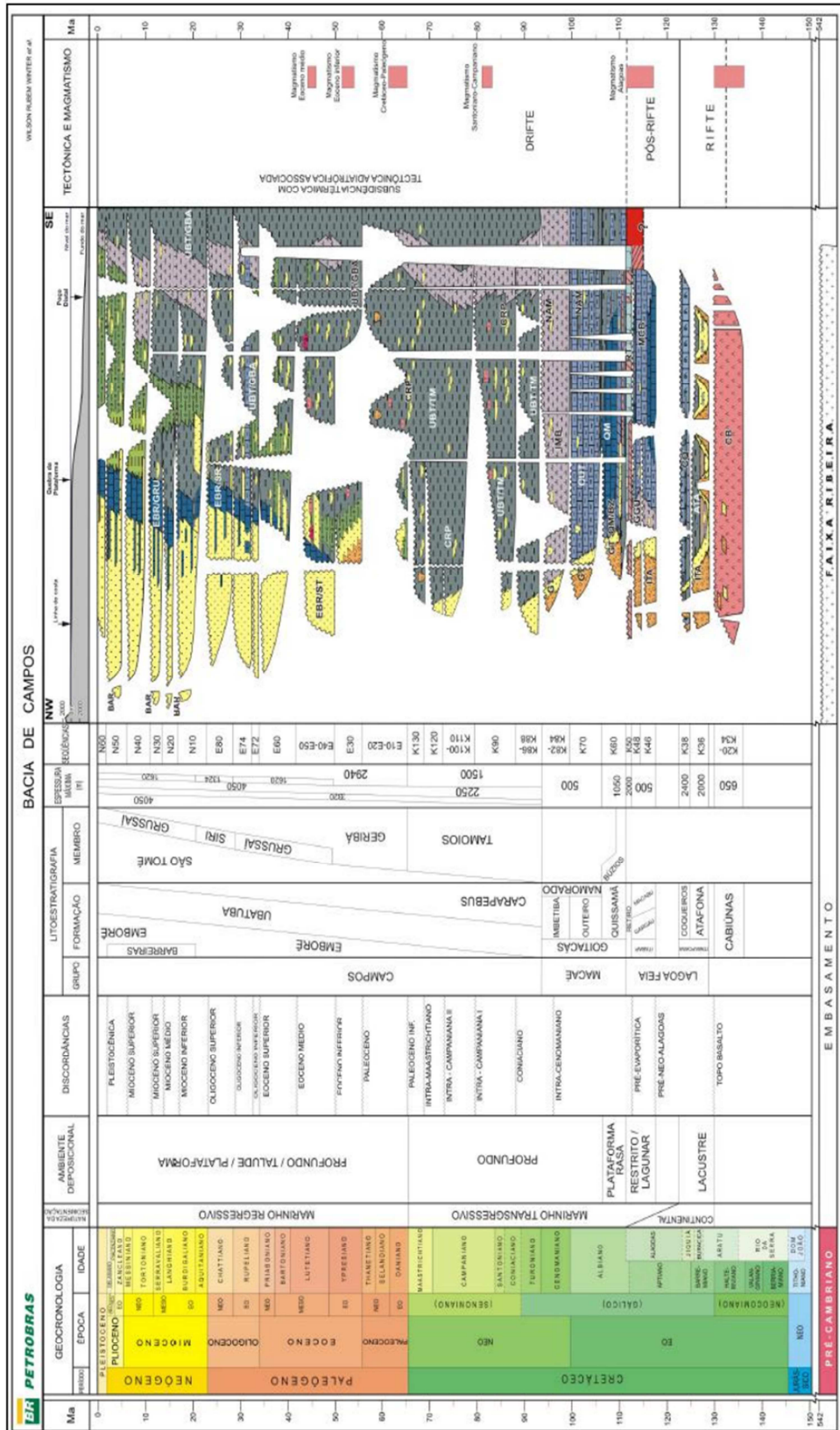
Megasequência Marinha ou Drifte: Inicia-se durante o Albiano médio e vai aproximadamente até o Holoceno. A sedimentação essencialmente marinha pode ser dividida em 3:

a) Sequência Carbonática Nerítica Rasa: deposição da Formação Macaé, formada por sedimentos carbonáticos de águas rasas, lamitos e margas. (DIAS *et al.*, 1990; GUARDADO *et al.*, 1990).

b) Sequência Marinha Transgressiva: Registrando-se também folhelhos pretos, ricos em matérias orgânicas, relacionadas ao evento anóxico mundial do Turoniano (JENKINS, 1980).

c) Sequência Marinha Regressiva: Caracterizada por apresentar um grande aporte sedimentar que, associado a uma diminuição da taxa de subsidência da bacia, ocasionou a deposição de sequências siliciclásticas progradantes, pertencentes ao Grupo Campos (RANGEL *et al.*, 1994).

Figura 2 – Carta estratigráfica da área de estudo de Winter et al., 2007.



Fonte: WINTER et al., 2007. Adaptado pela autora, 2022.

2.2 O Alto de Cabo Frio (ACF)

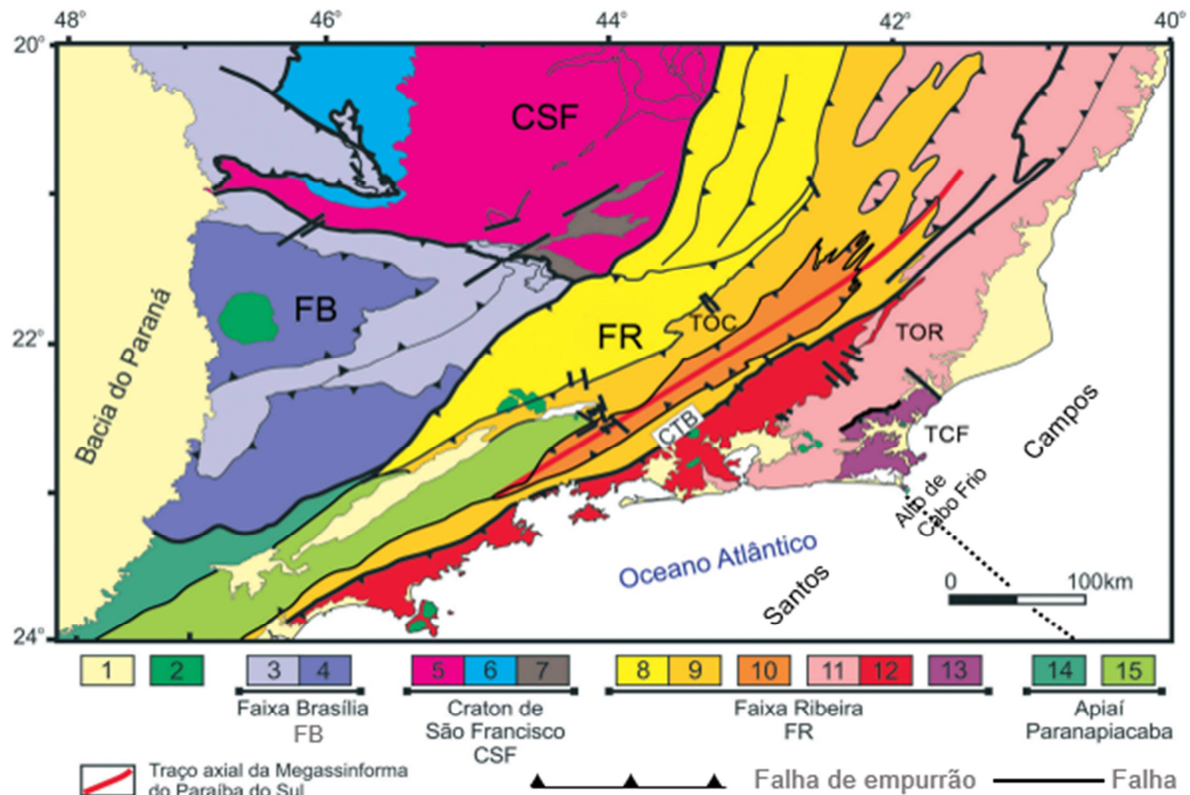
A região do ACF, é uma feição elevada do embasamento que separa duas importantes e conhecidas bacias da margem brasileira, a Bacia de Campos da Bacia de Santos

O ACF é um alto estrutural que apresenta uma província magmática localizada na plataforma continental, fazendo parte do complexo vulcânico de Cabo Frio, caracterizado pela ocorrência de rochas vulcânicas espalhadas ao longo de toda região, em diferentes formas e em diferentes níveis estratigráficos (MOHRIAK, 1991; MOHRIAK, 2003; MOREIRA et al. 2006; OREIRO, 2006). O magmatismo que ocorre nessa região apresenta-se sob a forma de diques e soleiras e na forma de cone vulcânico (observado nesse estudo), com um forte contraste de impedância acústica, em relação a rocha encaixante (Figura 21).

O Terreno Cabo Frio é um dos quatro terrenos tectostratigráfico pertencentes do segmento central da Faixa Ribeira, o qual tem disposição de NW-SE (Figura 3). A espessa sequência vulcano-sedimentar, na qual rochas vulcanoclásticas e derrames basálticos se intercalam, foram identificados em testemunhos de poços exploratórios na plataforma continental e a partir do estudo de dados sísmicos, químicos, petrográficos e radiométricos, foi proposto uma subdivisão dessa área (MOHRIAK et al., 1990), em três sequências:

- a) Sequência I: os basaltos foram datados pelo método K/Ar, entre 120 a 130 Ma, pertencentes ao Eocretáceo pré-Aptiano, reconhecidos como basaltos da formação Cabiúnas que formam o embasamento econômico da Bacia de Campos;
- b) Sequência II: menos expressiva, mas utilizando o mesmo método de datação K/Ar, foi datada entre 80 a 90 Ma;
- c) Sequência III: mais comum nessa região datada pelo método K/Ar entre 40 e 50 Ma, apresenta-se como um derrame em ambiente subaquoso, considerado um importante evento vulcânico no Paleoceno Superior/Eoceno na região do Alto de Cabo Frio (MIZUSAKI & MOHRIAK 1993).

Figura 3 - Mapa tectônico da porção central da faixa Ribeira e do setor meridional da Faixa Brasília.



Fonte: HEILBRON et al., 2004. Adaptado pela autora, 2022.

2.3 Características do embasamento cristalino

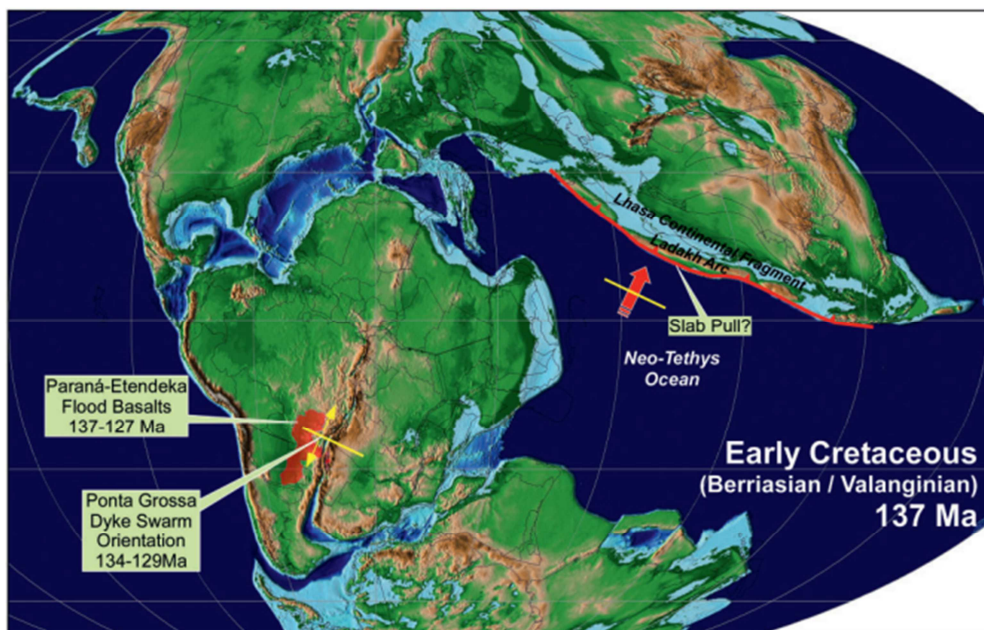
A definição do Terreno Cabo Frio foi apresentada por Machado Filho et al. (1983), como “Complexo Cabo Frio”, terreno composto por granitoides cortados por corpos metabásicos pouco deformados, gnaisses bandados com foliação plano-axial sub-horizontal e migmatitos. O embasamento do Terreno Cabo Frio é basicamente composto de ortognaisses paleoproterozóicos, rocha com alto grau de metamorfismo, segundo Almeida et al. (2013) oriundas da estruturação resultante da orogênese Brasileira (610-480 Ma), pertencente a Faixa Móvel Ribeira que ocorre nos níveis mais profundos da crosta sob pressão e temperaturas elevadas. (SCHMITT et al., 2016; VALENTE et al., 2007).

..... O Terreno Cabo Frio foi o último dos quatro terrenos tectônicos da Faixa Ribeira (Figura 3) a ser amalgamado ao final da colagem orogênica brasileira (Schmitt et al., 2004). Esses terrenos da Faixa Ribeira, tem seus domínios

estruturais separados por importantes zonas de cisalhamento dúcteis e apresentam características geológicas que remontam, a aglutinação das paleoplacas que convergiram na formação do supercontinente Gondwana, no intervalo Neoproterozóico/Cambriano (VALENTE et al., 2007). O terreno foi posteriormente deformado no processo de rifteamento relacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul, que originou as bacias sedimentares da margem passiva sudeste brasileira, como a Bacia de Campos, do presente estudo. Estes processos definiram a arquitetura da bacia, estabelecendo o seu padrão de sedimentação e o vulcanismo.

.....Alguns trabalhos, como o de Valente et al. (2007), sugerem que, durante o processo de amalgamação do supercontinente Gondwana, os terrenos diferentes, podem ter se unidos com espessuras litosféricas variáveis, e que essa estrutura crustal resultante, poderia ter reagido como zonas de fraqueza reativadas, a partir dos esforços distensivos da quebra do supercontinente Gondwana, essas zonas de fraqueza devem ter relação com a forma das anomalias magnéticas lineares, que se destacam na região submersa da Bacia de Campos, na região do Alto de Cabo Frio, de direção NW-SE, direção preferencial dos terrenos tectônicos que compõem a Faixa Ribeira.

Figura 4 – Mapa de reconstrução de placas de Scotese (2008).



Fonte: LENTINI et al., 2010.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEORICA

3.1 Magnetometria

O objetivo de um levantamento magnético é investigar a geologia com base nas anomalias do campo magnético da Terra resultante das propriedades magnéticas das rochas em subsuperfície (KEAREY et al., 2009). Geralmente através desse levantamento tem-se a finalidade de localizar concentrações de materiais magnéticos ou determinar a profundidade do embasamento (estruturas).

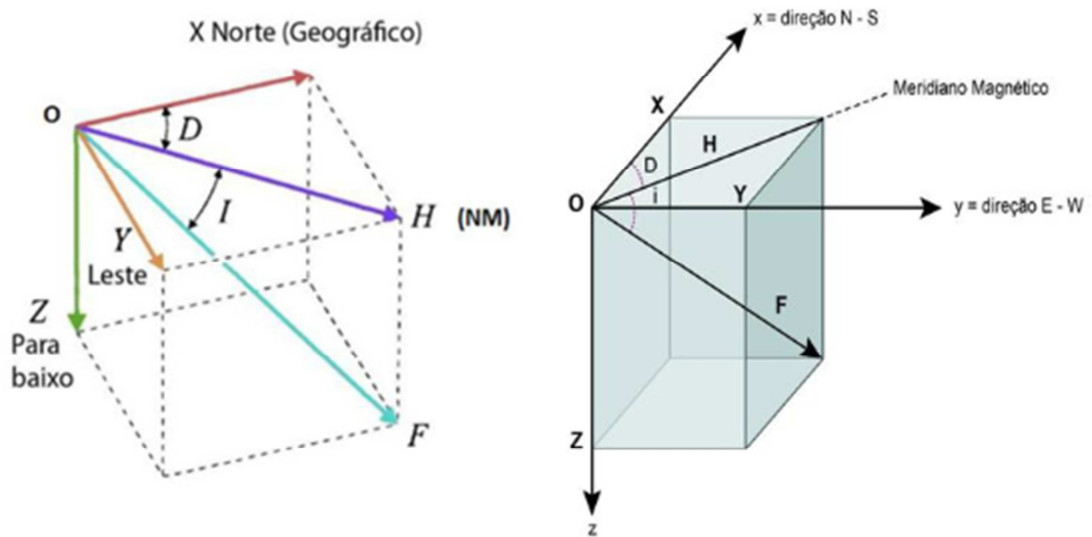
O Campo Magnético terrestre, tem característica dipolar, com intensidades do campo magnético nos polos de aproximadamente 60.000 nT e de 30.000 nT aproximadamente no equador. A primeira descrição do campo magnético terrestre foi feita pelo físico inglês William Gilbert em 1600 no tratado “De Magnete”.

Noventa por cento do campo magnético terrestre é gerado no seu interior o qual assemelha-se a um campo magnético gerado por um dipolo magnético localizado no centro da Terra, com seu eixo deslocado de aproximadamente 11,5° do eixo geográfico terrestre.

3.1.1 Principais elementos do Campo Geomagnético

O campo geomagnético é um campo vetorial que pode ser descrito através da Intensidade (F), e de dois ângulos a inclinação (I) (que é o ângulo que o vetor intensidade faz com o plano horizontal) e a declinação (D) (ângulo que a componente horizontal da intensidade faz com o norte geográfico).

Figura 5 - Esquemático das componentes vetoriais do campo geomagnético.



Fonte: UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA, 2020.

A descrição do campo magnético terrestre é representada por grandezas vetoriais de intensidade e direção (respectivamente representados por **B** e **H**), que devem ser descritos segundo um referencial fixo de observação sobre a superfície da terra.

O vetor que descreve o campo geomagnético, pode ser descrito através das componentes ortogonais do campo, num sistema de coordenadas cartesianas, orientadas e convencionadas assim como, a componente **X** que cresce ou aumenta para Norte, a componente **Y** para Leste e a componente **Z** para baixo (Figura 5).

O vetor campo total **B** tem uma componente vertical **Z** e uma componente horizontal **H** na direção do norte magnético (KEAREY et al., 2009). Foi convencionado que **X** = B_x , **Y** = B_y e **Z** = B_z , sendo que a sua intensidade da componente horizontal é dada por:

$$\mathbf{H} = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (1)$$

E a intensidade magnética total descrita por:

$$\mathbf{F} = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (2)$$

Portanto a componente do campo é representada por H e a intensidade total por B (ou F). No hemisfério norte, o campo magnético geralmente está inclinado e para baixo, em direção ao norte, e torna-se vertical no polo norte magnético. No hemisfério sul, a inclinação é geralmente para cima, em direção ao norte. A linha de inclinação zero é próxima do equador geográfico e é conhecida como equador magnético.

3.1.2 Fontes do Campo Magnético Terrestre

O campo magnético terrestre pode ser considerado como tendo o comportamento de uma esfera imantada; essa sugestão foi apresentada após experiências realizadas inicialmente em 1269, por Petrus Peregrinus de Maricourt, que esculpiu uma pedra de magnetita (mineral magnético de óxido de ferro) numa forma esférica da qual aproximava pequenos ímãs. Desenhou sobre a superfície esférica as direções indicadas por ele, obtendo linhas que circundavam a esfera e interceptavam-se em dois pontos, da mesma forma que as linhas da longitude sobre a Terra interceptam-se nos pólos. No tratado “De Magnete” de William Gilbert publicado em 1600 há relatos de que tais experiências foram repetidas e ampliadas. A semelhança no comportamento magnético com a magnetita esférica, conduziu Gilbert, a reconhecer que a própria Terra era um imenso ímã.

- a) **Campo Principal:** Acredita-se que é gerado através das correntes elétricas numa camada acima do núcleo da Terra (teoria do dínamo), originadas pelas correntes de convecção do núcleo externo líquido com o núcleo interno, associados com a rotação da Terra, contribuindo com pelo menos 90% do campo geomagnético, segundo estudos de medidas realizadas em torno da Terra (KEAREY, 2009; TELFORD, 1990).
- b) **Campo Externo:** Acredita-se que dos 10% restante, a maior parte seja produzido por interações entre a ionosfera e os ventos solares,

carregados com partículas ionizantes, e uma fração menor pelo campo crustal, produzido pelas rochas com alta susceptibilidade magnética que existem na camada mais superficial da terra (Crosta), principalmente pelo Basalto.

3.1.3 Variações temporais do Campo Magnético terrestre

O campo magnético da Terra é dinâmico e sujeito a variações de origem interna e externa, podendo ser desde uma variação de algumas horas, ou diurna, ou que demandam muito mais tempo para ocorrerem, as chamadas variações seculares. Além das tempestades magnéticas.

Ao longo da sua história, a Terra já sofreu inúmeras reversões magnéticas, com uma reversão a cada meio milhão de ano em média, a causa dessas reversões ainda é um tema muito debatido pelos pesquisadores, mas pode estar relacionado com um possível desacoplamento entre a rotação da Terra e o movimento de convecção que ocorre no núcleo externo. Assim podemos descrever como:

- a) Variações Diurnas:** Caracterizadas por pequenas variações (por exemplo variações entre 30 a 40 nT) que ocorrem ao longo do dia. Essa variação pode ser monitorada com um magnetômetro fixo numa estação base. Essas variações são mais manifestadas nas regiões equatoriais e tendem a diminuir em direção aos polos, sendo considerada uma variação sazonal uma vez que, a variação diurna é maior no verão do que no inverno.
- b) Tempestades Magnéticas:** Estão relacionadas com os períodos de atividade solar intensa, onde emissões de plasma solar atingem a magnetosfera interagindo com o campo magnético terrestre e ocasionando variações na ordem de milhares de nano tesla no campo magnético da Terra, a frequência dessas tempestades magnéticas é de ciclos de atividade solar de 11 anos. Essas tempestades ocasionam interrupção na transmissão de rádio, TV, telefonia e nos sistemas de navegação.

c) Variações Seculares: Está relacionada com mudanças no campo que acontecem durante anos, são mais lentas, variações causadas muito provavelmente pelo movimento dos fluidos do núcleo externo.

Os levantamentos magnetométrico não devem ser feitos durante períodos de tempestades magnéticas.

