



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ROBERTA SAMICO DE MEDEIROS

**A EVOLUÇÃO DA CADEIA DE *SEAMOUNTS* DE FERNANDO DE NORONHA:
CONSIDERAÇÕES A PARTIR DE DADOS MORFOMÉTRICOS E GEOFÍSICOS**

Recife - PE

2023

ROBERTA SAMICO DE MEDEIROS

**A EVOLUÇÃO DA CADEIA DE *SEAMOUNTS* DE FERNANDO DE NORONHA:
CONSIDERAÇÕES A PARTIR DE DADOS MORFOMÉTRICOS E GEOFÍSICOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de mestra em Geociências na área de Geologia Sedimentar e Ambiental. Linha de pesquisa: Geologia e Geofísica Continental e Marinha.

Orientador: Prof. Dr. Jose Antonio Barbosa.

Coorientador: Prof. Dr. Jefferson Tavares Cruz Oliveira.

Recife - PE

2023

3Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Medeiros, Roberta Samico de.

A EVOLUÇÃO DA CADEIA DE SEAMOUNTS DE FERNANDO DE NORONHA:
CONSIDERAÇÕES A PARTIR DE DADOS MORFOMÉTRICOS E GEOFÍSICOS /
Roberta Samico de Medeiros. - Recife, 2023.

89f.: il.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO, CENTRO DE TECNOLOGIA E
GEOCIÊNCIAS, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS.

Orientação: Prof. Dr. Jose Antonio Barbosa.

Coorientação: Prof. Dr. Jefferson Tavares Cruz Oliveira.

1. SEAMOUNTS; 2. EDGE-DRIVEN CONVECTION; 3. FERNANDO DE
NORONHA. I. Barbosa, Jose Antonio. II. Oliveira, Jefferson
Tavares Cruz. III. Título.

UFPEBiblioteca Central

CDD 551

ROBERTA SAMICO DE MEDEIROS

**TÍTULO DO TRABALHO: A EVOLUÇÃO DA CADEIA DE SEAMOUNTS DE
FERNANDO DE NORONHA: CONSIDERAÇÕES A PARTIR DE DADOS
MORFOMÉTRICOS E GEOFÍSICOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de mestra em Geociências na área de Geologia Sedimentar e Ambiental. Linha de pesquisa: Geologia e Geofísica Continental e Marinha.

Apresentado em:
02/08/2023.

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dra. Carla Joana Santos Barreto

Prof. Dr. David Lopes De Castro

Prof. Dr. Tiago Siqueira de Miranda

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família, meus pais Solange Samico e Roberto Medeiros, sem eles nada disso seria possível, meus irmãos, Danilo Samico e Vanessa Samico, os quais sempre estiveram presentes em minha vida em todos os momentos que precisei. Vocês são meu porto seguro, amo vocês família.

Agradeço aos meus orientadores, Jefferson Tavares, que me acompanha desde meu estágio na graduação, e Antonio Barbosa, vocês foram fundamentais na minha jornada, foram dois anos de muito trabalho e aprendizado, obrigada por toda paciência e ajuda, sem vocês essa dissertação não seria possível, obrigada de coração e o time seguirá junto no doutorado também!

Dentro da geologia, não posso deixar de agradecer a professora Lucila Borges, a qual sempre me ajudou muito e acabou se tornando uma grande amiga, junto a ela, professora Carlinda Campelo, vocês estiveram presente na minha graduação e me apoiaram muito na pós-graduação, obrigada por todo carinho.

Agradeço a CAPES que financiou a minha bolsa de estudos, a ANP pelo fornecimento de dados para pesquisa e agradeço também à toda estrutura do GEOQUANTT, que possibilitou um ambiente organizado para o desenvolvimento da pesquisa, e aos meus colegas de laboratório Aline Macrina e Germano Mário, os quais tornaram a convivência leve e harmoniosa, vocês são pessoas incríveis.

E por fim, agradeço a Deus por todas as oportunidades concedidas a mim, pela força e tranquilidade nos momentos de fraqueza e dificuldades. E é isso, esse sonho só foi possível por causa de todos vocês, obrigada!