3.1.4 Correção das Variações do Campo Principal

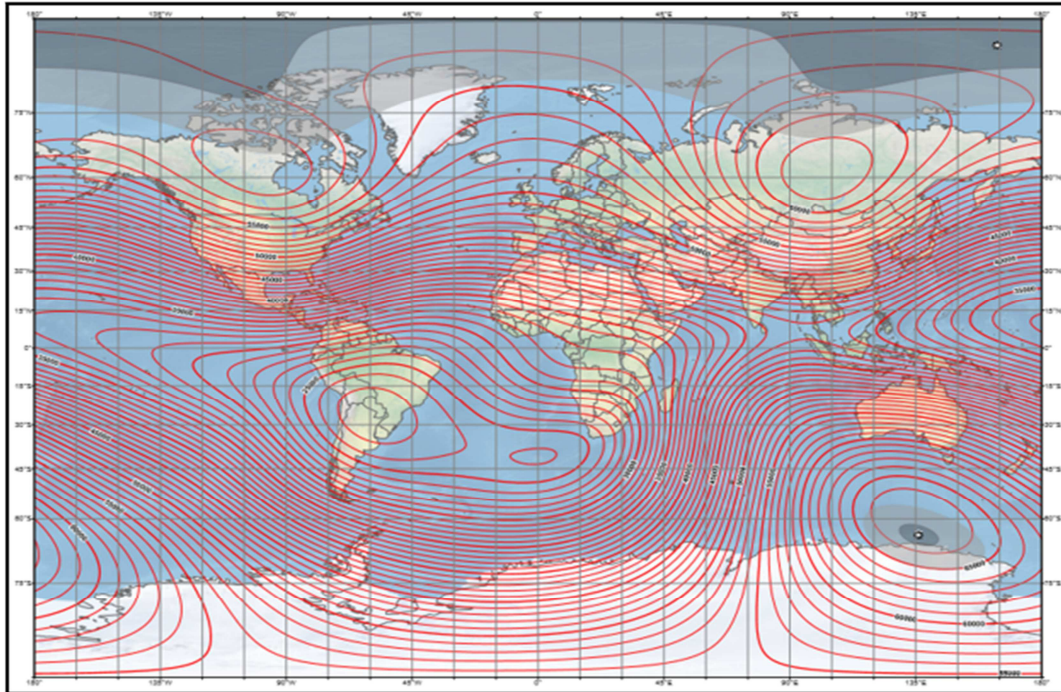
Na correção de um levantamento magnetométrico, para se medir uma variação causada por uma anomalia magnética, implica na remoção do modelo do campo magnético principal da Terra, obtendo assim a medida da intensidade do campo magnético total da área em estudo, isolando essa anomalia.

O Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF) é uma descrição matemática padrão do campo magnético principal da Terra, considerando a variação secular; e é recalculado a cada 5 anos, por ser considerado um modelo linear permite extrapolação e utilização ao longo desses 5 anos levando em conta a variação secular.

O IGRF é produzido a partir de informações coletadas pelos institutos, observatórios e dados de satélites ao redor do mundo.

Para gerar o IGRF, o campo magnético terrestre é representado por um somatório de harmônicos esféricos, cujos coeficientes provém das medidas magnéticas realizadas ao longo de todo o mundo, por meio de levantamentos terrestres, marinhos e aéreos (BLAKELY,1996). A Figura 6, apresenta o IGRF calculado para 2020 que poderá ser usado até 2025.

Figura 6 – Mapa do Campo de Referência Geomagnética Internacional, conhecido como IGRF ('International Geomagnetic Reference Field') – Intensidade Total para o ano de 2020.

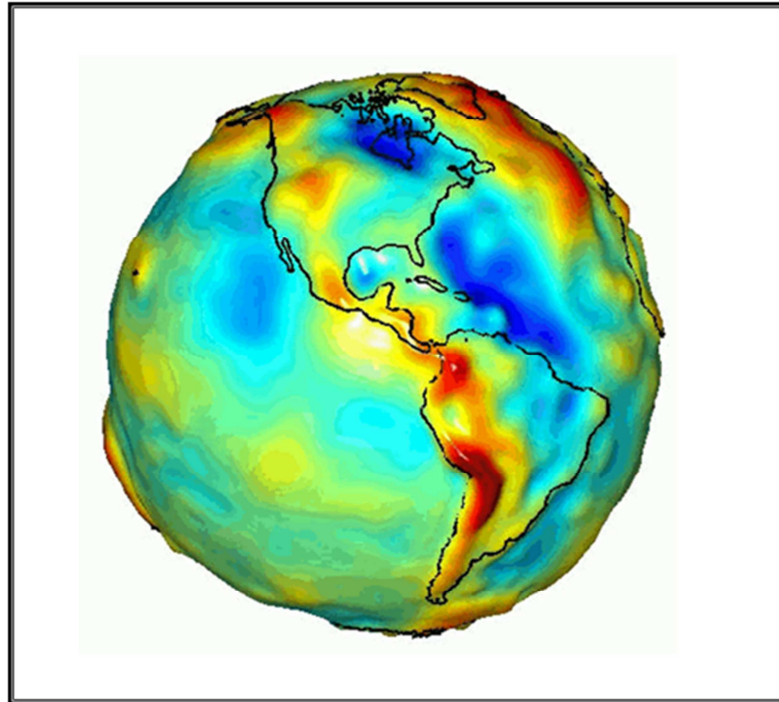


Fonte: NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL INFORMATION, 2020.

3.2 Gravimetria

A gravimetria é a área da geofísica que estuda as variações da aceleração de gravidade ponto a ponto sobre toda a superfície terrestre. Essa variação pode ter origem em diversas causas: a rotação e o achatamento da Terra, efeitos da Lua e do Sol, variações de altitude entre os pontos de medida, efeitos da estrutura da crosta e manto superior (Figura 7).

Figura 7 - Gravidade da Terra medida pela missão GRACE da NASA.



Legenda: Projeto: GRACE global gravity animation. Áreas em vermelho mostram onde a gravidade é mais forte; e áreas em azul mostram onde a gravidade é mais fraca.

Fonte: NASA, 2003.

A base do método de levantamento gravimétrico é a lei da gravitação de Newton, cuja relação é dada por:

$$F = G (m_1 m_2) / r^2 \hat{r} \quad (3)$$

Força (F) de atração é igual a massa m_1 versus m_2 multiplicado pela constante gravitacional G, que é equivalente a $6.674 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kgs}^2$, dividido pelo quadrado da distância que separam essas massas, na direção do vetor \hat{r} .

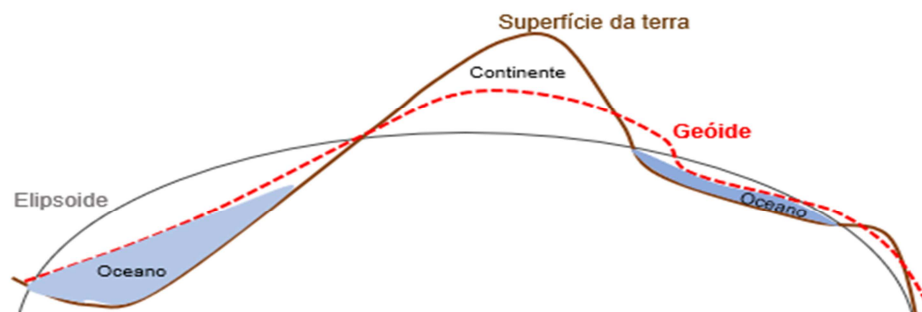
Essa variação da aceleração do campo gravitacional da terra é utilizada para inferir a diferença de densidades das rochas em subsuperfície (KEAREY et al., 2009), uma vez que em determinada área de estudo, corpos rochosos com densidade diferente das rochas que o circundam podem ocasionar uma anomalia gravitacional, e causar irregularidades no campo (TELFORD et al., 1990).

3.2.1 Correções gravimétricas

Se a Terra fosse uma esfera simétrica e homogênea, todos os pontos em sua superfície teriam o mesmo valor de gravidade. A Terra não é uma esfera perfeita, devido a sua rotação, a força centrífuga, faz com que ela se achate nos polos e aumente o seu raio no equador, matematicamente é mais fácil representar por um elipsoide, tomando a forma conhecida por Geóide.

O Geóide representa uma superfície hipotética, sobre o nível médio dos mares na qual o campo gravitacional tem o mesmo valor, matematicamente seria o que chamamos de Datum (Figura 8). Por isso se faz necessário algumas correções, antes de processar os dados gravimétricos. É preciso corrigir a variação do campo de gravidade da Terra, de acordo com a latitude, altitude e efeito de mares, tudo que não resultem de diferenças de densidade nas rochas em subsuperfície, esse processo é chamado de redução gravimétrica ou redução ao Geóide (LAFEHR, 1991).

Figura 8 - Modelos matemáticos representativos da superfície terrestre.

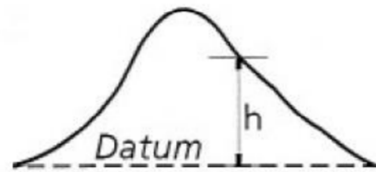


Fonte: A autora, 2022.

3.2.2 Correção do Ar Livre

A correção Ar-Livre, corrige a diminuição da gravidade com o aumento da altura em relação a um Datum, não considerando a massa existente entre o Datum e o ponto observado, (Figura 9).

Figura 9 - Modelo para a correção Ar Livre a uma altura h.



Fonte: Kearey et al., 2009

Pode-se derivar a equação da gravidade (4), em relação ao raio, definindo assim o gradiente vertical da gravidade naquele ponto (LOWRIE, 2007; KEAREY et al., 2009):

$$\frac{\partial g}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial r} \left(-G \frac{M}{r^2} \right) = 2G \frac{M}{r^3} = -\frac{2}{r} g \quad (4)$$

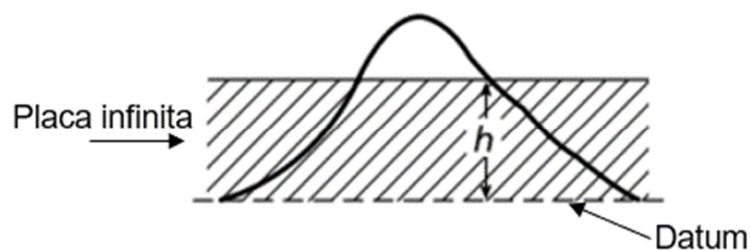
Substituindo as variáveis r e g, pelos respectivos valores médios do raio da Terra, $r = 6.378,137\text{m}$, e da gravidade $g = 978.032,67$, resulta na equação simplificada a seguir:

$$g_{AL} = 03086 \times h \quad (5)$$

3.2.3 Correção de Bouguer

A correção de Bouguer, corrige a presença de rochas entre o ponto observado h e o Datum, para uma placa infinita (Figura 10).

Figura 10 – Esquema para explicar a correção Bouguer.



Fonte: Kearey et al., 2009

A correção Bouguer tenta compensar o efeito gravitacional da presença de massas rochosas, considerando uma placa infinita de densidade homogênea ρ com espessura igual à altura h , conforme a equação a seguir (KEAREY et al., 2009):

$$g_B = 2\pi G\rho h = 0.04193z\rho \text{ mGal/m} \quad (6)$$

Em levantamentos terrestres, a correção de Bouguer deve ser subtraída, já para levantamentos marinhos a correção de Bouguer deve ser adicionada, para corrigir a ausência de rocha entre a superfície e o leito do mar, substituindo o valor da densidade ρ da equação (11) pela diferença entre a densidade da rocha (ρ_r) e da densidade da coluna de água (ρ_w) (Kearey et al., 2009).

$$g_B = 2\pi G(\rho_r - \rho_w)z \quad (7)$$

3.2.4 Densidade das rochas

Anomalias gravimétricas resultam na diferença existente entre as densidades de uma rocha e o meio que a circunda (encaixante), esse contraste que define uma anomalia. Portanto se a rocha 'A' tem densidade ρ_A e está circundada pela rocha 'B' de densidade ρ_B , o contraste ou anomalia nesse ponto será dado por:

$$\Delta\rho = \rho_A - \rho_B, \quad (8)$$

A compactação, porosidade e composição mineralógica, contribuem para o valor da densidade de uma rocha. A porosidade é a principal característica para definição da densidade, quando mais porosa a rocha, menos densa ela será. Com isso podemos inferir que rochas sedimentares tem menor densidade e conforme o pacote sedimentar vai se acumulando (mais profundo, numa coluna sedimentar), a compactação vai eliminando os espaços vazios ou poros e com a idade e a sedimentação progressiva, as rochas tendem a ficar mais densas (TELFORD et al., 1990).

A Tabela 1 a seguir, mostra as principais rochas e seus respectivos valores de densidade, esses valores são muito próximos dos valores médios encontrados na modelagem realizada nesse trabalho.

Tabela 1 – Intervalo de densidade dos principais tipos de rochas

Tipo de rocha	ρ médio (g/cm ³)
Sedimentar	
Argila	1,63 - 2,6
Areia	1,7 - 2,3
Folhelho	1,77 - 3,2
Arenito	1,61 - 2,76
Ígnea	
Granito	2,50 - 2,81
Basalto	2,70 - 3,30
Gabro	2,70 - 3,50
Peridotito	2,78 - 3,37
Ígnea ácida	2,30 - 3,11
Ígnea Básica	2,09 - 3,17
Metamórfica	
Gnaisse	2,59 - 3,0
Quartzito	2,5 - 2,70
Serpentinito	2,40 - 3,10
Anfibolito	2,90 - 3,04

Fonte: TELFORD et al.,1990. Adaptado pela autora, 2022.

3.2.5 Rochas Ígneas ou magmáticas

As rochas magmáticas resultam da solidificação de um magma que pode ocorrer em superfície, as quais recebem o nome de rochas extrusivas ou vulcânicas; ou ocorrer em profundidade, formando assim as rochas intrusivas ou plutônicas.

As condições de formação de uma rocha ígnea, e o ambiente de consolidação em que esse magma se apresenta em relação a rocha encaixante, quando ocorre um evento magmático, pode formar rochas classificadas basicamente como:

a) Intrusivas: quando o magma se consolida no interior da crosta, a forma irá depender da estrutura geológica e da natureza da rocha encaixante; podendo essa rocha formada acompanhar a foliação e xistosidade das rochas metamórficas e o acamamento das rochas sedimentares, considerada assim de forma concordante. Em caso contrário, quando o magma não segue a orientação das rochas encaixantes, obedecendo principalmente estruturas rúpteis, como falhas e fraturas dar-se-á assim a forma discordante à essa rocha.

b) Extrusivas: quando o magma se consolida através do extravaso à superfície da terra (derrames, vulcanismo), sendo muito rápido esse processo, sob baixa pressão e temperatura, a rocha formada tem cristais muito reduzido, resultando em granulação fina ou até mesmo impossibilitando a separação de qualquer mineral, dando origem ao vidro vulcânico.

Das rochas Intrusivas, pode-se descrever algumas formas concordantes:

c) Soleira ou 'Sill': corpos extensos e pouco espessos, de forma tabular.

d) Lacólito: corpos lenticulares plano convexos, formando cúpula na capa.

e) Lapólito: corpos lenticulares de grandes dimensões, côncavo-convexos, têm a forma de uma bacia e sempre ocorre no fundo de dobras do tipo sinclinal.

f) Facólito: corpos lenticulares concordantes com as camadas dobradas (encaixados em anticlinais).

Intrusivas discordante:

a) Batólito: massa grande de rocha magmática mais antiga, que corta discordantemente as rochas encaixantes.

b) Diques: corpos tabulares extensos, de espessura variável, preenchendo fraturas, formadas por esforços distensivos; existem grupos de diques radiais (disposição radial em relação a um centro), anelares (concêntricos) e em enxames (paralelos).

c) Neck (Chaminé): Forma cilíndrica vertical, correspondendo à exumação, pela erosão de um antigo conduto vulcânico.

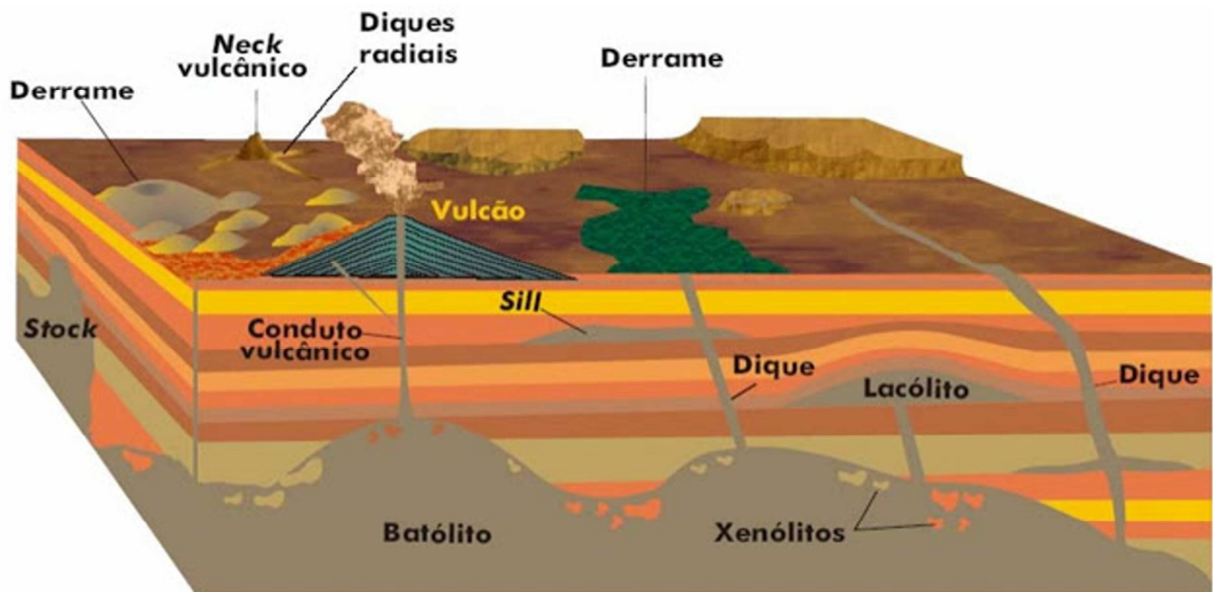
d) Stock: Corpos menores que o Batólito.

e) Apófise: Formas ramificadas irregulares derivados de corpos maiores

(lacólito, batólito).

As principais e mais comuns formas, podem ser observadas na Figura 11.

Figura 11 Diagrama esquemático mostrando as formas de ocorrência de rochas magmáticas



Fonte: TOLEDO; FAIRCHILD; TAIOLI, 2000.

3.3 Sísmica

A sísmica baseia-se no comportamento das ondas elásticas que se propagam no interior da Terra. As ondas são geradas artificialmente por meio de diferentes tipos de fontes de energia (canhão de ar, nesse estudo), após serem refletidas e refratadas nas interfaces das camadas de rocha em subsuperfície, retornam à superfície e são registradas por sismógrafos ou nesse caso por hidrofones. Sendo o método Sísmico de Reflexão o mais utilizado atualmente na indústria do petróleo, e foi o método utilizado para esse trabalho.

As ondas de corpo, como são chamadas as ondas que atravessam o meio, deslocando as partículas por onde passam, podem ser de dois tipos, as ondas

longitudinais ou compressivas, chamadas onda P, que são as primeiras a chegar ou as ondas transversais ou cisalhantes chamadas de onda S.

A velocidade com que a onda compressional, 'P', atravessa um meio com densidade e elasticidade constante e isotrópico, pode ser dada pela equação:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (9)$$

Com base em dados de laboratórios tabelados, foram estabelecidos os valores para as constantes da equação:

k = o modulo de deformação volumétrica (capacidade de compressão do material), também conhecido como módulo de Bulk;

μ = o modulo de cisalhamento, que mede o poder de deformação, sem causar variação do volume, para líquidos;

ρ = densidade do material.

Baseado em dados de laboratório, a constante de cisalhamento, μ , para gases e líquidos é igual a zero ($\mu=0$) (TELFORD et al.,1990; KEAREY et al.,2009).

Portanto, para a onda Transversal ou cisalhante, 'S', a equação que define a velocidade de propagação no meio fica simplificada, e é dada por:

$$V_s = \sqrt{\frac{k}{\rho}} \quad (10)$$

Relacionando as equações 15 e 16, obtemos o coeficiente de Poisson:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{k}{\mu} + \frac{4}{3}} \quad (11)$$

Como as constantes (μ e k) são positivas, o que torna a relação $V_p/V_s > 1$, comprovando que a velocidade das ondas P são sempre maiores que as velocidades da onda S.

3.3.1 Resolução para identificação dos horizontes

A resolução sísmica, deve ser tratada em duas dimensões, resolução sísmica horizontal e resolução sísmica vertical. A resolução vertical, é a capacidade da onda sísmica refletida de distinguir a separação entre duas interfaces (horizontes) distintas.

O limite na resolução vertical, é o limite de $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda dominante.

Podendo ser imposto pela escolha da frequência do sinal sísmico empregado no levantamento, já que:

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (12)$$

Como a velocidade sísmica aumenta com a profundidade, devido as rochas estarem mais compactadas, esse aumento na velocidade ou um aumento na frequência do sinal sísmico, causa diminuição no comprimento de onda, o que explica termos uma melhor resolução nas camadas mais próximas ao fundo do mar e uma perda da resolução nas camadas mais profundas (TELFORD et al., 1990).

A resolução sísmica horizontal está relacionada a capacidade de identificação de discontinuidades ao longo dos refletores (RIBEIRO, 2001), a migração é a principal técnica empregada, o que condiciona ao algoritmo de migração empregado no processamento dos dados sísmicos, um melhor reposicionamento do refletor, que pode perder ou ganhar melhor continuidade horizontal.

3.3.2 Impedância Acústica

As ondas sísmicas ao atravessarem um meio físico, refletem e refratam ao mesmo tempo, quando atingem um limite entre dois meios. O fator que determina, a amplitude que uma onda é refletida é a impedância acústica, que separa os meios,

esse contraste é a resposta direta da densidade do meio pela velocidade de propagação da onda. Sendo definida como impedância acústica (Z), dada por:

$$Z = \rho V \quad (13)$$

Onde, ρ = densidade do meio, e V = Velocidade do meio.

Há uma dificuldade em relacionar a impedância acústica, a uma propriedade das rochas, mas em geral quanto mais rígida a rocha, mais alta é sua impedância acústica (KEAREY et al., 2009). O que leva a inferir que uma onda sísmica ao passar por uma rocha ígnea absorverá mais energia e a camada subsequente, não terá um bom imageamento, ocasionado pela supressão de energia que atravessará o meio.

Portanto quanto menor o contraste de impedância acústica em uma interface, maior será a quantidade de energia transmitida pela interface.

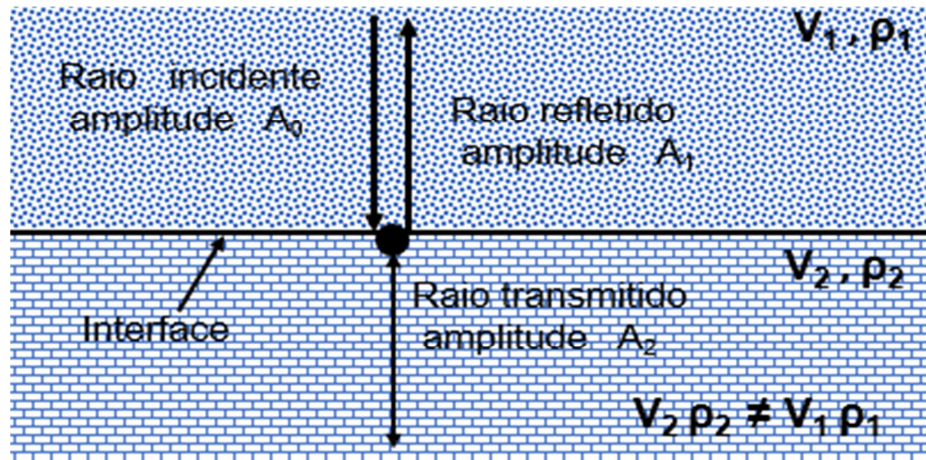
Existe uma relação entre a intensidade de energia (amplitude, A_0) entre uma onda incidente, normal a superfície e a energia (amplitude, A_1) da onda refletida (Figura 12), chamado coeficiente de reflexão:

$$R = A_0/A_1 \quad (14)$$

Que pode ser escrita como:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} \text{ onde: } Z_2 = V_2\rho_2, Z_1 = V_1\rho_1 \quad (15)$$

Figura 12 – Esquemático do raio de onda, refletido e transmitido, associado a um raio normal incidente, sobre uma interface de contraste de impedância acústica



Fonte: KEAREY et al., 2009. Adaptado pela autora, 2022.

3.3.3 Identificação de fácies sísmicas

Uma facie sísmica é a delimitação de um intervalo de tempo geológico, que contém refletores com as mesmas características. As principais características desses refletores que definem a mudança de litologia são a continuidade, amplitude e fase.

Os termos mais usuais nas interpretações sísmicas são o onlap e o downlap, pois são facilmente identificados, como padrões de terminação de reflexões. A configuração interna das reflexões é considerada o parâmetro mais utilizado na análise de fácies sísmicas. As configurações paralelas ou subparalelas, indicam ambiente de baixa energia com uma taxa de deposição uniforme dos estratos sobre uma superfície estável.

A continuidade dos refletores pode indicar aspectos deposicionais, enquanto que a amplitude dos refletores indica o contraste de impedância acústica entre diferentes interfaces (fornecendo informações sobre litologia, porosidade, densidade), assim se pode dizer que os refletores nada mais são que horizontes sísmicos (com características peculiares de continuidade, frequência e amplitude). Muitas vezes o limite entre diferentes fácies sísmicas não é contínuo, é abrupto, é o que chamamos de discordância (refletores truncados) e quando esse limite é concordante podemos ter terminações paralelas entre as diferentes camadas (Figura 13) ou inclinada uma em relação a outra (MITCHUM et al., 1977).

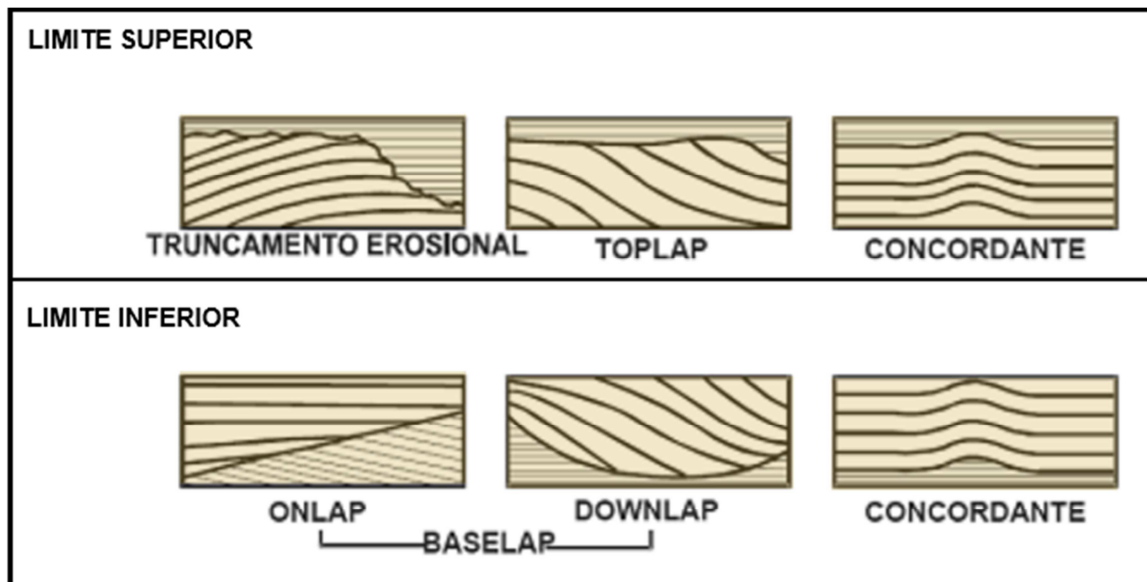
Quando ocorre uma discordância no limite entre as fácies sísmicas, podemos inferir que esse estrato depositado sofreu erosão ou simplesmente não houve deposição (hiato deposicional).

Portanto, uma unidade sismo-estratigráfica básica, tem seus limites identificados através das relações de terminação das reflexões, e uma unidade sismo-estratigráfica, representa uma sequência deposicional.

As configurações internas das reflexões traduzem o ambiente em que foram depositados (taxa de deposição, inclinação, estabilidade do terreno), bem como a litologia do pacote. A figura 14, apresenta essas configurações internas dos refletores, as configurações progradantes (figura 14C), apresentam sobreposição de estratos laterais e inclinados que recebem o nome de clinofomas, as variações na

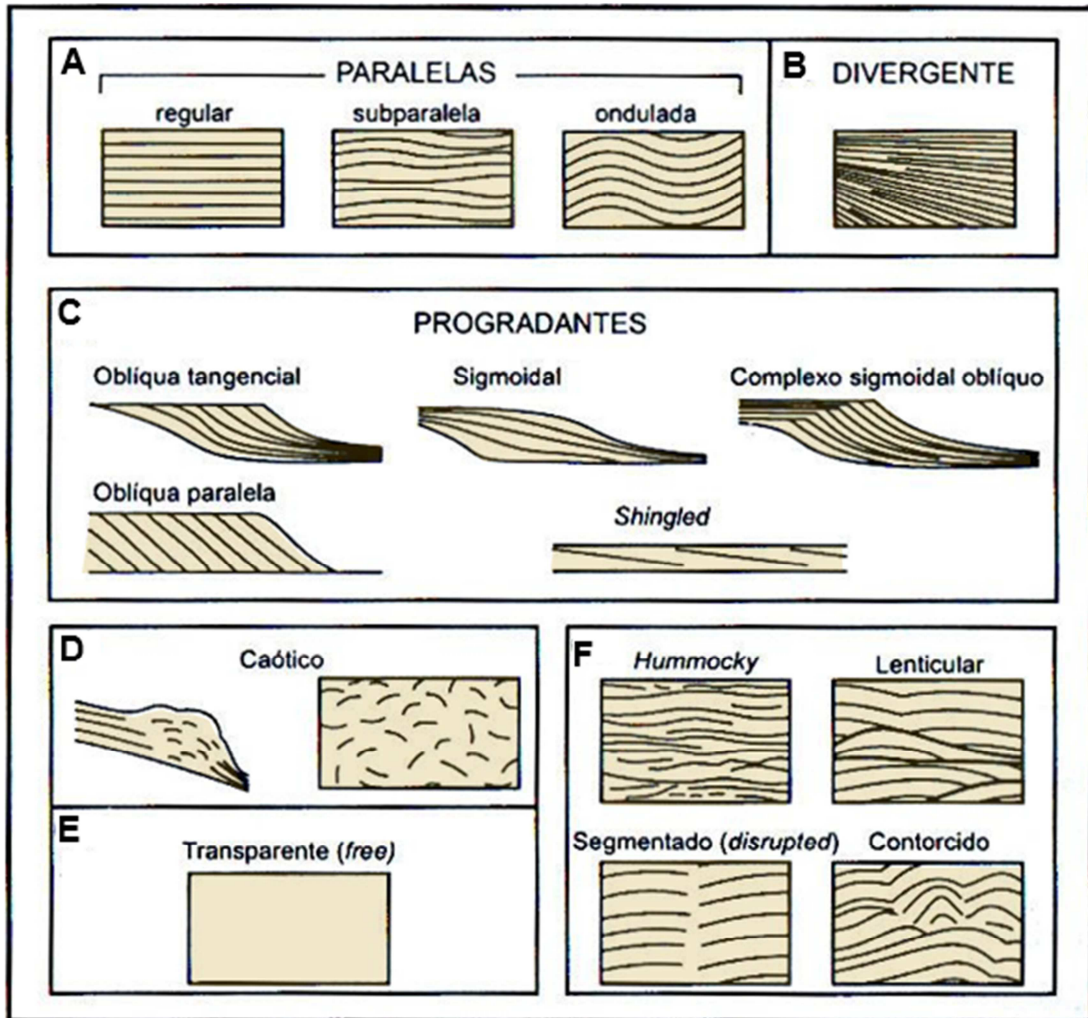
profundidade da lâmina de água bem como a taxa de deposição podem definir o padrão dessa clinoformas (MITCHUM et al.,1997).

Figura 13 – Padrões de terminações dos refletores sísmicos.



Fonte: MITCHUM et al., 1977. Adaptado pela autora, 2022.

Figura 14 – Padrões de configurações de fácies sísmicas.

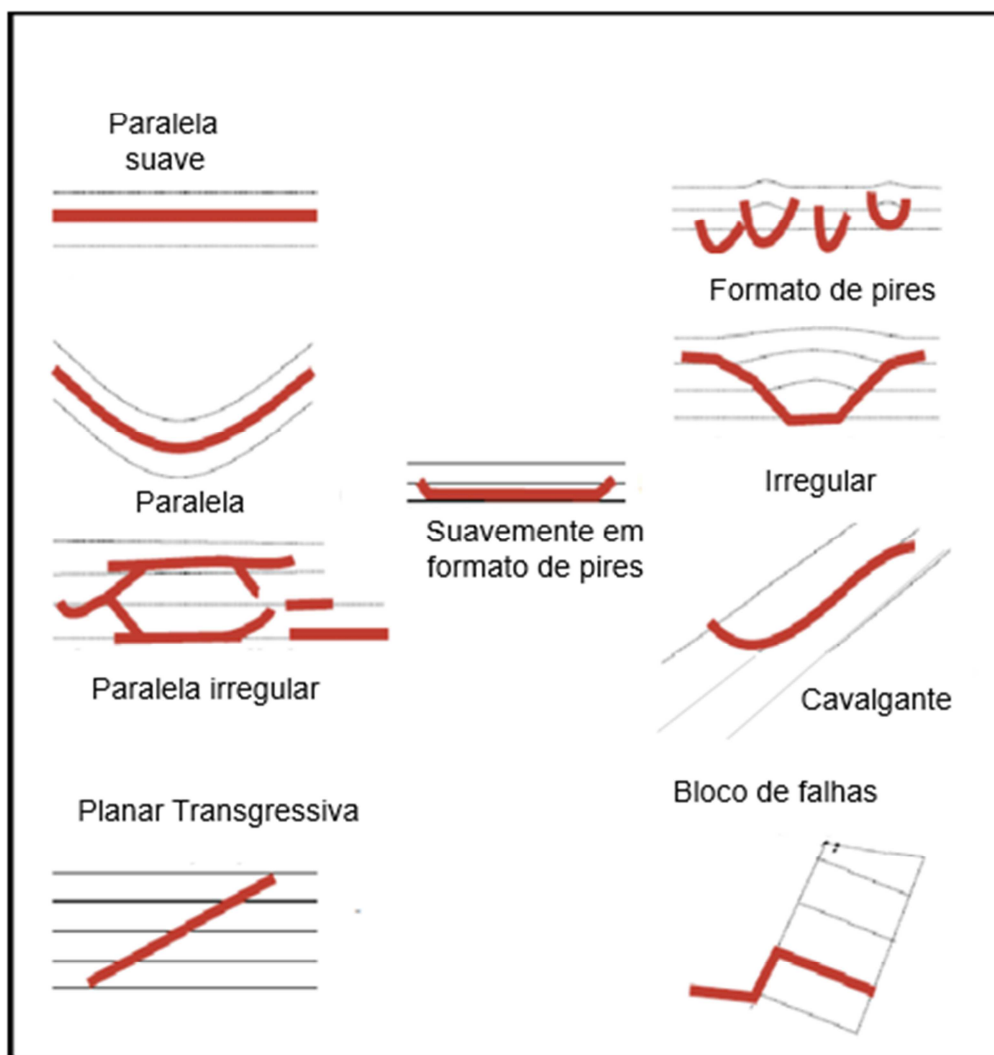


Fonte: MITCHUM JR. et al., 1977. Adaptado pela autora, 2022.

Este trabalho, tem enfoque principalmente na identificação e na distinção entre as configurações caótica e transparente, as configurações caóticas (Figura 14D), que representam as reflexões desordenadas e sem continuidade podem indicar um ambiente de alta energia e que sofreram deformações (ex. embasamento metamórfico), já a configuração transparente (Figura 14E), onde não se vê nenhum refletor, pode ser um indicativo da presença de sal, ou uma litologia mais homogênea, como a presença de uma rocha ígnea.

A Figura 15 apresenta algumas características essenciais na identificação de estruturas ígneas num perfil sísmico.

Figura 15 – Esquema dos principais tipos de fáceis sísmica de soleiras.



Fonte: PLANKE, 2015. Adaptado pelo autor, 2022.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho focou em uma pequena porção ao sul da Bacia de Campos, o estudo foi pautado na análise de dados geofísicos, dados de campo potencial, gravimétrico e magnetométrico, e de seções sísmicas na região do estudo. As informações do perfil composto do poço RJS_125 também contribuíram.

A análise e interpretação dos dados gravimétricos e magnetométrico, colaboraram na identificação de estruturas e ou superfícies onde possivelmente estão relacionadas com o desenvolvimento geodinâmico da região (alto estrutural, afinamento crustal) e a presença de magmatismo, relacionada a esse desenvolvimento.

Os dados topográficos, são de domínio público, fornecidos pelo ‘ *National Geophysical Data Center*’ (NGDC), ETOPO1, obtidos da página <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global>.

4.1 Descrição dos principais processos aplicado aos dados potenciais (magnetometria e gravimetria)

4.1.1 Interpolação

O processo de interpolação utilizado nesse trabalho foi o de gridagem por Mínima Curvatura, ele é utilizado para reduzir o efeito de “alias” de alta frequência quando o tamanho da célula (foi utilizado uma célula de 1000x1000) não está proporcional a densidade dos pontos de dados. O método é baseado na interação da média de todos os pontos dentro da célula, com a possibilidade de atribuir peso a distância dos pontos quando há a necessidade de remover algum artefato de alta frequência ocasionado pela baixa densidade de dados numa célula (GEOSOFT, tutorial 2013).

4.1.2 Decorrugação:

O processo é utilizado para remoção de ruído numa direção de tendência (direção de aquisição das linhas de voo), baseado na aplicação de dois filtros no domínio do número de onda, eles utilizam a transformada rápida de Fourier (Fourier Fast Transformation - FFT), um filtro cosseno direcional é aplicado em conjunto com o filtro “Butterworth” que foi utilizado como um filtro passa Alta. O operador matemático para o filtro cosseno direcional tem as seguintes expressões (Figura 16):

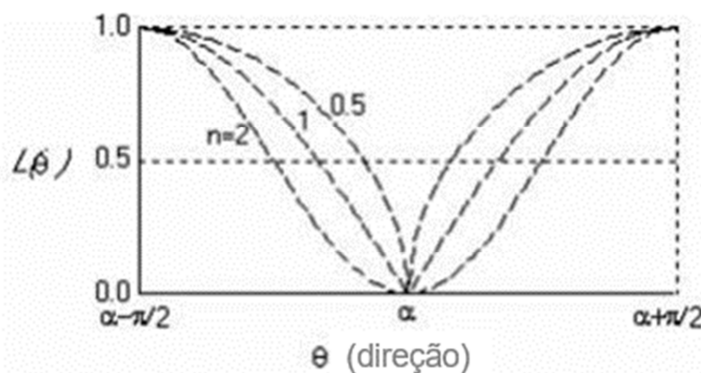
$$L(\mu, \nu) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad (16)$$

Para rejeitar a direção α ,

$$L(\mu, \nu) = 1 - \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad (17)$$

Para passar a direção α .

Figura 16 – Representação gráfica do filtro cosseno direcional.



Fonte: GEOSOFT, 2022.

4.1.3 Continuação para cima

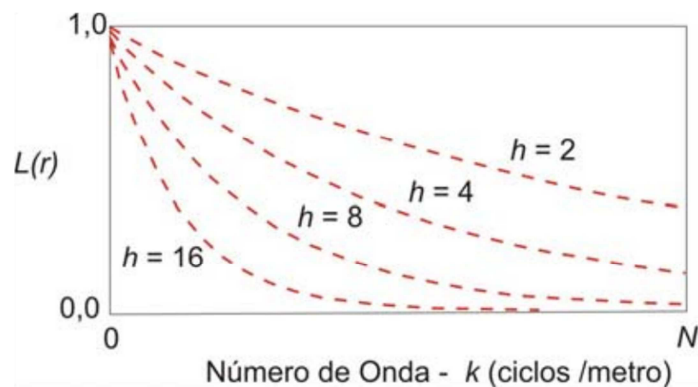
O filtro de continuação para cima tende a atenuar as anomalias de curto comprimento de onda (ou alta frequência), e manter aquelas de maior comprimento

de onda, dependendo da altura (z) de continuação. Essa ferramenta possibilita estimar a componente regional no processo de separação das anomalias com diferentes profundidades de origem, como mostrado na separação das anomalias gravimétricas, no mapa de separação do regional do residual Bouguer (Figura 17). O operador matemático que descreve esse filtro é dado por (Figura 17):

$$L(r) = e^{-2\pi hr} \quad (18)$$

Onde h é a distância de continuação.

Figura 17 – Gráfico da atenuação para diferentes parâmetros (h) do filtro de continuação para cima.

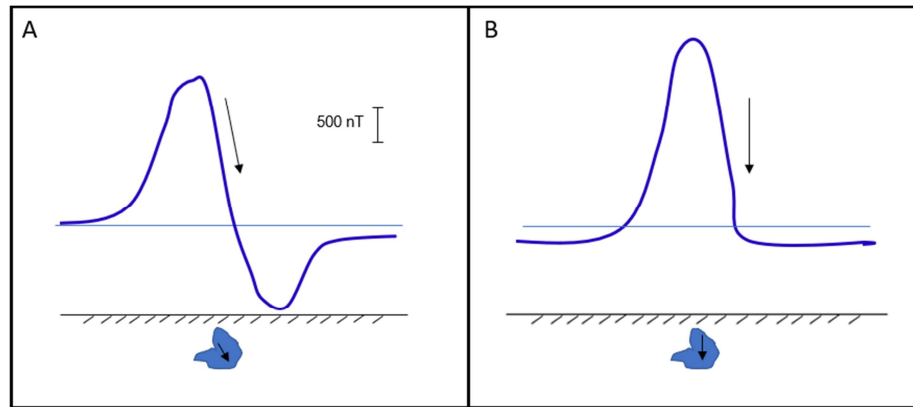


Fonte: Geosoft, 2022.

4.1.4 Redução ao Polo (RTP)

Uma transformação que facilita a interpretação das anomalias locais é a redução ao Pólo. Utiliza-se a relação de Poisson que relaciona o potencial magnético e o gravimétrico (BARANOV,1957). Basicamente, uma anomalia observada em qualquer latitude magnética pode ser transformada em uma anomalia como seria observada no pólo (Figura 18). A anomalia magnética reduzida ao Pólo (RTP), faz com que a anomalia causada por um corpo que é dipolar assuma características monopolar para ser interpretada, o que em termos qualitativos define melhor a posição da fonte causadora.

Figura 18 - Representação de uma anomalia magnética em uma latitude magnética intermediária em A, e em B anomalia magnética que seria observada no pólo.



Fonte: Autora, 2022.

4.1.5 Derivada Vertical

A derivada vertical foi aplicada aos dados para realçar fontes geológicas rasas. No caso de anomalias gravimétricas ou de anomalias magnéticas que devem estar reduzidas ao polo, o centro da anomalia é expresso por um máximo e as bordas por zeros. Matematicamente é definido por:

$$L(r) = r^n \quad (19)$$

Onde n é a ordem da derivada, e r é o número de onda angular (radianos), é um filtro no domínio do número de onda (Geosoft, 2022).

4.1.6 Modelagem Gravimétrica

A modelagem gravimétrica foi realizada usando o GM-SYS-2D. Essa Ferramenta do Geosoft considera a Terra em duas dimensões, a direção Z (profundidade) e a direção X (distância ao longo da linha da seção sísmica), como

um bloco variando de - σ ou + σ . A modelagem direta constituiu no processo de tentativa e erros dos parâmetros de densidades associados as diferentes litologias, com o intuito de minimizar o erro entre as curvas das informações observadas e calculadas, respeitando os limites da interpretação sísmica, utilizada como modelo de base.

4.2 Sísmica de reflexão

Foram utilizadas 5 linhas perpendiculares a linha de costa (linha 'Dip') e uma linha paralela (linha 'Strike'), que ao interceptar todas as linhas 'Dip', serviu como referência para o correto posicionamento dos horizontes identificados entre as linhas

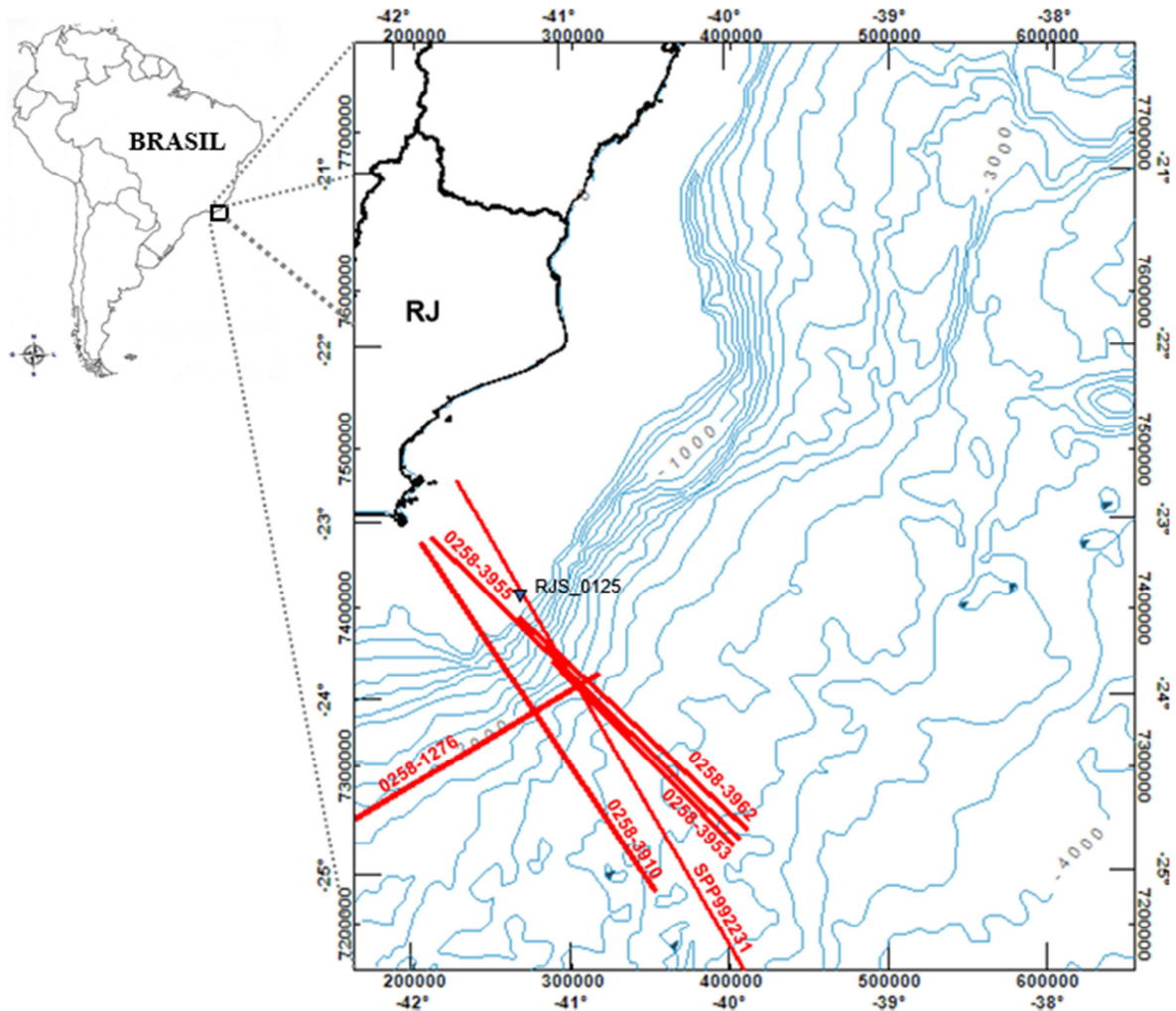
As linhas sísmicas utilizadas pertencem a três levantamentos 0258_2D_SPEC_BM_C (Bacia de Campos) e 0258_2D_SPEC_BM_S (Bacia de Santos), e 0259_SPP_2003 (Bacia de Campos), dados do perfil composto do poço RJS_125 (Latitude:-23°49', Longitude: -41°,22') disponíveis no banco de dados públicos da Agência Nacional do Petróleo (ANP), as linhas já processadas e migradas, com comprimento de 12 ms (TWT). A posição das linhas sísmicas dentro da área de estudo é apresentada em um mapa com curvas batimétricas (Figura 19), os "shape files" criados nesse trabalho foram confeccionados no programa livre QGis 3.2.2.