RESUMO

A cadeia de *seamounts* de Fernando de Noronha (CFN) é formada por um conjunto de edifícios vulcânicos alinhados em um *trend* E-W com cerca de 550 km de extensão, localizado na margem equatorial do Brasil. A idade das rochas no Arquipélago de Fernando de Noronha (AFN) no topo do *seamount* mais jovem varia de 12,4 a 1,3 milhões de anos. O AFN representa o cume emerso de um dos vulcões que se eleva a mais de 4000 m acima do assoalho oceânico, na terminação leste da cadeia, e neste foram encontrados lavas alcalinas, plugues e depósitos piroclásticos. As rochas coletadas nesta porção emersa incluem basanitos, tefritos, fonolitos, álcali basaltos, traquéandesitos, traquitos e lamprófiros. Estudos anteriores propuseram que a origem destes *seamounts* seria a formação de um *hotspot* relacionado a uma pluma mantélica profunda. Entretanto, estudos baseados na composição das rochas ígneas, e nas características físicas do manto profundo abaixo desta cadeia sugerem que sua origem está relacionada a outros mecanismos. O presente estudo avaliou aspectos da forma e volume dos *seamounts* da CFN de maneira comparativa com outras cadeias do Atlântico (Trindade, Santa Helena, *seamounts* de Pernambuco, *seamounts* da Bahia) e uma do Pacífico Sul (Cadeia de Sojourn), o que permitiu definir relações entre forma e origem desta com cadeias cujas origens são conhecidas (relacionadas ou não a plumas mantélicas). O estudo também avaliou características crustais a partir de dados de magnetometria e gravimetria, (anomalia *Bouguer*, Moho gravimétrica, Isoterma de Curie, fluxo térmico), e seções sísmicas de reflexão 2D, o que permitiu relacionar os aspectos da crosta na região da CFN com cadeias criadas por processos do manto profundo e cadeias formadas por outros fenômenos. Os resultados permitiram sugerir que os *seamounts* da CFN foram criados pela ascensão (células de convecção) de material do manto astenosférico, mais quente, que ficou bloqueado pelo continente, mais frio, conforme o fenômeno de *edge-driven convection* (EDC). Estes resultados estão em concordância com estudos recentes baseados em métodos geofísicos e numéricos que apontam o EDC como o mecanismo mais provável. Entretanto, o volume de material ígneo dos vulcões da CFN é similar ao volume de vulcões criados por plumas mantélicas, e isso nos permitiu sugerir que no caso da CFN a origem pode estar ligada a dois mecanismos acoplados. O EDC e a extrusão por meio de falhas e fraturas da crosta na Zona de Fratura de Chain possivelmente atuaram conjuntamente na formação do expressivo volume de magma adicionado a crosta com a formação de rochas intrusivas e extrusivas.