As linhas foram interpretadas no software DUG Insight versão 4.8, onde foi feito o controle de qualidade, possibilitando iniciar a interpretação no domínio do tempo. Foram identificados os principais horizontes, analisando as megassequências sedimentares ao invés das reflexões referentes a cada camada, como o fundo do mar, topo do sal, base do sal, sequência rifte, feições ígneas e o topo da crosta. Foi impossível pela sísmica distinguir o limite entre crosta e manto, devido a qualidade da sísmica disponível. A Moho foi obtida, com base na extensa literatura referente a Bacia de Campos e sua geologia (MOHRIAK et al. 2021; STANTON et al., 2019). A sísmica foi interpretada, utilizando os conceitos teóricos da sismoestratigrafia (MITCHUM et al.,1977; VAIL et al., 1987) e das feições ígneas (PLANKE et al., 2015).

Foram identificadas possíveis feições de rochas ígneas seguindo o critério descrito na literatura citada as quais foram validadas pelos métodos potenciais, de magnetometria e gravimetria.

A técnica de amplitude de volume, conhecida como TecVA (BULHÕES e AMORIM, 2005), também foi utilizada, destacando as sequências sísmicas que apresentam um grande contraste de impedância acústica, e potencial ocorrência ígnea. Este é calculado a partir da extração da raiz quadrada média da amplitude (RMS), e da aplicação de rotação de fase de 90° , da seção sísmica.

Figura 19 – Mapa da localização das linhas sísmicas (linhas em vermelho e poço em triângulo) na região do estudo, com curvas batimétricas (Etopo 1)



Fonte: A autora, 2022.

4.3 Métodos potenciais

Os dados do projeto 258 Campos e 258 Santos, fazem parte do banco de dados públicos da Agência Nacional do Petróleo (ANP). Os dados de magnetometria, fazem parte dos projetos APP270, adquirido em 1999 com espaçamento entre as linhas de 3000 m e direção de N30°W e dos projetos 0258 Campos e 0258 Santos com espaçamento entre as linhas e direções variáveis.

A malha criada na união dos diferentes projetos foi de 1000m x 1000m, utilizando a ferramenta GridKnit (sutura) do software Oasis Montaj, versão 9.5.

Os dados públicos de gravimetria altimétrica por satélite, obtida pelo site 'TOPEX' (SANDWELL e SMITH, 2009), foram utilizados na confecção do mapa de anomalia Ar-Livre, utilizando a ferramenta "seeker" do Oasis Montaj versão 9.5. Para os mapas de anomalia Bouguer, foram utilizados os dados do projeto 258 Campos (dados públicos da ANP).

4.3.1 Magnetometria

Para a confecção dos mapas desse trabalho foi utilizado uma célula de interpolação de 1000 x 1000 m, utilizando o algoritmo de mínima curvatura e, a ferramenta para processamento foi o MAGMAP do software Oasis Montaj. Os dados cedidos pela ANP já haviam passado por algumas correções básicas (remoção do IGRF, correção diurna), que foram verificadas através de um prévio controle de qualidade feito antes da confecção dos mapas, do Campo Magnético Anômalo (CMA), e do filtro para a geração do mapa do Campo Reduzido ao Polo (RTP) (Figuras 17 e 18)

Para o cálculo da Redução ao Polo, primeiramente foi aplicado um filtro para remover as altas frequências do grid do Campo Magnético Anômalo (CMA) que se sobrepunham aos dados, e um filtro de cosseno direcional, na redução foram utilizados os valores da inclinação magnética de $-42,7^\circ$, e declinação de -10° , esses valores são valores médios encontrados para os diques do Arco de Ponta Grossa, do trabalho de Raposo e Ernesto (1995), que corresponde ao mesmo período do episódio magmático ocorrido na Bacia de Campos.

O mapa de anomalia magnética Reduzido ao Polo (RTP)(BARANOV,1975), foi calculado para eliminar o caráter dipolar das anomalias, situado sobre seus corpos causadores, e utilizado como ferramenta auxiliar na interpretação sísmica (Figura 18).

O mapa com continuação para cima 10 km (Figura 19), confeccionado a partir do RTP para eliminar as fontes magnéticas de curto comprimento de onda, provenientes de corpos rasos (SPECTOR; GRANT, 1970).

O mapa da primeira derivada vertical (Figura 20) foi calculado a partir do RTP, com a finalidade de realçar os trends estruturais e fontes geológicas rasas.

4.3.2 Gravimetria

Os dados de gravimetria altimétrica foram utilizados para a confecção do mapa de anomalias Ar-Livre e para a modelagem gravimétrica direta 2D. Os dados utilizados na confecção dos mapas de Anomalia Bouguer foram fornecidos pela ANP oriundos do Projeto 258 Campos.

Foi aplicado um filtro nos dados Bouguer para separar o regional do residual, para a remoção desse “*trend*”, o valor utilizado foi de 25 km, seguindo os cálculos disponíveis na literatura (SPECTOR e GRANT, 1970), que corresponde ao valor seguro de profundidade para não sofrer influências dos longos comprimentos de onda, gerados pela descontinuidade de Mohorovicic (Moho).

Para a modelagem gravimétrica foi utilizado a ferramenta GM-SYS 2D, do Oasis montaj. Essa ferramenta considera a terra em duas dimensões, sendo x a direção da extensão de cada unidade ou bloco plana e, variando de $-\infty$ ou $+\infty$, e a outra dimensão a direção Z, que é a profundidade da unidade ou bloco.

Na modelagem, os horizontes sísmicos em tempo foram utilizados como referência, na construção do modelo, e os valores de densidade utilizados foram compilados através da Literatura e de trabalhos anteriores na região, como em Rigoti (2015), Kearey et al. (2009) e Zalán et al. (2011).

A tabela 2 apresenta os valores médios de densidade utilizadas na construção do modelo gravimétrico. A coluna de densidade para algumas litologias apresenta mais de um valor, para ajuste da modelagem, onde haviam variações laterais de densidade no terreno.

Tabela 2 – Valores médios de densidade (g/cm^3) utilizados na criação do modelo gravimétrico de acordo com o intervalo litológico

LITOLOGIA	DENSIDADE MÉDIA (G/CM^3)
ÁGUA	1,03
DRIFTE	2,27 / 2,3 / 2,4
SAL	2,1
ÍGNEA	2,82 / 2,99
SEDIMENTOS PRÉ-SAL	2,66 / 2.
CROSTA CONTINENTAL	2,74 / 2,77
MANTO	3,2

Fonte: Autora, 2022

5 RESULTADOS

Este capítulo apresenta os resultados desse trabalho, na seguinte ordem: magnetometria, gravimetria, seguido por reflexão sísmica e a modelagem gravimétrica 2D.

Todas as seções sísmicas são acompanhadas por um pequeno mapa Magnético Reduzido ao Pólo (RTP), com a respectiva linha sísmica plotada, indicando sua posição na bacia e o perfil RTP extraído do mapa, sobre a linha.

Foi identificada uma extensão média de 40 km, para a região do alto externo de Cabo Frio nas seções sísmicas, considerando a região onde o embasamento visivelmente aparenta estar mais elevado e com material ígneo aparente, que é suportado pelos picos de amplitudes do perfil magnético reduzido ao Pólo-RTP, sobre a linha.

5.1 Magnetometria

Nos mapas de anomalias magnéticas, as cores quentes, indicam anomalias magnéticas com valores positivos altos, em oposto os tons frios, que correspondem aos valores gradualmente negativos.

Primeiramente foi gerado o mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) (Figura 20), com valores de pico máximo em torno de 210 nT, uma feição linear que se estende por toda a linha de costa da margem sudeste brasileiro, orientado na direção NE-SW. conhecido na literatura como Alto Magnético de Campos (AMC) (STANTON et al., 2010). Na porção mais a leste do mapa as anomalias apresentam formas irregulares, arredondadas e isoladas, com valores em torno de 127 nT.

É interessante ressaltar o acentuado gradiente magnética que ocorre, entre o lineamento magnético (AMC), e o padrão não linear, mais difuso com valores mínimos ocorrendo entre o lineamento e a linha de costa, encontra-se o Gráben São João da Barra.

O padrão magnético da porção distal, após o Alto Magnético de Campos (AMC)(STANTON et al., 2019) é bem diferente da forma das anomalias magnéticas

entre o continente e o mesmo, com curto comprimento de onda, e formas arredondadas, distribuídas aleatoriamente sobre a região, por estar grande parte após as “Continental Ocean Boundaries” COBs de Torsvik et al., 2009 e Stanton et al., 2019, apresenta o padrão magnético da transição entre crosta continental para crosta oceânica e da própria crosta oceânica.

A partir do CMA, obteve-se o mapa do Campo Magnético Reduzido ao Polo (RTP) (Figura 21), que apresenta uma anomalia circular positiva, com magnetização elevada em formato circular, que atinge valores em torno de 256 nT (círculo quadriculado branco), que segundo estudos de Alvarez (2021), trata-se do embasamento rotacionado devido a inflexão que ocorre no prolongamento da estrutura associada com o lineamento Vitória _Colatina e a zona de cisalhamento Colatina, mudando de direção.

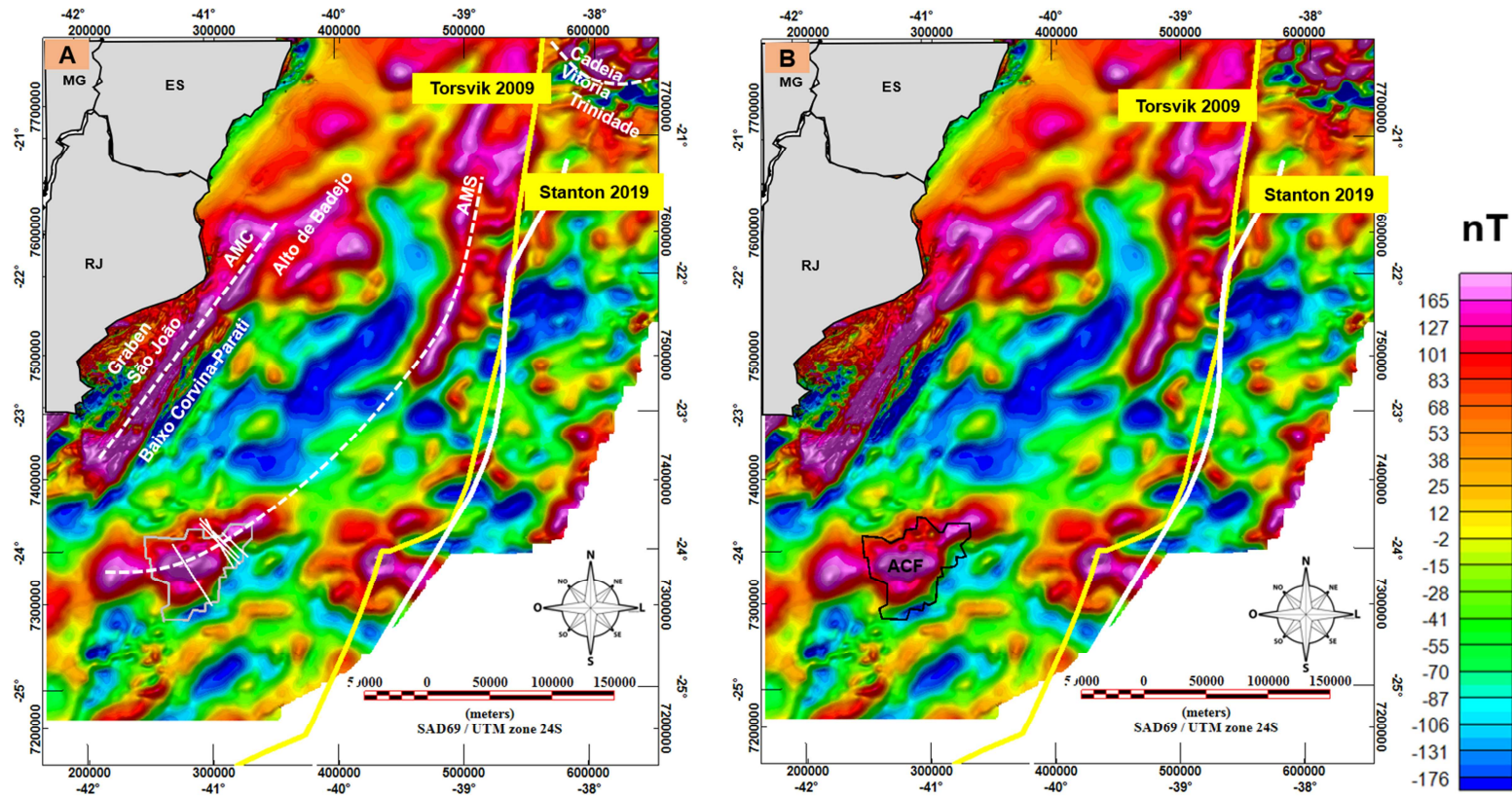
O Alto Magnético de Campos (AMC) (STANTON et al., 2010), apresenta, uma aparência de rugosidade, que revela o padrão da superfície do embasamento, que por estar mais alto, contribui para valores maiores de anomalia magnética nessa região, em torno de 360nT.

O mapa do Campo Magnético Anômalo RTP continuado para cima (Figura 23), apresenta valores em torno de 207nT, chegando até aproximadamente 240 nT ao longo dos dois principais lineamentos da Bacia de Campos, nomeados em trabalhos anteriores, o AMC e AMS (STANTON et al., 2010, 2019) e da feição circular (ALVAREZ et al., 2021), revelando a origem profunda dessas fontes, pois o filtro aplicado de continuação para cima de 10 km eliminou as fontes magnéticas rasas, de baixo comprimento de onda. Observa-se nesse mapa (Figura 22) uma diferença no ângulo da direção (NE – SW), entre as anomalias magnéticas lineares e transversais a linha de costa (AMC e AMS).

O mapa da primeira derivada vertical (Figura 23) pode fornecer informações estruturais importantes, salientando estruturas com pequenos comprimentos de ondas como em altos estruturais da base da fase rifte, através das diferenças nos valores das amplitudes magnéticas (pares negativo e positivo) associadas a estruturas como falhas (CHANG et al.,2006). A combinação entre a parte positiva e a sua correspondência negativa, definem a possibilidade da presença de uma falha sobre a região negativa do par. A derivada vertical foi gerada a partir dos dados magnéticos reduzido ao polo (RTP), inferindo posições onde ocorre falhas próximas

a borda do limite do ACF externo e próximo do lineamento magnético AMC, que podem ser observadas nos modelos gravimétricos gerados (Figuras 32 e 33).

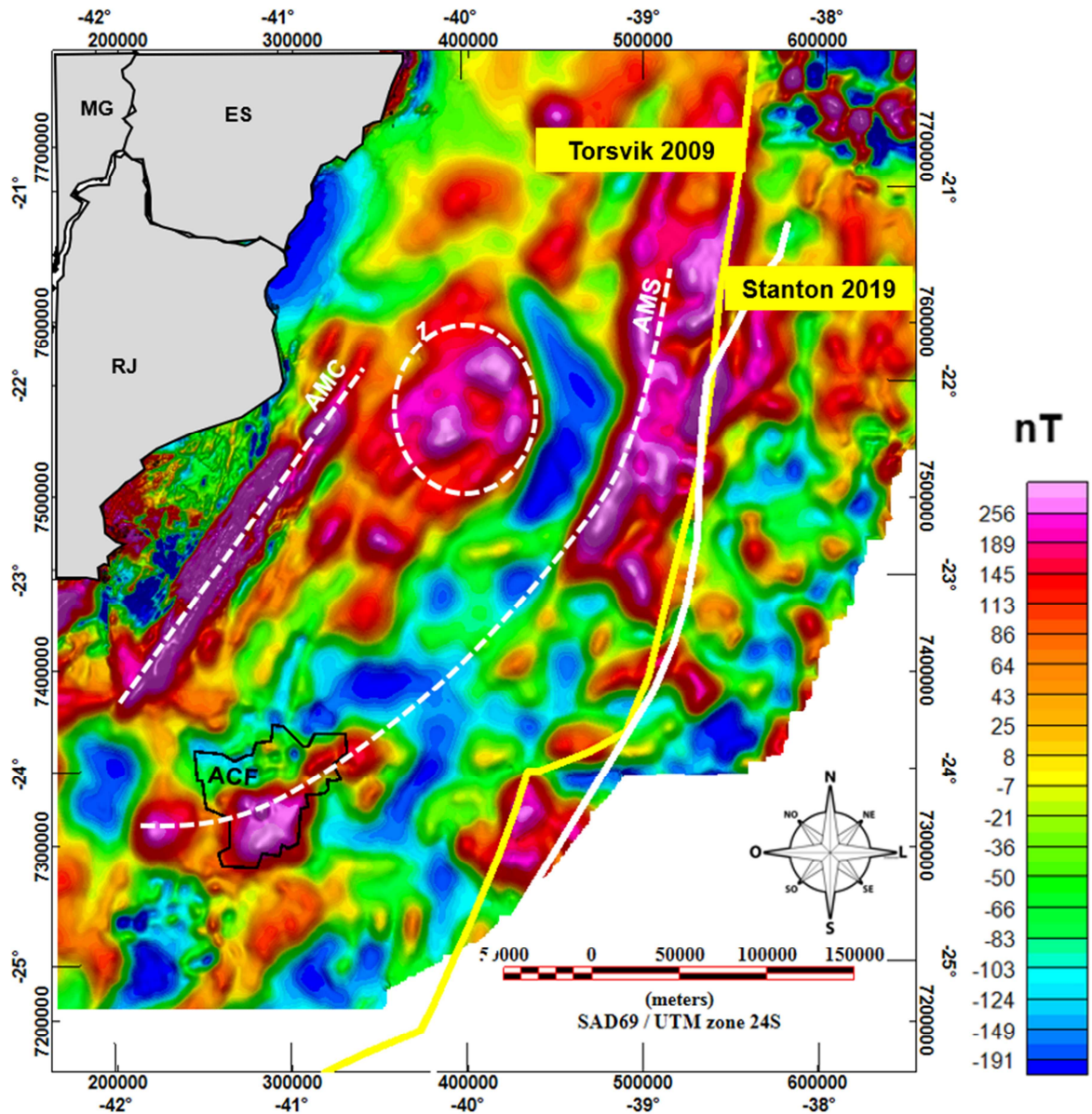
Figura 20- Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), com a delimitação do Alto de Cabo Frio (ACF) de Mohriak (2021) em A, do trabalho atual em B



Legenda: Alto Magnético de Campos – AMC, Alto Magnético do Sudeste – AMS, ambos em pontilhado branco no mapa; algumas das principais estruturas tectônicas (Gráben Barra São João, Alto de Badejo, Baixo Corvina-Parati e Cadeia Vitória Trindade); linhas contínuas amarela e branca representam a ‘Continental Ocean Boundary – COB’, respectivamente de Torsvik 2009 e Stanton et al. (2019); Linhas brancas da interpretação sísmica delimitando o alto do embasamento, dentro do limite do ACF (em cinza claro), do trabalho de Mohriak et al., (2021), ACF no mapa B atualizado a partir dos resultados obtidos.

Fonte: Autora, 2022.

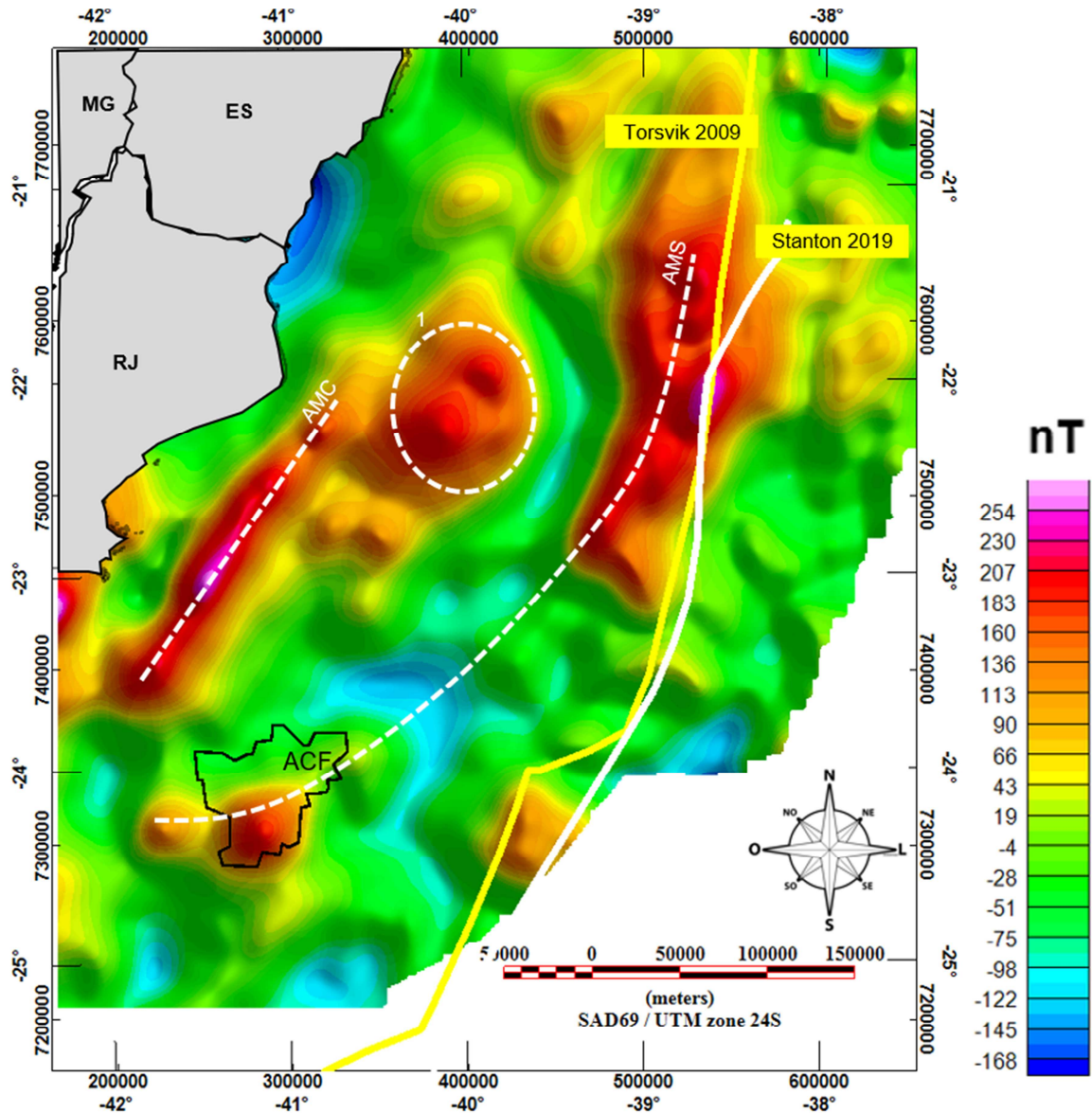
Figura 21– Mapa do Campo Magnético reduzido ao Polo (RTP).



Legenda: O pontilhado branco destaca a forma linear e a direção (NE-SO) das duas anomalias magnéticas lineares conhecidas como Alto Magnético de Campos (AMC) e o Alto Magnético do Sudeste (AMS) (STANTON et al. 2010, 2019), o círculo pontilhado (1) destaca a feição magnética em forma circular.

Fonte: Autora, 2022.

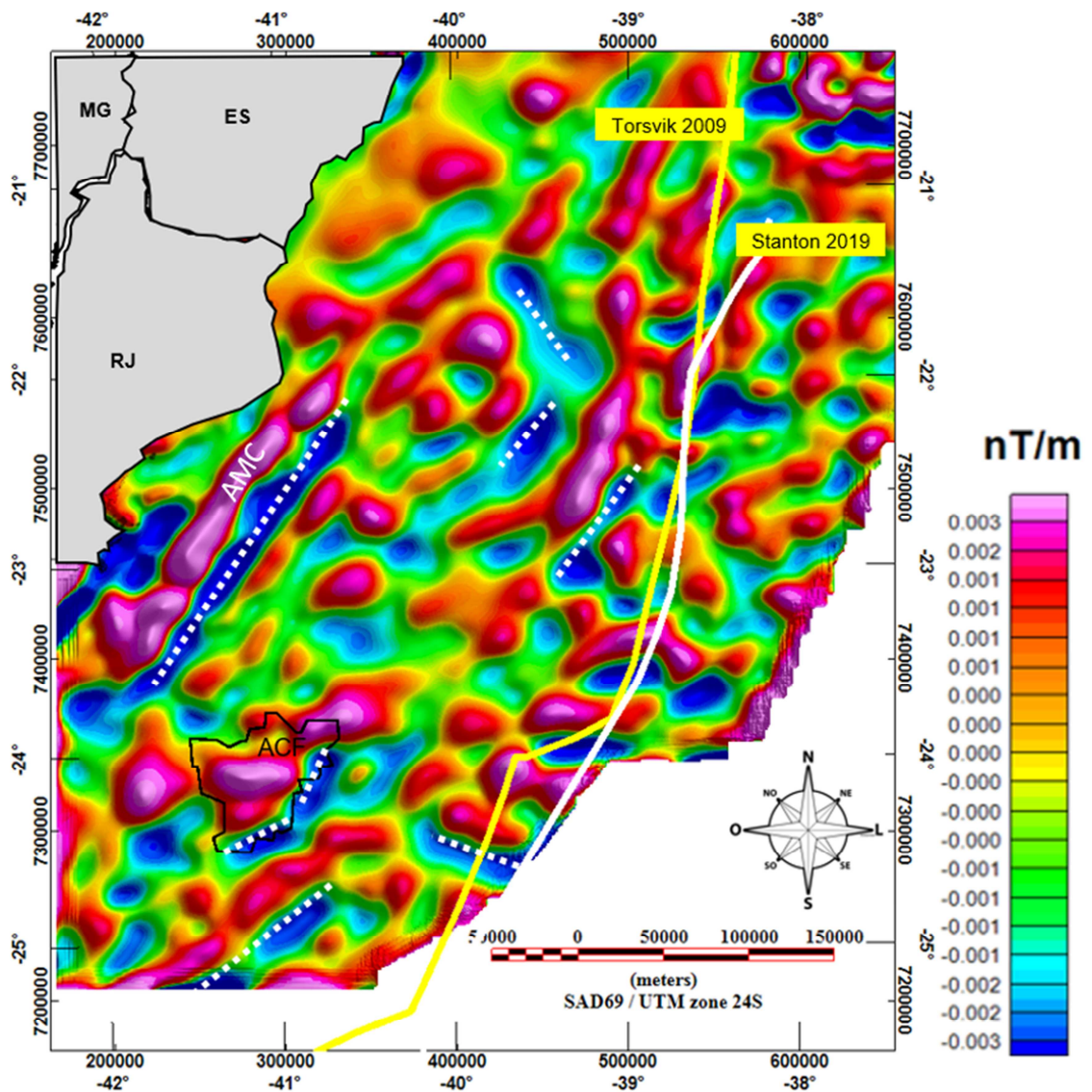
Figura 22 – Mapa do Campo Magnético reduzido ao Polo com continuação para cima (10Km).



Legenda: O pontilhado branco no mapa destaca a forma linear e a direção das anomalias magnéticas. Essas anomalias magnéticas lineares do mapa representam fontes mais profundas, uma vez que o filtro aplicado eliminou as fontes magnéticas rasas.

Fonte: Autora, 2022.

Figura 23 – Mapa da primeira derivada vertical, com as falhas geofísicas inferidas, e identificação das principais estruturas tectônicas.



Legenda: As linhas tracejadas representam as falhas inferidas pela magnetometria sobre o meio dos pares, positivos e negativos do campo magnético anômalo total, após aplicar o filtro de primeira derivada vertical.

Fonte: Autora, 2022.

5.2 Gravimetria

O mapa gravimétrico da anomalia Ar Livre (Figura 24), permite observar um alto gravimétrico contínuo em toda a extensão próximo à linha de costa, com valores em torno de 50 mGal e de direção SW-NE. Coincidentemente esse alto gravimétrico está posicionado na mesma localização do Alto Magnético de Campos (AMC) (STANTON et al., 2010), observado nos mapas magnéticos, entre as Figuras 17 e 18, ele reflete bem a topografia da região, onde a resposta gravimétrica referente a plataforma continental, contribui nesse aumento de valor da gravidade, pois o embasamento está mais raso nessa região (Figura 24). A partir do final do talude, na região central da bacia, observa-se baixos gravimétricos, com valores em torno de -25 mGals a -53 mGals, que representam depocentros da bacia, e onde se pode notar que as anomalias gravimétricas não possuem uma forma regular. Na parte mais distal observa-se um segundo lineamento positivo, mas não tão contínuo, com uma forma menos regular e com amplitudes menores, em torno de 14 mGals. Uma anomalia gravimétrica positiva, com valor em torno de 50 mGals, na parte nordeste do mapa corresponde ao Banco Besnard, da cadeia vulcânica de Vitória Trindade.

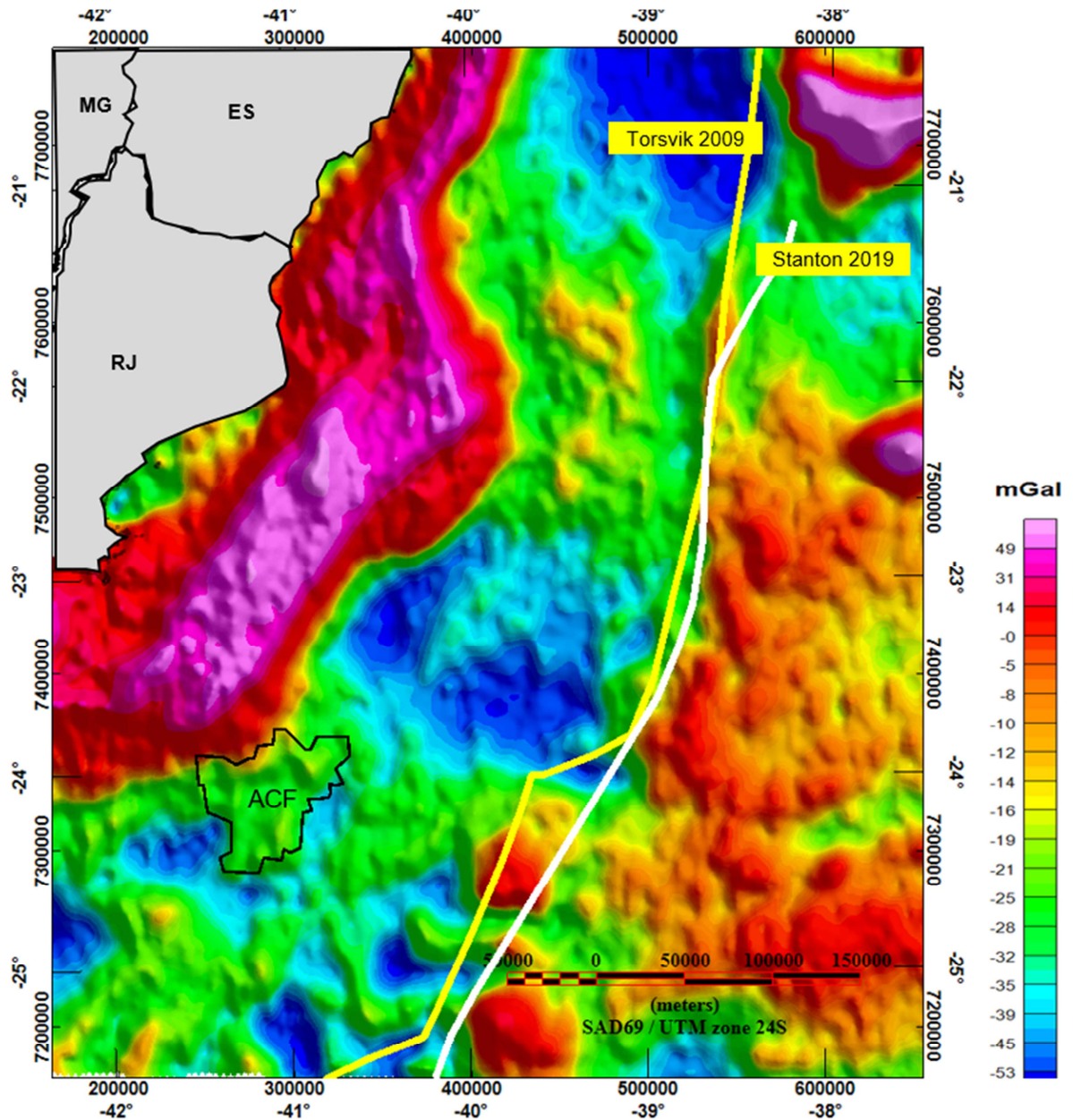
No mapa gravimétrico da primeira derivada vertical da Anomalia Ar-Livre (Figura 25), é possível observar a variação das amplitudes das anomalias com formas irregulares, possibilitando distinguir três regiões distintas da crosta, denominadas A1, nessa região há o predomínio de valores mais elevados de anomalia gravimétrica e com forma linear, acompanhando a linha de costa, que limita a plataforma com sedimentos siliciclásticos oriundos do continente; em A2 ocorre um padrão de anomalias irregulares com uma amplitude maior entre os valores mínimos e máximos, uma região onde o embasamento está mais profundo e coincide com a região delimitada em outros trabalhos, como sendo a região onde encontra-se a camada de sal do Pré-Sal (MOHRIAK, 2009, 2012) e por ter uma crosta continental mais estendida. Em A3 o padrão das anomalias irregulares assume formas maiores nas anomalias positivas e o gradiente entre os valores é menor, revelando um menor contraste decrescente entre as anomalias, que a área 2.

No mapa de Anomalia Bouguer total (26 A, Figura 26), antes da separação entre o regional e o residual, que é feito aplicando um filtro de continuação para cima (26B, Figura 26), nessa região foi utilizado o valor de 25km, os valores das

anomalias gravimétricas são muito elevados, e com longos comprimentos de onda, refletindo características de uma fonte profunda (Moho), com valor de anomalia gravimétrica variando na parte mais proximal em torno de 127 mGals e na região mais distal em torno de 39 mGals.

O mapa da Anomalia Bouguer Residual (26 C, Figura 26) refletem corpos mais rasos, com um alto gravimétrico que acompanha a linha de costa em formato alongado e linear, com valores em torno de 13 mGals, uma de inflexão com valores mais negativos de anomalia gravimétrica, em torno de -14 mGals, refletindo uma estrutura onde o topo do embasamento está mais baixo. Ele representa bem as espessuras do embasamento, revelando o afinamento (na cor azul).

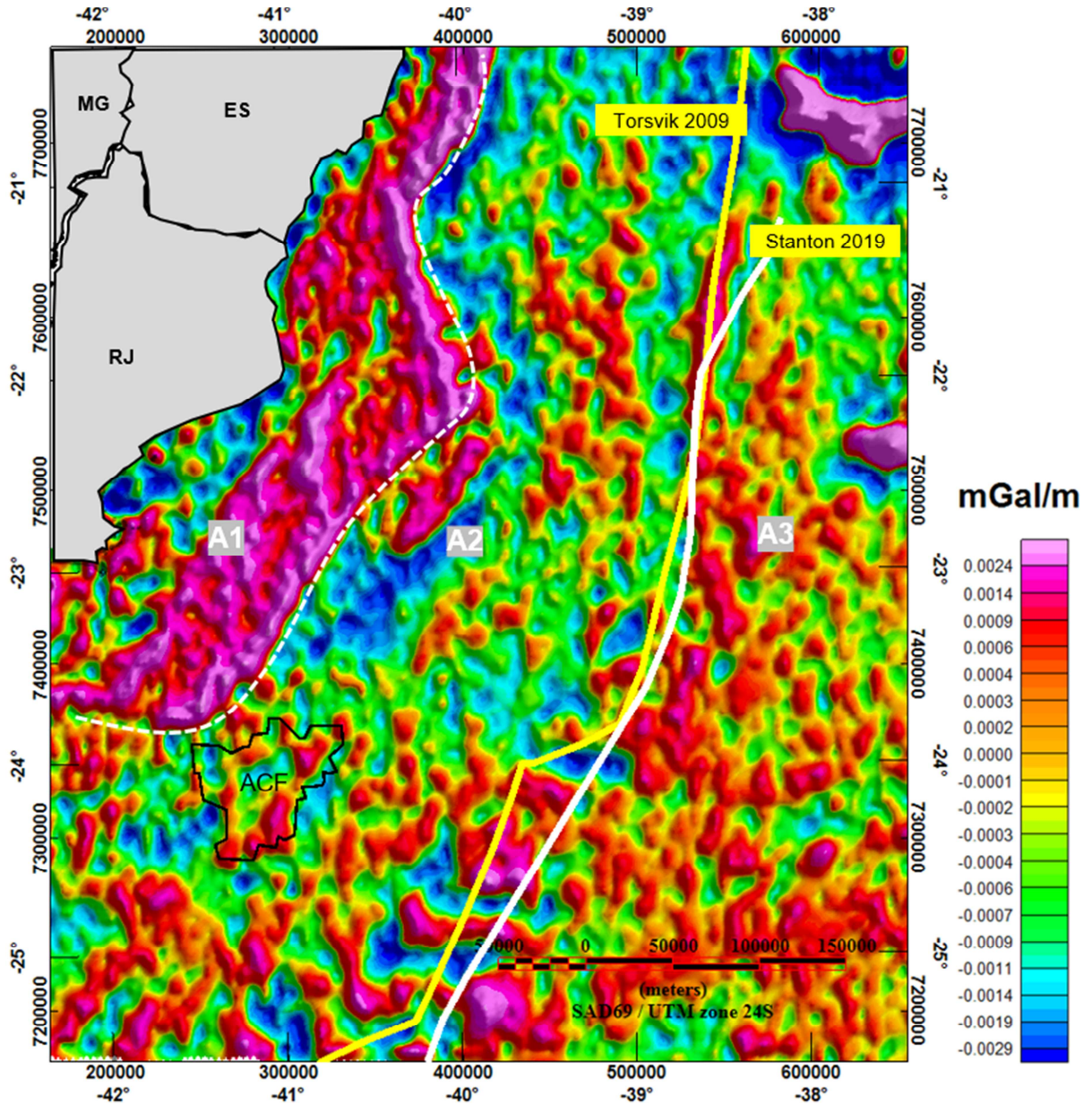
Figura 24– Mapa gravimétrico da Anomalia Ar-Livre



Legenda: As linhas branca e amarela, representam a 'Continental Ocean Boundary' (COB), de Stanton et al. (2019) e Torsvik et al. (2009) respectivamente; limites do ACF.

Fonte: Autora, 2022.

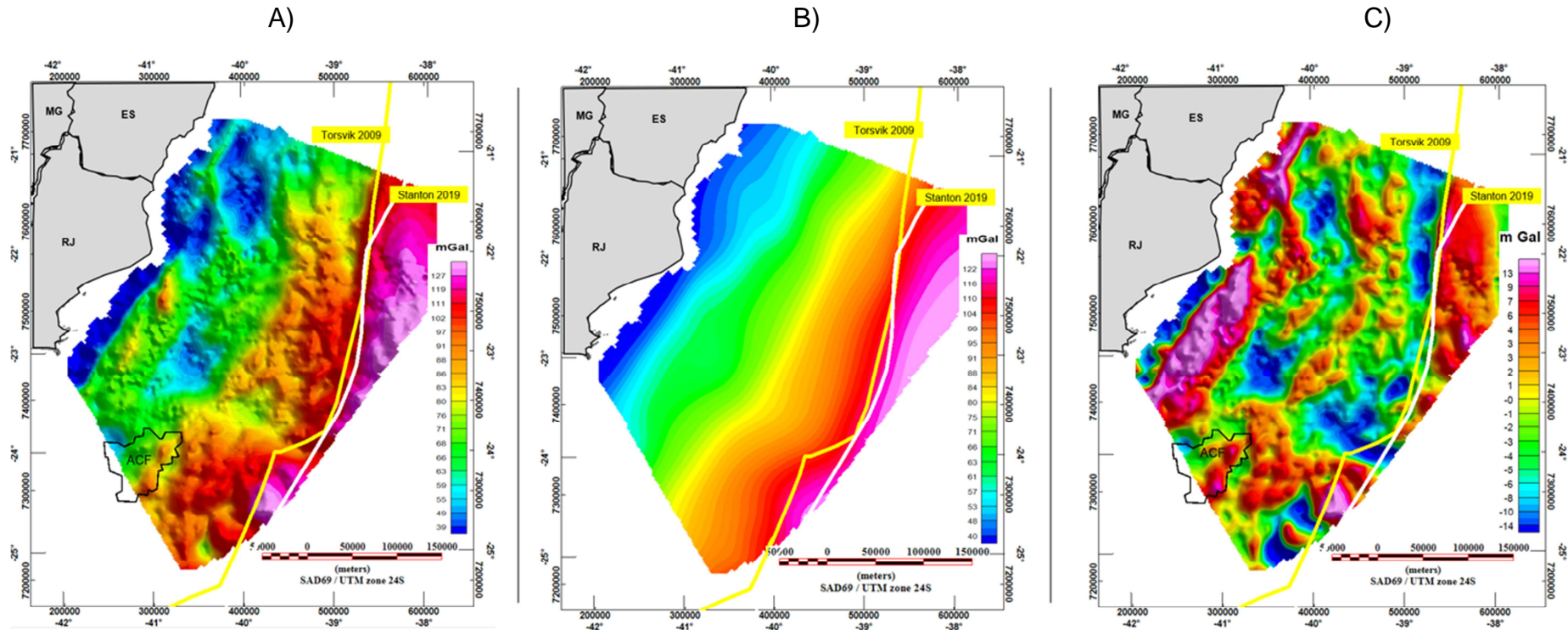
Figura 25 – Mapa Gravimétrico da primeira derivada vertical da Anomalia Ar livre



Legenda: As linhas branca e amarela, representam a 'Continental Ocean Boundary' (COB), de Stanton et al. (2019) e Torsvik et al. (2009) respectivamente. A leste da COB ocorre crosta oceânica.

Fonte: Autora, 2022.

Figura 26 - Mapa da Anomalia Bouguer da bacia de Campos, Bouguer total (A), Filtro (B), Anomalia Bouguer Residual (C).



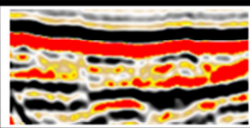
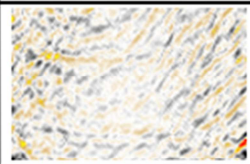
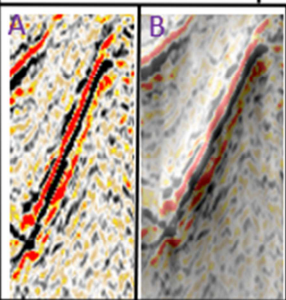
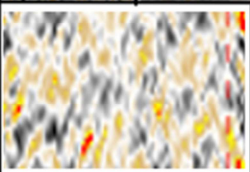
Legenda: As linhas branca e amarela, representam a 'Continental Ocean Boundary' (COB), de Stanton et al. (2019) e Torsvik et al. (2009) respectivamente. A leste da COB ocorre crosta oceânica.

Fonte: Autora, 2022.

5.3 Interpretação sísmica

A interpretação dos horizontes e feições ígneas foram realizadas segundo os critérios existentes na literatura e apresentados nesse trabalho (Figuras 13, 14 e 15) e baseado em trabalhos anteriores de Guardado et al. (2000), Stanton et al. (2019) e Mohriak et al. (2021). Um quadro (Quadro 1) com as feições mais comuns encontradas em todas as linhas analisadas nesse estudo é apresentado a seguir.

Quadro 1 – Exemplificação das principais sismofáceis analisadas nesse trabalho

Fáceis Sísmicas	Características dos refletores e interpretação
	Camada sedimentar : sismofáceis contínuas plano paralelas na superfície, hummocky no centro, base paralela, suavemente contorcida (subparalelas), baseado na descrição de Mitchum Jr. et al. (1977).
	Sal : Alta refletividade, refletores caóticos, semi transparentes a transparente .
	Ígnea : Alta amplitude, formato regular , destacado em relação á rocha encaixante (nesse exemplo uma soleira), e ao aplicar o atributo sísmico TecVA de Bulhões e Amorim (2005), a rocha ígnea se destaca do plano da imagem (B).
	Embasamento : Sismofáceis caóticas e homogêneas; maciço e sem continuidades.

Fonte: Autora, 2022.

Algumas feições ígneas podem apresentar os refletores com textura homogênea (cone vulcânico, Figura 28A) e algumas vezes semitransparente, muito parecido com as características do sal, mas os picos com amplitudes maiores no perfil magnético RTP, auxiliam na diferenciação do material ígneo.

Na linha sísmica SPP992231 (Figura 27) a sequência sedimentar inferior ao horizonte do fundo do mar até o topo do sal apresenta os refletores internos plano paralelo, acompanhando o acamamento sobre a superfície dos extratos mais velhos. O sal foi identificado por apresentar uma aparência homogênea e quase

transparente, (Figura 28B). É identificada uma feição cônica (28 A, Figura 28) preenchida por material ígneo (identificado pelo perfil composto do poço RJS-125), com valor de anomalia magnética de aproximadamente indicando uma perturbação de possível fluido hidrotermal nos estratos superiores, como já observado em trabalhos anteriores (ALVARENGA et al., 2016; PLANKE et al., 2005).

A direita do cone vulcânico (Figura 28) observar-se que ocorreu um desmoronamento de sedimentos, que possivelmente está relacionado com os movimentos distencionais da bacia, assim como o conjunto de falhas próximas do local. Pequenos domos de sal chamados de “pillow” ou almofadas, aparecem logo acima do Alto Externo do Cabo Frio (28B, Figura 28); na parte distal da bacia, o sal forma grandes paredões ou muralhas. Entre as almofadas de sal, podemos observar a formação de pequenas e inúmeras mini bacias (m1, m2, m3, m4). As rochas ígneas apresentam como um refletor de polaridade positiva e alta amplitude (traço preto) como a soleira apresentada no Quadro 1, assim como o horizonte correspondente ao fundo do mar, também apresenta - se como um refletor de alta amplitude positiva (preto) e continuo (camada sedimentar, Quadro 1).

Em todas as seções sísmicas, o perfil magnético RTP apresenta um pico de amplitude na porção proximal da bacia, onde o embasamento se apresenta mais raso.

O embasamento por apresentar sismofáceis homogêneas/ caóticas dificultou a delimitação da ígnea em seu topo, pois não houve contraste de impedância entre essas duas litologias, na região delimitada do Alto Externo do Cabo Frio. A extensão média entre todas as sísmicas apresentadas (Figuras 27, 29,30 e 31) para o alto Externo de Cabo Frio foi de aproximadamente 45 km.

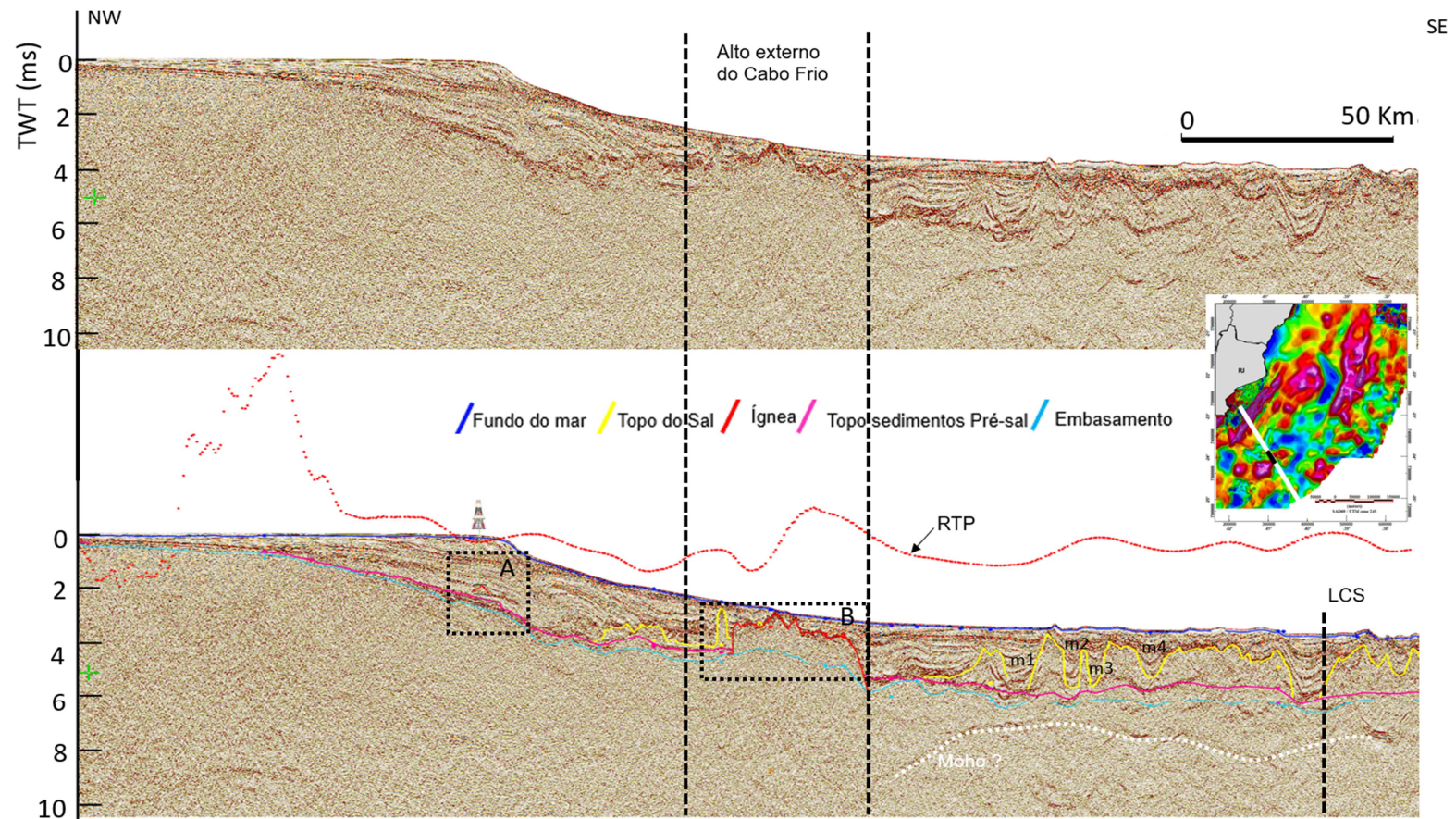
A linha 0258-3955 (Figura 29) apresenta praticamente só a camada de sedimentos Drifte sobre o Alto Externo do Cabo Frio, um pequeno domo de sal é interpretado na porção noroeste da região, suportado pelo perfil magnético (RTP).

A linha 0258-3910 (Figura 30) apresenta o Alto Externo do Cabo Frio com maior extensão de rocha ígnea no seu topo, e sem a presença de sal, somente sedimentos Drifte, topografia mais acidentada com uma pequena porção de sedimentos Pré-Sal na porção NW da feição.

A linha 0258-3962 (Figura 31) dentro de todas as linhas analisadas, apresenta maior extensão, cerca de 60 km coberta por rochas ígneas e sustentada pelo perfil magnético sobre a linha.

A linha 0258-3953 (Figura 33) apresenta camada de sal com pequena porção de sedimentos Pré-Sal na sua base. Nessa linha sísmica o Alto Externo do Cabo Frio atinge a sua maior altura em relação ao horizonte do fundo do mar.

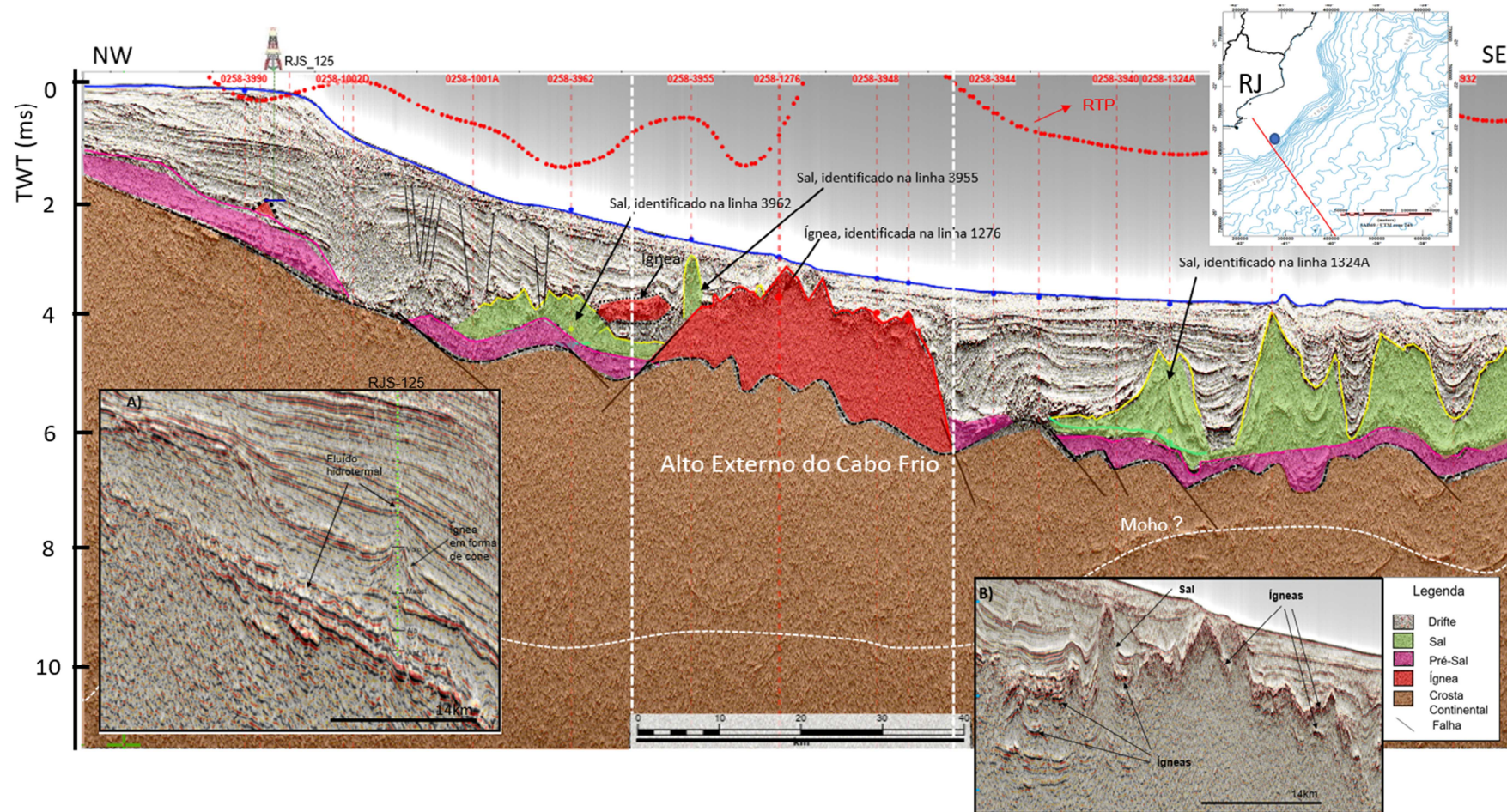
Figura 27 – Seção Sísmica linha SPP992231, sem interpretação (a), e com interpretação (b)



Legenda: seção sísmica na região do Alto Externo de Cabo Frio (25 B), material ígneo sobre a porção elevada do embasamento em vermelho; (25 A) cone vulcânico identificado na seção, compatível com descrição de rocha ígnea, no perfil composto do poço RJS_0125(1); m1, m2, m3, m4, mini bacias entre as almofadas de sal; perfil magnético reduzido ao Pólo (RTP) em vermelho pontilhado, feição sísmica (calha preenchida por sedimentos) do lineamento Cruzeiro do Sul (LCS).

Fonte: Autora, 2022.

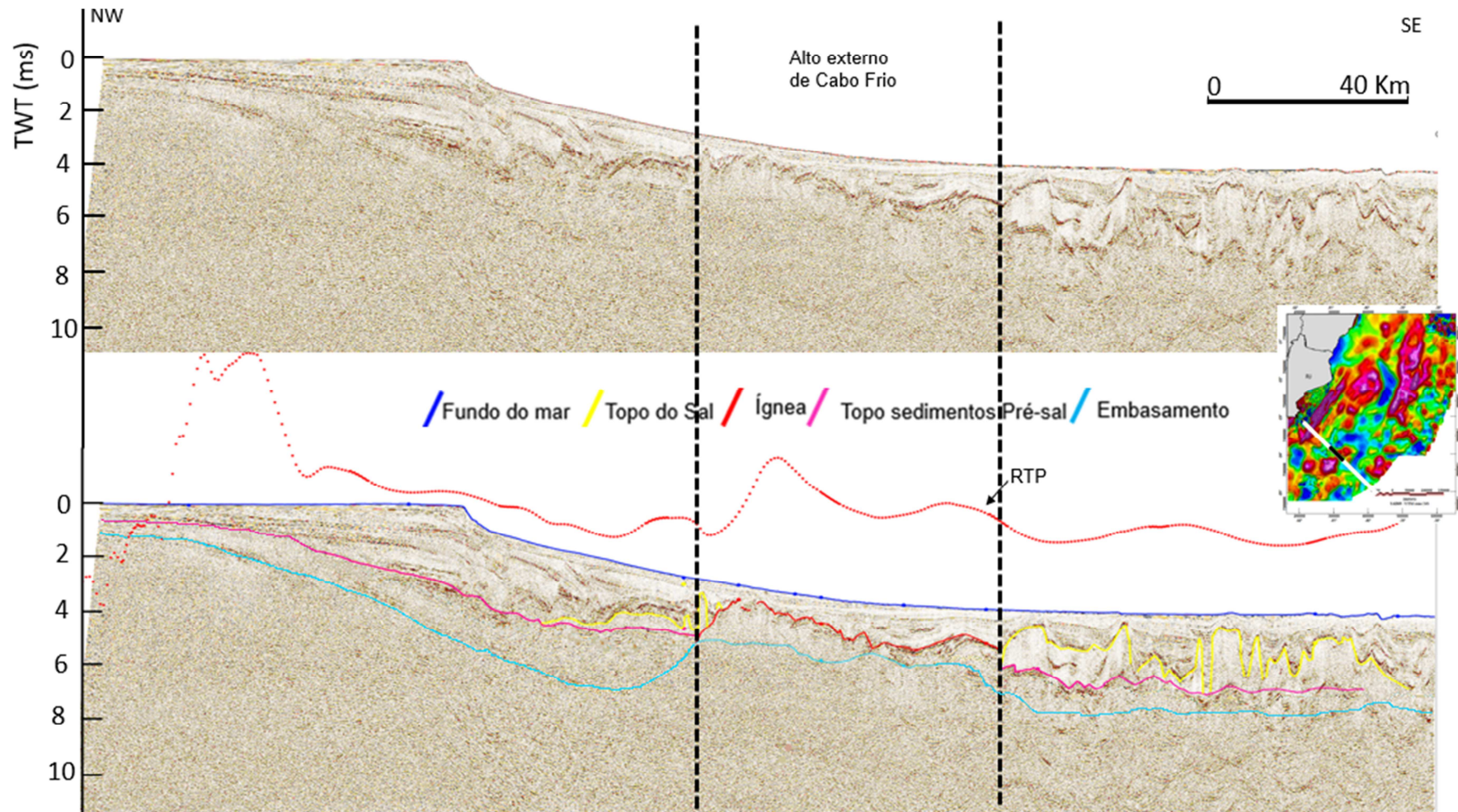
Figura 28 – Detalhes de trecho da linha sísmica (com TecVA) da figura 27 (A e B) interpretada com a localização da linha e do poço (RJS-125) na Bacia de Campos



Legenda: Cone vulcânico e fluidos termais na ampliação A; ígneas em formato de pires e domo de sal em B; em tracejado vermelho, linhas do projeto 0258_2D_SPEC_BM_C, que interceptaram a linha SPP992231 e confirmam a posição dos horizontes interpretados.

Fonte: Autora, 2022.

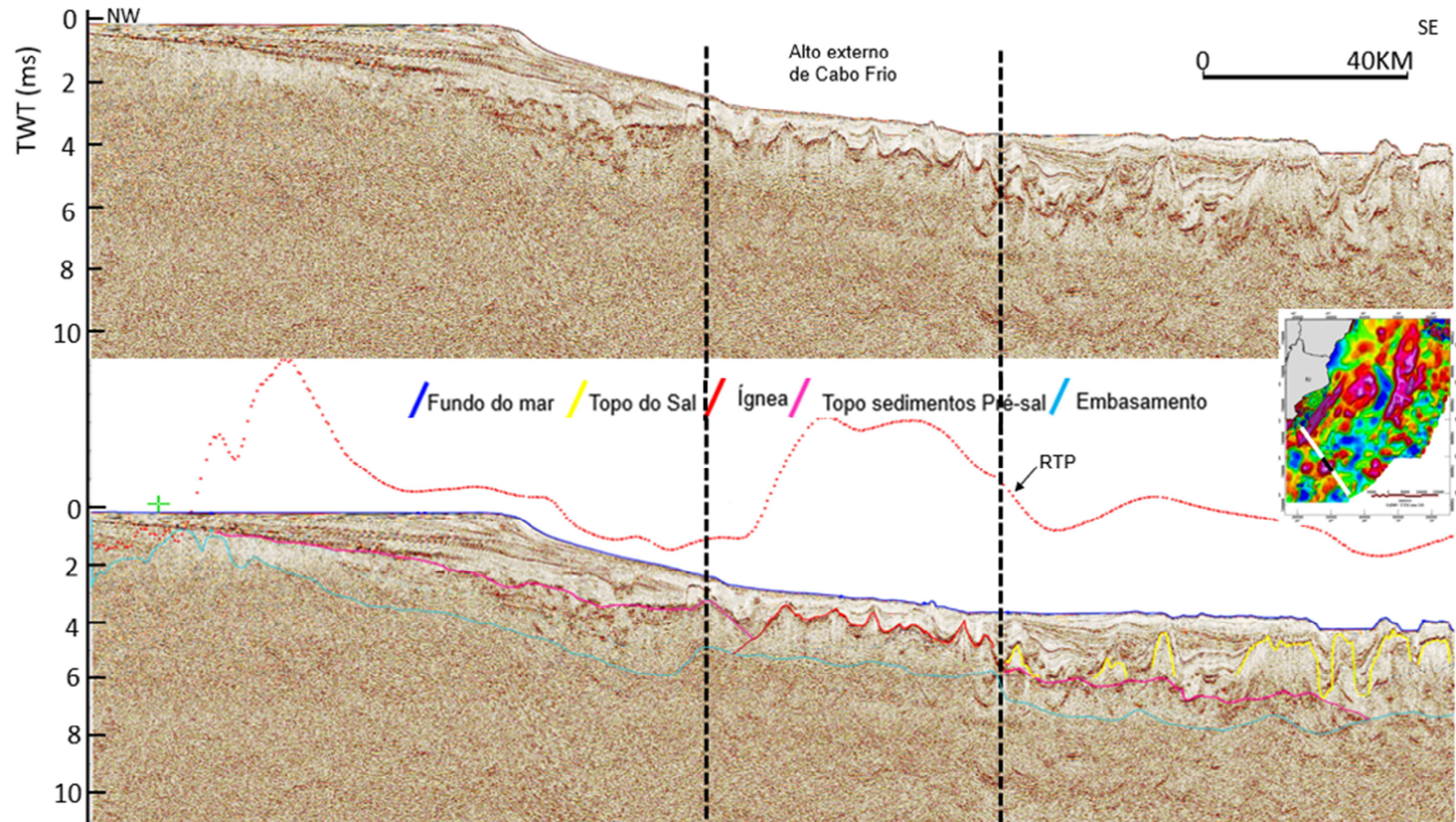
Figura 29 – Seção Sísmica linha 258-3955, sem interpretação e com interpretações, os horizontes foram propostos baseado em estudos anteriores de Guardado et al. (2000) e Stanton et al. (2019).



Legenda: Em vermelho pontilhado sobre a seção sísmica interpretada, o perfil magnético reduzido ao Pólo – RTP; mapa RTP com a localização da linha.

Fonte: Autora, 2022.

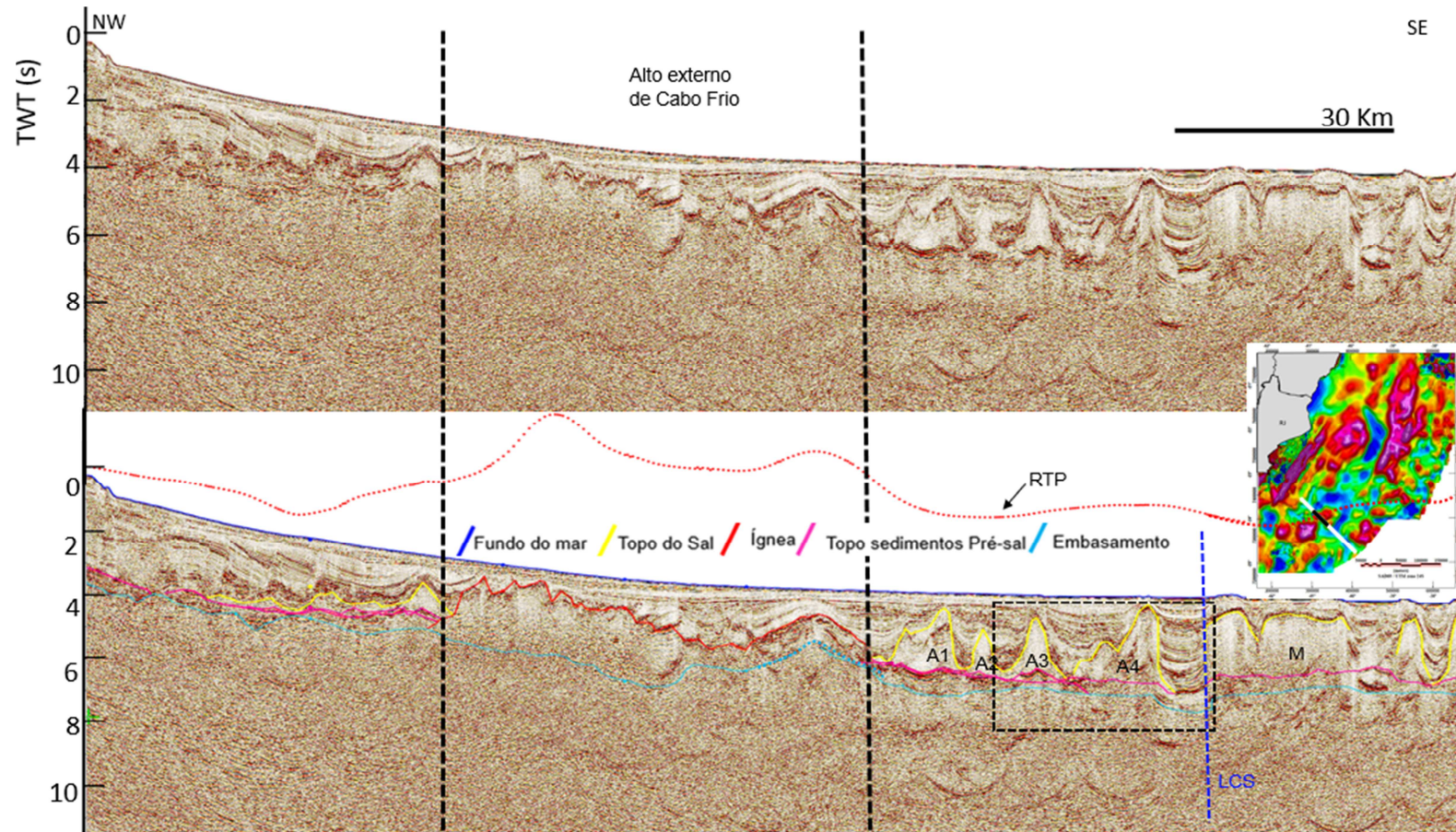
Figura 30 – Seção Sísmica linha 0258-3910, sem interpretação, e com interpretação, os horizontes foram propostos baseado em estudos anteriores de Guardado et al. (2000) e Stanton et al. (2019).



Legenda: Em vermelho pontilhado sobre a seção sísmica interpretada, o perfil magnético reduzido ao Pólo – RTP; mapa RTP com a localização da linha.

Fonte: Autora, 2022.

Figura 31 – Seção Sísmica linha 0258-3962, sem interpretação, e com interpretação; os horizontes foram propostos baseado em estudos anteriores de Guardado et al. (2000) e Stanton et al. (2019).



Legenda: A1, A2, A3 e A4 são Almofadas de sal; M é uma Muralha de sal; lineamento Cruzeiro do Sul - LCS, área quadriculada selecionada para ampliação na próxima figura. Em vermelho pontilhado sobre a seção sísmica interpretada, o perfil magnético reduzido ao Pólo – RTP; mapa RTP com a localização da linha.

Fonte:

Autora,

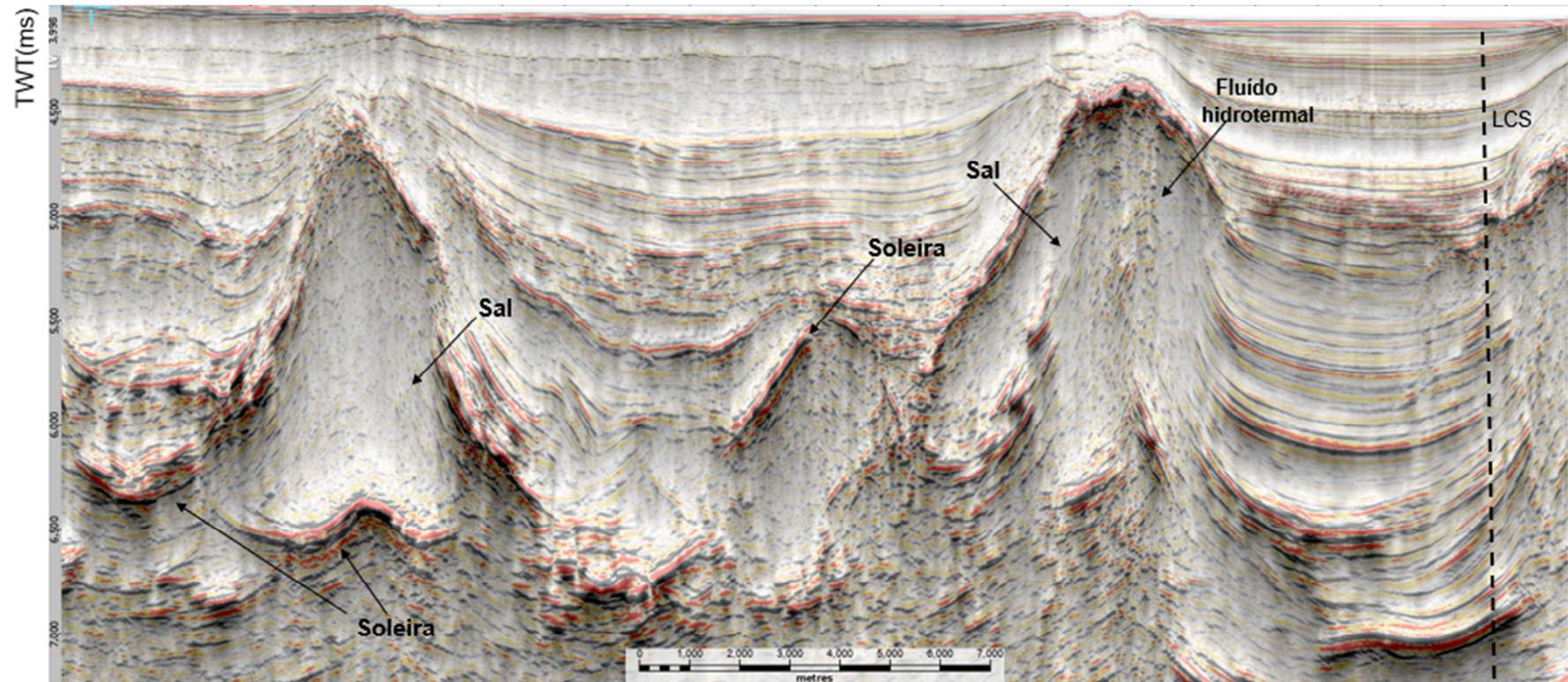
2022.

Na Figura 29 observamos uma feição de um domo de sal, que aparenta ser atravessado por material ígneo, representado por refletores mais fortes, com perturbação do meio e dos estratos sedimentares acima do sal, possivelmente ocasionado pelos fluidos termais. As sismofáceis da sequência drifte acima da feição ígnea e entre os dois domos de sal, apresentam refletores paralelos e sub- paralelos com uma boa continuidade lateral, mas sendo afetado com o crescimento do domo de sal, proporcionando um ligeiro onlap das camadas sedimentares em suas bordas, na camada mais inferior do sedimento também ocorre refletores hummocky a lenticular.

Os sedimentos que preenche a calha do lineamento Cruzeiro do Sul apresentam os refletores contínuos e paralelos, com sinais de material magmático em diferentes níveis estratigráficos, perturbado por possível fluido termal.

As linhas sísmicas (Figuras 24, 26 a 28 e 31) tem a delimitação do embasamento do Alto do Cabo Frio externo interpretado em torno de 3 ms (TWT) e afastado em média 170 km da linha de costa, medida feita diretamente no software de interpretação.

Figura 32 – Área quadriculada ampliada da Figura 31, e utilizando a técnica de Amplitude de Volume – TecVA (BULHÕES e AMORIM, 2005), auxiliando na identificação das ígneas.



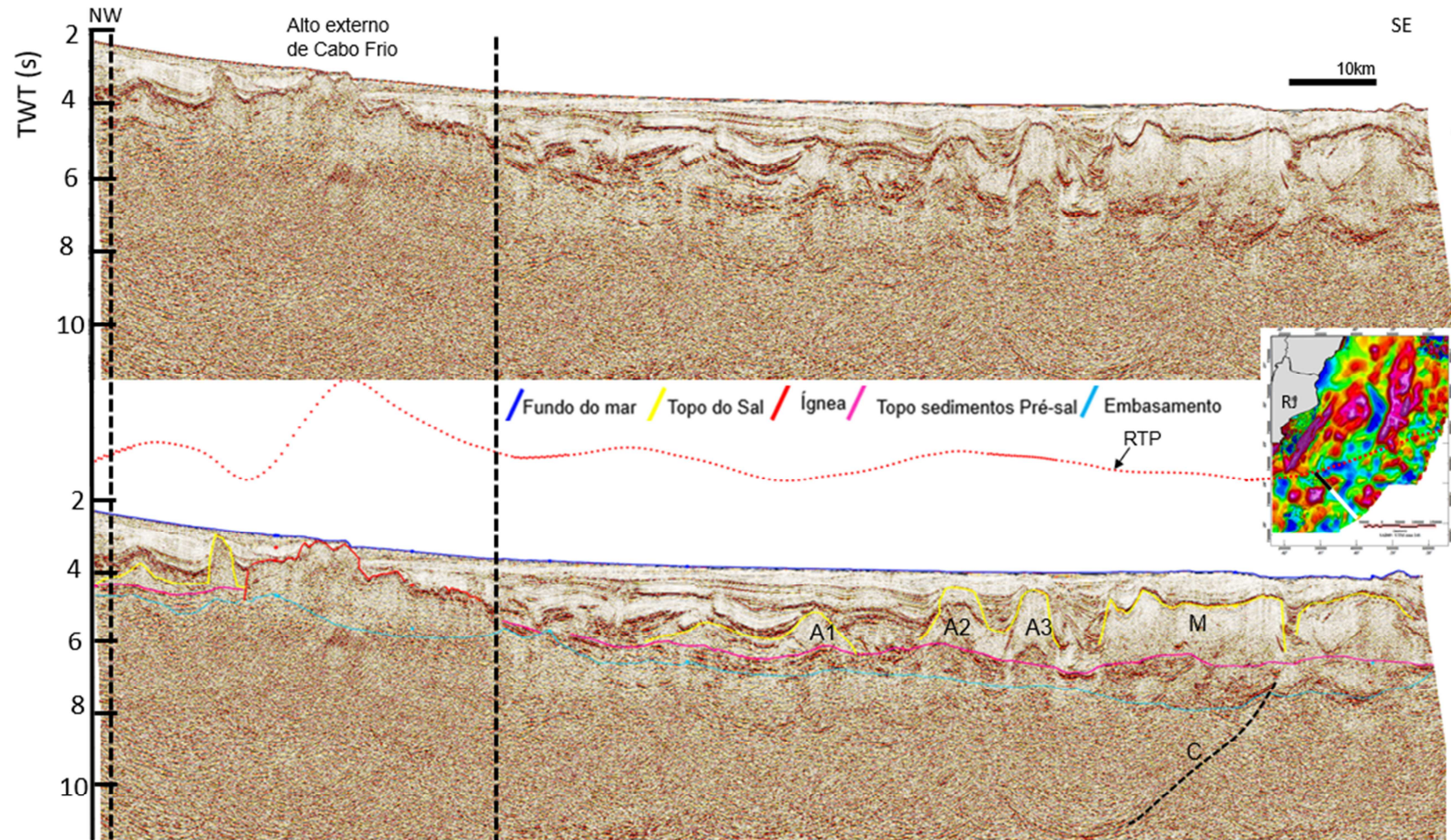
Legenda: Limite da feição (calha preenchida com sedimentos) do lineamento Cruzeiro do Sul -LCS, Sal referente a A3 da Figura 31.

Fonte:

Autora,

2022.

Figura 33.– Seção Sísmica, linha 0258-3953, sem interpretação, e com interpretação, os horizontes foram propostos baseado em estudos anteriores de Guardado et al. (2000) e Stanton et al. (2019)



Legenda: A1, A2, A3 estruturas de Almofadas de Sal; M Muralha de sal; C possível conduto de material ígneo, relacionado ao lineamento Cruzeiro do Sul.

Fonte:

Autora,

2022.

5.4 Modelagem gravimétrica 2D

A criação dos modelos gravimétricos tem o intuito de analisar as características estruturais referentes ao embasamento como a espessura, e a forma. As linhas sísmicas interpretadas e a literatura (STANTON et al. 2019; MOHRIAK et al., 2021) serviram como auxílio na criação dos modelos.

Os modelos apresentam um padrão de afinamento crustal, quando comparado com os perfis em profundidade da Bacia de Campos, para a profundidade da Moho, apresentado no trabalho de Stanton et al. (2019). A porção Pré-Sal praticamente não ocorre sobre o embasamento elevado, no alto do Cabo Frio, nos modelos desse trabalho. O embasamento nos modelos apresenta uma profundidade média inicial em torno de 35 km.

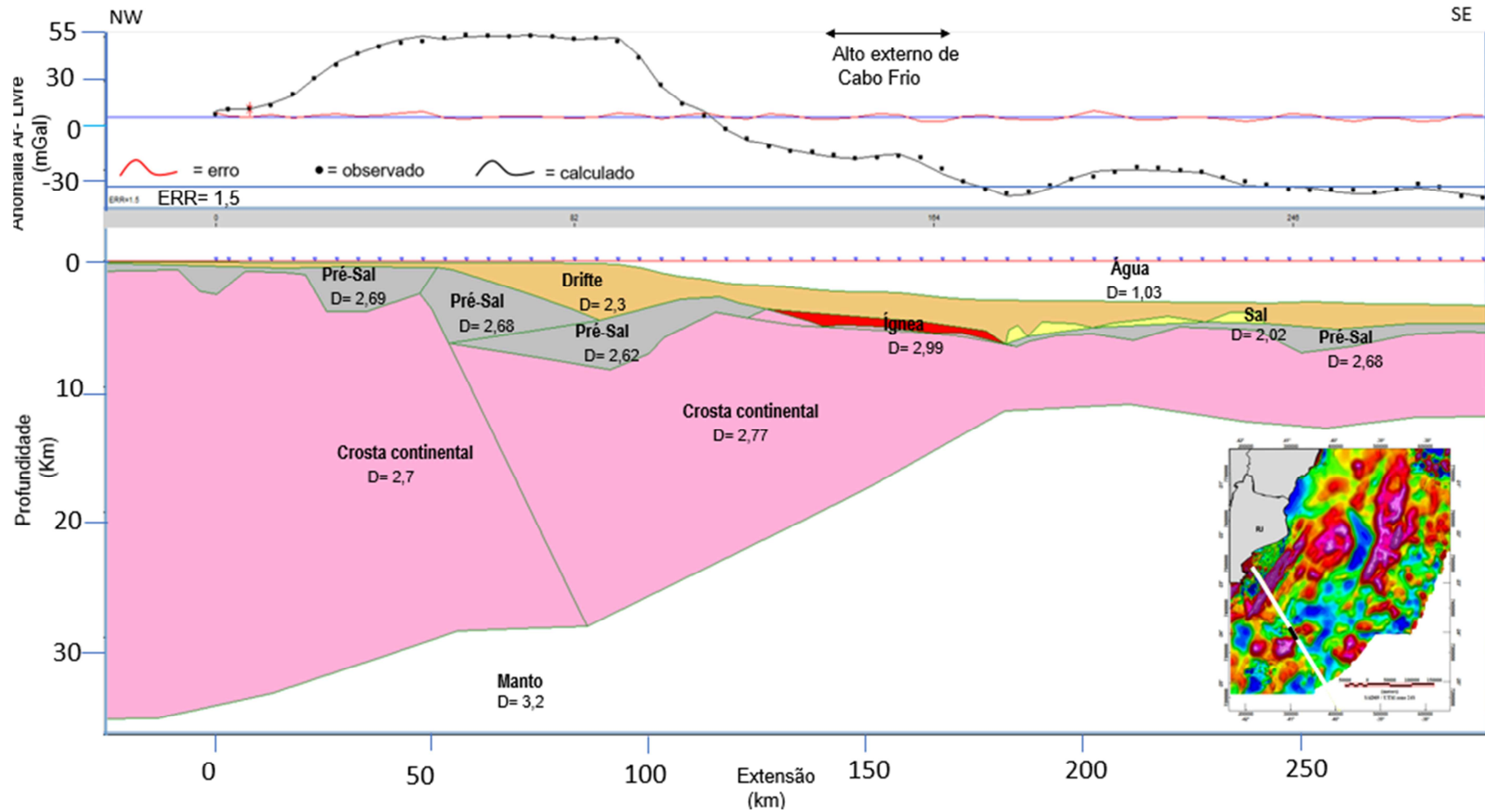
O modelo gravimétrico da seção sísmica da linha SPP992231 (Figura 31) houve diferentes valores de densidade para a crosta continental nas porções proximal e distal, o que reflete variações tanto nos sedimentos proximais e distais, o que é esperado, devido diferenciação na composição da crosta (reologia) ao longo das diferentes porções da margem. Nota-se uma elevação na anomalia gravimétrica com valores em torno de 55 mGals entre 25 e 90 km do início da linha sísmica, região sobre a plataforma continental. Na região onde o embasamento começa a se erguer a profundidades mais rasas ocorre a presença de rocha ígnea próxima da região onde o valor da anomalia gravimétrica atinge -35 mGals, região mais afinada da crosta, coincidindo com o baixo magnético no mapa RTP, que mostra a posição da linha sísmica na bacia.

O modelo gravimétrico da seção sísmica da linha 0258-3955 (Figura 32) apresentou a crosta continental com valores de densidade ($2,75 \text{ g/cm}^3$) iguais entre a parte proximal e a região do Alto do Cabo Frio, separados por dois condutos ígneos que transportaram o material para o topo tanto da plataforma continental e para a superfície do ACF externo. Sobre o ACF externo uma anomalia gravimétrica negativa com valor em torno de -45 mGals, revelou a presença de uma raiz pela compensação isostática, uma vez que o topo dessa elevação é recoberto por uma camada de material ígneo que pode variar até 2,9 km de espessura.

O modelo gravimétrico da seção sísmica da linha 0258 (Figura 33) é a linha mais ao sul desse estudo, no modelo proposto houve uma menor elevação do trecho

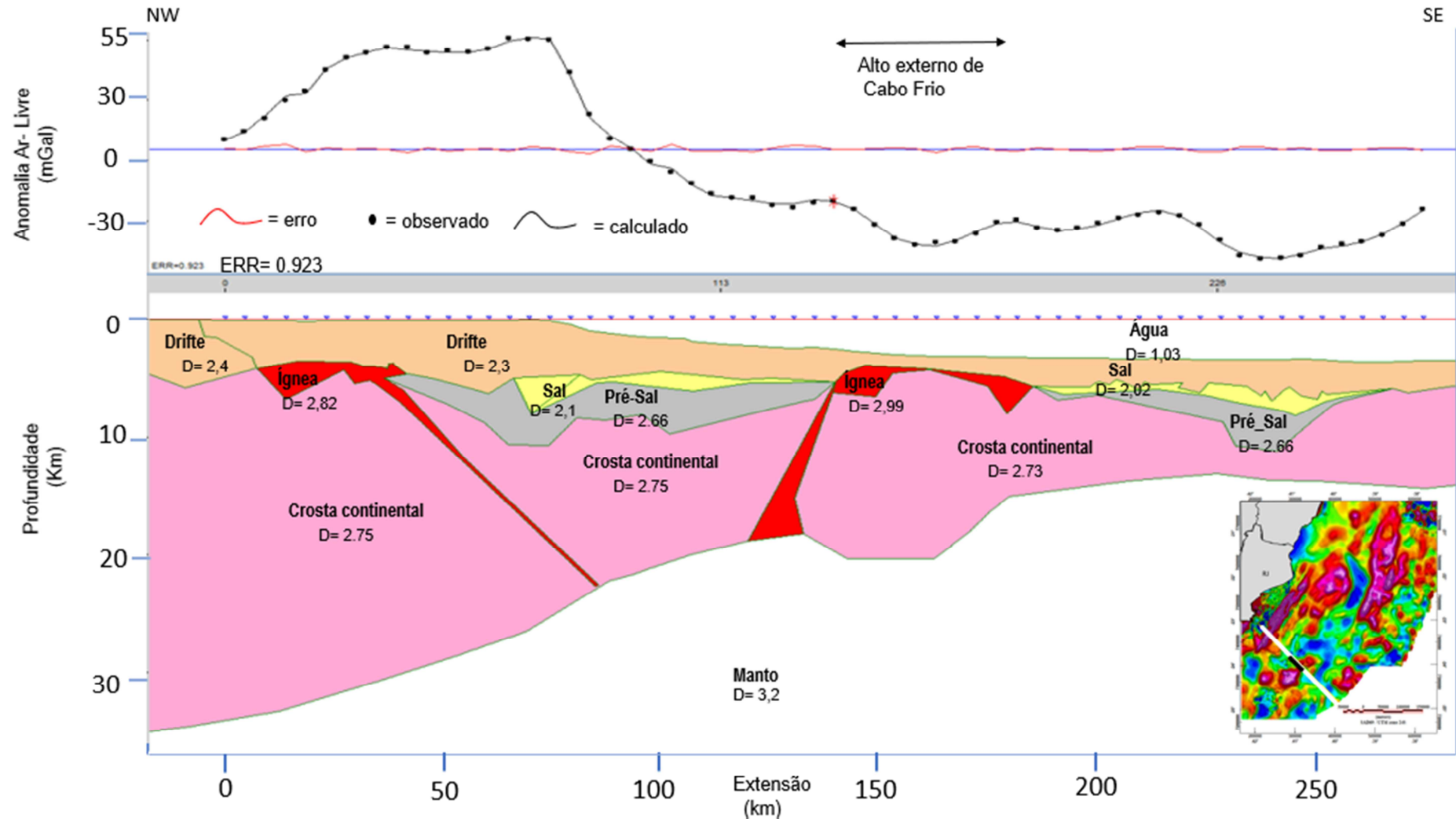
delimitado para o ACF externo, porem apresenta maior largura dentre os modelos gerados, em torno de 55 Km de extensão. As estruturas que foram modeladas como condutos ígneos coincidem com as falhas inferidas no mapa da primeira derivada vertical (Figura 23).

Figura 34 – Modelagem gravimétrica sobre o perfil da seção sísmica da linha SPP992231



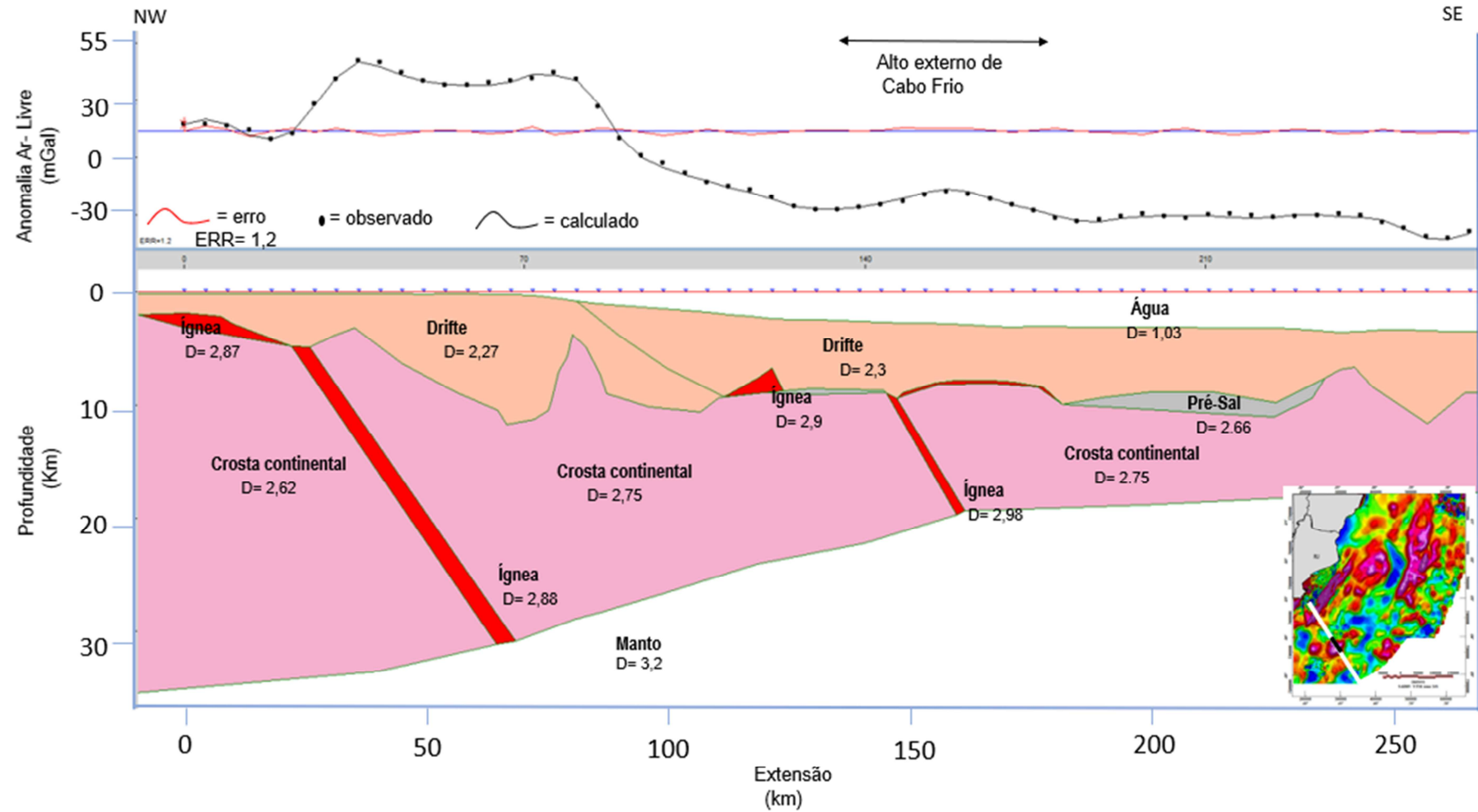
Fonte: Autora, 2022.

Figura 35 – Modelagem gravimétrica sobre o perfil da seção sísmica da linha 258-3955



Fonte: Autora, 2022.

Figura 36 – Modelagem gravimétrica sobre o perfil da seção sísmica da linha 258-3910



Fonte: Autora, 2022.

6 DISCUSSÃO

6.1 Interpretação sísmica e a estrutura crustal a partir da modelagem gravimétrica

Nesse trabalho, foi possível identificar feições que caracterizam a morfologia do embasamento na região do ACF, como um alto estrutural com sismofáceis indicativa de rochas ígneas, suportada pelo alto magnético.

Devemos considerar que as interpretações foram feitas de modo dedutivo, pois são escassas as informações de poços sobre o Alto externo de Cabo Frio e as informações de poços são pontuais, e não devem ser extrapoladas.

As Figuras 28 e 32, mostram em destaque as camadas onde ocorre rocha ígnea, com a soleira interpretada, que apresenta uma reflexão com amplitude alta (preto), contínua e cortando a estratigrafia, semelhante aos descritos por Planke et al. (2015). As camadas de sal, apresentam os refletores transparentes, com topo bem marcado, diferenciando a presença de rochas ígneas intrusivas (Figura 32). Estudos relacionando a interação do sal e magmatismo, tem crescido ao longo dos anos, com a descoberta do Pré-Sal, a importância do magmatismo como fator preponderante na maturação e geração de hidrocarboneto, discutido por Figueiredo & Milani (2002), volta a ser proposto por Thomas-Filho (2008).

A importância dessa correta identificação e distinção entre o sal e intrusões ígneas, tem motivado pesquisadores ao longo dos últimos anos; o trabalho de Magee et al. (2020), aborda um estudo que serve como um comparativo, abordando essa relação na Bacia de Santos, identificando esses eventos, e apresentando a importância da ocorrência de magmatismo em bacias que apresentam significativos volume de sal, influenciando no desenvolvimento de reservas de hidrocarbonetos.

O sal identificado na Figura 29 apresenta uma alta refletividade, absorvendo todo o sinal sísmico, portanto a feição que se destaca na sua base, com amplitude alta é uma ígnea com formato cavalgante segundo os critérios da descrição de Planke (2015).

Após o alto do embasamento, em todos os perfis das seções sísmicas, o sal apresenta a forma de almofadas e a sua base é mais irregular e nas regiões mais

distais da bacia ocorre a formação de muralhas com a base mais plana sendo mais difícil de identificar, essa diferença na no padrão de sedimentação e halocinese que pôde ser observada nos perfis das seções sísmicas desse trabalho, está relacionado com o a diferença na fisiografia do substrato Pré-Sal, que é controlado pela tectônica sin-rifte e a subsidência termal pós-rifte. A inclinação do embasamento, que pode ser verificado no mapa da Figura 28, condiciona a cinemática do sal, e as formas das estruturas de acordo com a região que ocupa dentro da bacia, conforme descrito em Meisling et al. (2001).

Não foi possível caracterizar através da sísmica o afinamento crustal, pois a resolução vertical da sísmica desse trabalho não permitiu que a Moho fosse identificada, mas os modelos gravimétricos indicam uma grande variação de espessura no ACF. Mohriak et al., (2021); Stanton et al., (2019) e Zalán et al (2011), propuseram o aprofundamento do topo do embasamento e afinamento crustal, em concordância com as interpretações deste estudo.

Na modelagem foi utilizado o perfil de anomalia Ar-Livre, porque como os levantamentos foram feitos sobre o oceano, não há a necessidade de compensação das massas entre o nível do mar e o ponto de medição. Se o levantamento fosse terrestre seria necessário utilizar a anomalia Bouguer.

Na modelagem gravimétrica da seção sísmica da linha SPP992231 (Figura 31), o volume da ígnea é bem menor que na seção sísmica da mesma linha, isso pode ter ocorrido devido ao fato que os valores médios de densidade utilizados para construir os modelos são uma combinação de diferentes rochas para cada litologia definida, e como podem ocorrer varrições laterais de densidade e reológicas, podem ocasionar diferenças significantes na forma do modelo, mas que obrigatoriamente devem ter a mesma tendência.

6.2 Integração com os dados de magnetometria e gravimetria

Algumas estruturas geológicas proeminentes e importantes (Figura 17), reconhecida em trabalhos anteriores (Guardado et al., 2000), podem ser observadas, entre eles o Alto estrutural de Badejo, a nordeste de AMC (Stanton et al., 2010), o Gráben de Barra de São João, e o Baixo Corvina-Parati, entre os dois

altos magnéticos lineares, um baixo estrutural (Gráben) representando o depocentro da bacia.

O mapa da primeira derivada vertical (Figura 23), indica a localização de descontinuidades, (linhas pontilhadas branca), do topo do embasamento, que acompanham a direção NE-SW, a mesma direção das estruturas extensionais reportadas no trabalho de Heilbron et al. (2004) sobre a Faixa Ribeira (Figura 3). Comparando os mapas magnéticos com continuação para cima e da primeira derivada vertical (Figura 22 e 23 respectivamente), fica evidente a relação entre uma falha e a presença de material ígneo que utilizou a falha como um conduto.

É possível notar um “*trend*” na direção NW-SE (26 B, Figura 26), onde os valores da anomalia gravimétrica decaem, pois acompanham a subida da Moho na região.

A nordeste do mapa da Anomalia Bouguer Residual (26, Figura 26), em torno da latitude 22° S é observado um lineamento em formato ligeiramente arredondado, com valores de anomalia gravimétrica mais alta (~13 mGals), acompanhado por um baixo gravimétrico, região na cor azul, com valores de anomalia gravimétrica em torno de -15 mGals. Esse baixo estaria relacionado a regiões onde o embasamento está mais profundo e a crosta mais delgada, e ocorre a passagem da crosta continental para a crosta oceânica, conforme indica a posição da COB de Torsvik (2009) e Stanton (2019) na Figura 23 C.

No mapa da derivada vertical da Anomalia gravimétrica Ar-Livre (Figura 25), é possível observar variações da amplitude das anomalias, que estão associadas à diferentes tipos crustais. Sendo A1, a região da plataforma continental limitada pela linha de charneira cretácea, A2 região de crosta continental estirada e A3 região de crosta oceânica, a ‘Continental Ocean Boundary – COB’ é plotada no mapa, indicando o limite encontrado em trabalhos anteriores (TORSVIK et al., 2009; STANTON et al.2019).

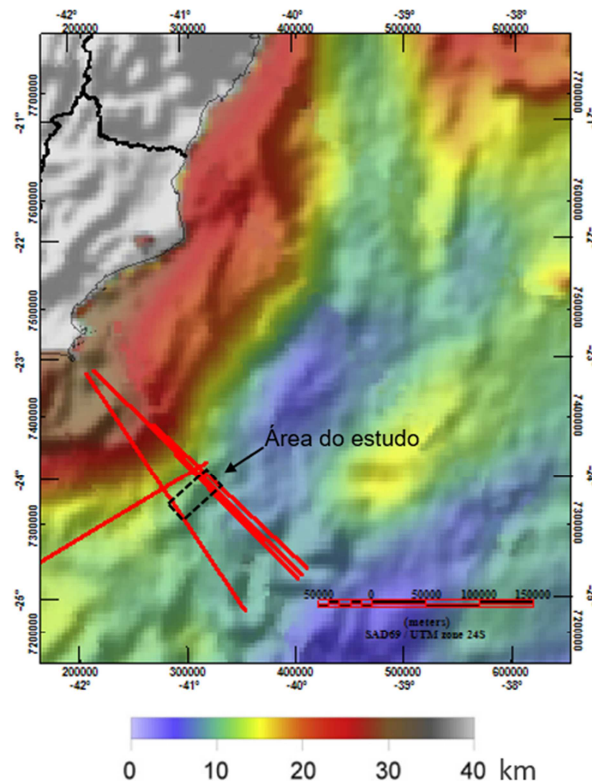
6.3 Morfologia do Alto do Cabo Frio Externo

Os modelos gravimétricos (Figuras 34, 35 e 36), apontam um afinamento crustal a partir de 170 km de distância da linha de costa compatível com interpretações feitas no trabalho de Mohriak et al. (2021). Alguns trabalhos recentes realizados na região sugerem que a extensão do Alto do Cabo Frio engloba tanto o alto estrutural mais proximal da bacia quando a área mais distal (GARCIA, 2022), o trabalho aqui apresentado, apesar da sísmica não ter uma boa qualidade, é que a região proximal do ACF nos tempos atuais é separado da elevação do embasamento da região distal, são dois altos, um interno e um externo. O que indica que um dia no passado geológico foi um único largo alto estrutural é que segundo estudos de Carmo et al. (2017) relatado no trabalho de Mohriak et al. (2021), que descreve que a litologia encontrada em rochas de poços perfurados em águas profundas, na região do Alto Externo do Cabo Frio, está relacionada com rochas pré-Cambrianas pertencentes ao Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF). O zircão contido nessas rochas foi datado em torno de 2 milhões de anos pelo método U-Pb e foi afetado pelo ciclo Neoproterozóico Brasileiro/ Pan africano, que descreve todo o processo de formação do Gondwana Ocidental desde a quebra do supercontinente, abertura e fechamento de oceanos (subducção e colisão de arcos de ilha) e a sutura/aglutinação final (HEILBRON et al., 2000; STANTON et al., 2019), foi encontrado num poço na parte distal da bacia além do ACF, revelando que o CFTD é muito maior e faz parte do embasamento da Bacia de Campos, Santos estendendo até a sua margem conjugada africana na Bacia de Kwanza. A elevação do embasamento que aparece nos modelos (Figuras 32 e 33), apresenta o atual ACF externo na região onde segundo os critérios definidos na formação de uma margem tipo rifte por Péron-Pinvidic et al. (2013), conhecido como “Necking”(geometria crustal em forma de cunha), que separa o domínio proximal do domínio distal ou hiperextendido. Esse domínio “Necking” está relacionado a fase tectônica de afinamento crustal, o que ao subir a Moho nessa região, o embasamento mais alto e afinado, e ainda sofrendo processo erosivo, ao longo do processo distensivo, segmentou a região do Alto do Cabo Frio em duas partes uma na região proximal e outra conhecida como Alto externo do Cabo Frio.

As densidades da crosta variaram lateralmente, o que pode indicar uma mudança na composição de terreno geológico. Na modelagem gravimétrica, o modelo da seção da linha 258-3955 (Figura 35), sugere uma raiz de compensação isostática, sob o embasamento mais elevado do Alto do Cabo Frio. Os demais modelos não apresentam essa raiz, talvez a resolução da camada modelada sobre o Alto a qual engloba diferentes estratos, com diferentes valores de densidade, mascarem a largura exata das seções (Drifte, Pré-Sal,...) modeladas, a sísmica também apresenta limitações, pois a variação na impedância acústica entre as camadas que determina cada horizonte, não é capaz de distinguir com precisão a litologia.

O afinamento da crosta continental observada nas modelagens gravimétricas, deste trabalho está compatível com os trabalhos anteriores de Stanton et al. (2019) na região (Figura 37).

Figura 37 – Mapa da espessura crustal, proposto por Stanton et al. (2019) com a área e as linhas sísmicas deste trabalho em vermelho



Fonte: STANTON et al. (2019). Adaptado pela autora, 2022.

A espessura da crosta na região, onde ocorre a elevação do embasamento, na modelagem gravimétrica da seção da linha 0258-3955 (Figura 35), apresenta

uma espessura em torno de 10 km, o que indica uma boa correlação com o resultado da inversão gravimétrica apresentada no trabalho de Stanton et al (2019).

A deflexão da curva do perfil gravimétrico Ar-Livre parece indicar a passagem do domínio proximal, para o domínio de Necking, onde ocorre a elevação da base da Crosta. A região do Alto do Cabo Frio apresenta uma raiz (Figura 35),

É difícil traçar um vínculo entre um possível magmatismo ocorrido na fase rifte e a evolução tectônica de uma bacia, sem lançar o uso de datação radiométrica de amostras, e um estudo da variação composicional da rocha ígnea, para se fazer um estudo regional conclusivo.

CONCLUSÕES

O Alto Externo de Cabo Frio e o Alto de Cabo Frio na plataforma continental no passado geológico era um único bloco, condições relacionadas aos processos tectônicos e extensionais da formação da Bacia de Campos criaram uma separação.

Essa feição se apresenta afetando a deposição dos sedimentos Pré-Sal e da camada de sal, o que implica que sua ocorrência pode estar relacionada com a fase rifte e o afinamento ocorrido durante esse período extensional, que antecede a ruptura do Gondwana.

O Alto Externo de Cabo Frio, região do estudo serviu como uma barreira topográfica, não só entre a Bacia de Santos e a Bacia de Campos, mas também entre as regiões proximal e distal da margem, influenciando na deposição do sal e concentrando pulsos vulcânicos eocênicos. O principal, depocentro da bacia somente ocorre ao sul na região a leste do ACF, o que sugere que o Alto Externo do Cabo Frio poderia ser uma única grande elevação do embasamento até o Aptiano.

A modelagem (Figuras 35 e 36) comprovou que o vulcanismo (material ígneo) identificado no mapa do campo magnético reduzido ao polo com continuação para cima (Figura 22), é responsável pelo material ígneo que ocorreu no topo do embasamento na região do Alto Externo do Cabo Frio, estando relacionado com fontes profundas crustais, durante o período de extensional, ocorrido na abertura do Oceano Atlântico, as regiões de colagem dos terrenos no ciclo Brasileiro se apresentaram como zonas de fraqueza, o que justifica o rompimento e extrusão do material ígneo acompanhando a mesma direção que os diferentes terrenos tectônicos da faixa Ribeira apresentam aglutinados, gerando assim feições magnéticas lineares na porção do Alto de Cabo Frio e ao longo Bacia de Campos.

Recomendações:

Trabalhos futuros com linhas sísmicas de refração, tomografia sísmica e a datação radiométrica das rochas ígneas, poderiam contribuir com o entendimento

sobre o Alto de Cabo Frio Externo, e confirmar se o AMS na Bacia de Campos sobre o embasamento elevado é sin-rifte ou uma combinação de sin-rifte e pós- rifte.

REFERÊNCIAS

- ABDELMADAK, M.M.; PLANKE, S.; FALEIDEI, J.I.; JERAM, D.A.; ZASTROZHNOV, D.; EIDE, S.; MYKLEBUST, R. The development of volcanic sequences at rifted margins: New insights from the structure and morphology of the Vøring Escarpment, mid-Norwegian Margin, **J. Geophys. Res. Solid Earth**, 2016, 121, 5212-5236. Doi: 101002/2015JB012788.
- ACOCELLA, V. Structural control on magmatism along divergent and convergent plate boundaries: Overview, model, problems. **Earth-Science Reviews**, 2014, 136, 226-288. Doi: 10.1016/j.earscirev.2014.05.006
- ALMEIDA, J., DIOS, F., MOHRIAK, W.U., VALERIANO, C.M., HEILBRON, M.M., EIRADO, L.G., TOMAZZOLI, E. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. **Geol. Soc. Lond.**, 2013a, Spec. Publ. 369, 11–40. <https://doi.org/10.1144/SP369.24>.
- ALMEIDA, J.C.H., HEILBRON, M.C.P.L., SCHMITT, R.S., VALERIANO, C.M., RUBIM, I.N., MOHRIAK, W.U., MACHADO, D.L., TETZNER, W. Guia de campo na Área Continental do Alto de Cabo Frio. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 2013b, Rio de Janeiro 21 (2), 325–355.
- ALVARENGA, R. S.; LACOPINI, D.; KUCHLE, J.; SCHERER, C.M.S.; GOLDBERG, K. Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous offshore rift section of the Campos Basin offshore Brazil. 2016, **Marine and Petroleum Geology**, v74, p 12-25.
- ALVAREZ, P; ARAUJO, A. C.; STANTON, N.; OLIVEIRA, J.P.; FERRO, R.; IEMMA, M.; NASCIMENTO, I; BORGHI, L. Crustal features and transfer zone of Campos Basin: a review and evaluation. 2021, second **EAGE** conference on Pre-salt reservoir September 8-10, online.
- ARMITAGE, J.J., ALLEN, P.A. Cratonic basins and long-term subsidence history of continental interiors, 2010. **Journal of Geological Society**, 167, 61-70.
- AVELLAR, G. O., PEREIRA, E. Unraveling magmatic activity in sedimentary basins: sills and related brittle structures affecting Campos Basin. petroleum system (SE Brazil): **Journal of Sedimentary Environments**. 2019, v. 4, no. 4, p. 471-479.
- BARANOV, V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. 1957, **Geophysics**, 22, 359-382.
- BATES, R.L.; JACKSON, J.A. **Glossary of Geology**. 3rd Edição, American Geological Institute, 1987, Alexandria, 788 p.
- BULHÕES, E.M.E., AMORIM, W.N., Princípio da sismocamada elementar e sua

aplicação à técnica de volume de amplitudes (TecVA), 2005. **9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, Salvador.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998 **AAPG** International Conference & Exhibition Short Course - Brazilian Geology Part II, 1998, Rio de Janeiro, Brazil.

CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., BENDER, A., Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. 1992, **Tectonophysics**, 213, 97-138.

CHAPPELL, A.R., KUSZNIR, N.J., Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction, 2008. **Geophysical Journal International** 174, 1–13. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03803.x>.

COBBOLD, P.R., MEISLING, K.E., MOUNT, V.S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil, 2001. **AAPG Bulletin** 85 (11), 1925 – 1944.

DIAS, J.L., SCARTON, J.C., ESTEVES, F.R., CARMINATTI, M., Guardado, L.R. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). **Origem e evolução de bacias sedimentares, PETROBRAS, CENSUD**, 1990, Rio de Janeiro, p. 333-360.

DIAS, J.L., OLIVEIRA, J.Q., VIEIRA, J.C. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 1988, 18:252-260.

FIGUEIREDO, M. M. A.; MILANI, E. J. Petroleum Systems of South American Basins. In: CORDANI U.G.; MILANI E. J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D. A.(eds.) **Tectonic Evolution of South America**, 2000. p. 689-718.

FODOR, R.V., VETTER, S.K. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. **Contrib. Mineral. Petrol.** (1984), 88 307,984. <https://doi.org/10.1007/BF00376755>

GARCIA, A. **Morfologia e distribuição do magmatismo do Alto do Cabo Frio (ACF)**. 2022. UERJ, 2022.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCCHESI, C.F. Petroleum geology of the Campos basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. In: In: Edwards, J.D., Santogrossi, P.A. (Eds.), **Divergent/passive Margin Basins**. 1989 **AAPG** Memoir, V. 48, 3–79. <https://doi.org/10.1306/M48508C1>

HEILBRON, M.; SCHIMITT, R.; MOHRIAK, W.U. e TRUW, R.A.J. Geology of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro State, Brasil. In: *Int. Geol. Cong.*, 31., 2000, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: *Acad. Bras. Ciênc.*, p.45.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS-NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; ANASI, V.A. 2004. Provincia Mantiqueira. In: MANTESCO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., p. 203-234.

JENKYNS, H.C., Geochemistry of oceanic anoxic events, **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, vol. 11, no 3, 2010, doi 10.1029/2009GC002788.

KEAREY, P.; BROOKS, M. & Hill, I. Geofísica de Exploração. Tradução: Maria Cristina Moreira Coelho. 2ª ed. São Paulo: **Oficina de Textos**. 438p., 2009.

MAGEE, C.; PICHEL, L. M.; NADEAU, A. L. M.; JACKSON, C. A. L.; MOHRIAK, W. Salt-magma interactions influence intrusion distribution and salt tectonics in the Santos Basin, offshore Brazil. *Basin Research*, 00, p1-24, 2021.

MEISLING, K. E. et al. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, [S.l.], vol. 85, no. 11, p. 1903–1924, 2001.

MITCHUM Jr., R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**. vol. 26, AAPG Memoir, p. 117-113, 1977a.

MIZUSAKI A.M.P. & MOHRIAK W.U. Sequências Vulcano-Sedimentares na Região da Plataforma Continental de Cabo Frio, RJ. In: **SBG, Congr. Brasil. Geol.**, 1992, 37, São Paulo, Anais, 2:468-469.

MOHRIAK, W. U; MELLO, M. R.; KARNER, G. D.; *et al.* Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. *In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. [s.l.]: **AAPG**, 1989, p. 577–598.

MOHRIAK, W. U. Bacia de Santos, Campos e Espírito Santo. *Geologia do Brasil*, p481-496. 2012.

MOHRIAK, W. U; GORDON, A. C.; MELLO, M. R. Origin and Petroleum System of the Cabo Frio High Between the Santos and Campos Basins: Reviewed Integration of Structural and Paleogeographic Reconstruction with the Oil and Gas Systems. *In: MELLO, M.; YILMAZ, P.; KATZ, B. (eds). The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum System of the Santos Basin in the Brazilian South Atlantic Margin*. vol. 124, **AAPG** Memoir, p. 273-324, 2021.

MOTOKI, A. Descrição Petrográfica de Rochas Ígneas, apostila didática (Petrologia I-Geologia-UERJ, 2004.

OREIRO, S.G., CUPERTINO, J.A., SZATMARI, P., THOMAZ FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surrounding, Santos and Campos basins, SE Brazil: an example of non-plume

related magmatism. **Journal of South American Earth Science**, vol. 25, no. 1, p. 116–131, 2008, doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.006.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATASCHAL, G.; OSMUNDENSEN, P. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, Sgonico, vol. 43, p. 21–47, 2013.

PLANKE, S.; ALVESTARD, E.; ELDHOLM, O. Seismic characteristics of basaltic extrusive and intrusive rocks. **The leading Edge**. SEG library. p342-348, 1999.

PLANKE, S.; MYKLEBUST, R.; REY, S. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal complexes in the Vøring and Møre basins. **Geol. Soc. Lond.**, 6th Petroleum Geology Conference, p 833-844, 2005.

PLANKE, S.; SVENSEN, H.; MYKLEBUST, R.; BANNISTER, S.; MANTON, B.; LORENZ, L. Geophysics and remote sensing. **Advances in Volcanology**, Springer, 1-16, 2015.

RANGEL, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R., FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**. 8(1):203-218, 1994.

RENNE, P. R.; GLEN, J. M.; MILNER, S. C.; DUNCAN, A. R. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. **Geology**, July 1996b, v. 24, n. 7, p. 659-662.

RIGOTI, C. A. **Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria**. 2015. 135f. UERJ, 2015.

SANDWELL, D. T. et al. Exploring earth tectonics from space. 2014. Disponível em: < http://topex.ucsd.edu/grav_outreach/>. Acessado em 28/03/2020.

SAVASTANO, V.L.M., SCHMITT, R.S., ARAÚJO, M.N.C., INOCÊNCIO, L.C. Rift brittle deformation of SE-Brazilian continental margin: kinematic analysis of onshore structures relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin. **J. Struct. Geol.** 94, 136–153, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.11.012>.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 428p, 2001.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, Aug. 2004, v. 133, n. 1-2, p. 29-61.

SPECTOR, A.; GRANT, F.S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics** 35, 293-30, 1970.

STANTON, N., SCHMITT, R., GALDEANO, A.; MAIA, M.; MANE, M. Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos basin, from aeromagnetic data: new kinematic constraints. **Tectonophysics**, v. 490, p. 15-27, 2010.

STANTON, N.; KUSZNIR, N.; GORDON, A.; SCHMITT, R. Architecture and Tectono-magmatic evolution of the Campos Rifted Margin: Control of OCT structure by basement inheritance. **Marine and Petroleum Geology**, p. 43-59, 2019.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics** 2^a ed. Cambridge University Press.p743, 1999.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40Ar/39Ar results. **Geology**, Boulder, aug. 2010, v.38, n. 8, p. 747-750.

THOMAZ-FILHO, A., MIZUSAKI, A. M. P, ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, 38(2), 128-137, 2008.

TORVISK, T. H., ROUSSE, S.; LABAIS, C.; SMETHURST, M.A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of na Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**. Vol.177, p. 1315-1333, 2009. <https://doi.org/101111/j.1365-246x.2009.04137.x>.

VALENTE, S.C., CORVAL, A., DUARTE, B.P., ELLAM, R.M., FALLICK, A.E., MEIGHAN, I.G., DUTRA, T. Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil. **Rev. Bras. Geociências** 3, 194–201, 2007.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. A Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, mai./nov.2007

ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. C. G.; OLIVEIRA, J. A. B.; RIGOTI, C. A.; MAGNAVITA, L. P.; VIANNA, A. R. An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of South Atlantic Passive Margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. In: **AAPG ANNUAL CONVETION AND EXHIBITION**, 2011, Houston, Texas, USA. Expanded abstract ...Houston, Texas, USA: [S.n.], 2011. p. 12.