ABSTRACT

The Fernando de Noronha seamount chain (CFN) comprises a set of volcanoes trending E-W 550 km wide in the equatorial Brazilian margin. The age of rocks in the Fernando de Noronha Archipelago (AFN) on the top of the younger seamount ranges from 12.4 to 1.3 million years. The AFN represents the emerging summit of a volcano that rises more than 4000 m above the seafloor at the east end of the chain. The rocks found in the FNC consist of alkaline lavas, plugs, and pyroclastic deposits. The rocks collected in the FNC were classified as basanites, tephrites, phonolites, alkali basalts, trachyandesites, trachytes, and lamprophyres. Previous studies proposed that the origin of the CFN is a hotspot formed due to the action of a deep mantle plume. However, studies based on their igneous rocks' composition and the deep mantle's physical characteristics beneath this chain suggested that its origin is related to other mechanisms. This study evaluated the form and volume parameters of the FNC seamounts and compared them with volcanoes in other seamount chains from the Atlantic Ocean (Trindade, Santa Helena, Pernambuco seamounts, and Paraíba seamounts) and South Pacific Ocean (Sojourn), which allowed us to infer relationships between the characteristics of the CFN with chains related and non-related to deep mantle plumes. The study also evaluated the crustal characteristics from gravimetry and magnetometry data (Bouguer anomaly, gravimetric Moho, Curie depths, heat flow) and 2D seismic reflection data. The new information allowed us to compare and correlate the crustal aspects of the CFN region with chains created by plumes and other processes. The results suggested that the CFN's seamounts were created by the magma ascent from the warmer and thinner asthenospheric mantle, which was insulated by the colder, thicker continental lithosphere according to the edge-driven convection (EDC) mechanism. These results corroborate recent studies from numerical and geophysical approaches which point to the EDC as the most probable mechanism for the formation of the CFN. Nevertheless, the volume of igneous material from the CFN volcanoes is similar to the volcanoes created by mantle plumes like Santa Helena, and that allows us to suggest that in the case of CFN, the origin is related to two coupled mechanisms. The EDC and the crust's faults and fracture systems in the Chain Fracture Zone region possibly acted together, enabling the expressive volume of magma placed in the crust with the formation of extrusive and intrusive rocks.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. A) Localização da Cadeia de <i>seamounts</i> de Fernando de Noronha (CFN), localizada a partir do extremo sudeste da margem equatorial brasileira (triângulo vermelho). B) Modelo 3D da topografia na região marginal e da bacia oceânica na área de estudo. C) Mapa topográfico do continente e região oceânica na região da CFN (elaborado a partir de mapas de radar da missão SRTM, com resolução espacial de 30 m).	6
Figura 2. A) Detalhe dos <i>seamounts</i> que compõem a CFN. B) Localização da ZF relacionada a CFN que marca a transição do regime de margem distensional (D), a sul, e o regime Distensional-Transformante (D - T), a N-NW, que caracteriza a Margem Equatorial. 11	11
Figura 3. Mapa topográfico dos oceanos e superfície continental considerando o arranjo tectônico atual das placas elaborado a partir do <i>software</i> GPLATES. Localização das cadeias de <i>seamounts</i> (polígonos verdes e lilás), de onde foram utilizados os vulcões selecionados para o estudo comparativo: 1 - Fernando de Noronha, 2 - Cadeia <i>seamounts</i> de Pernambuco, 3 - Cadeia de <i>seamounts</i> da Bahia, Cadeia de <i>seamounts</i> de Trindade, Cadeia <i>seamounts</i> de Santa Helena, 6 - Cadeia de <i>seamounts</i> de Sojourn.	14
Figura 4. Detalhes das cadeias de <i>seamounts</i> de A) Trindade (Brasil), e B) Santa Helena (África).	15
Figura 5. Detalhes das cadeias de <i>seamounts</i> . A) <i>Seamounts</i> da Bahia (Brasil), B) <i>Seamounts</i> de Sojourn (Oceano Pacífico Sul) e, C) <i>Seamounts</i> de Pernambuco (Brasil).	16
Figura 6. Aspectos geométricos da abordagem de cálculo de volume dos edifícios vulcânicos.	19
Figura 7. Parâmetros do cone elíptico utilizados para o cálculo do volume dos edifícios vulcânicos.	20
Figura 8. Correlação entre volume e raio da base dos <i>seamounts</i> estudados.	29
Figura 9. Correlação entre volume e altura total dos <i>seamounts</i> estudados.	30
Figura 10. A) Mapa de topografia e batimetria do leito oceânico. B) Mapa de gravimetria <i>Free-air</i>	31
Figura 11. A) Mapa de anomalia <i>Bouguer</i> . B) Mapa de estimativa da Moho.	32
Figura 12. A) Mapa de estimativa da profundidade da isoterma de Curie, B) mapa de fluxo térmico obtido a partir da isoterma de Curie, C) Mapa de campo magnético total (EMAG2).	34

Figura 13. A) Mapa de anomalia Bouguer residual, B) Mapa Bouguer regional e C) Mapa da interface crosta-manto, Moho.....	36
Figura 14. Perfil A de dados geofísicos transversais ao eixo da CFN, localizado sobre o vulcão onde está localizado o AFN.	37
Figura 15. Perfil B de dados geofísicos transversais ao eixo da CFN, localizado sobre o vulcão 4.....	38
Figura 16. Perfil C de dados geofísicos transversais ao eixo da CFN, localizado sobre os vulcões 6 e 7.	39
Figura 17. Perfil D de dados geofísicos posicionado de forma longitudinal ao eixo da CFN..	40
Figura 18. Seção sísmica 0130-1309. A) Seção interpretada, B) Seção não-interpretada, C) Seção esquemática com os principais elementos tectono-estratigráficos.....	42
Figura 19. Perfil integrado contendo as curvas dos dados geofísicos modelados, e a seção esquemática 0130-1309.	43
Figura 20. Seção sísmica LEPLAC LEPLAC 5000-169/169A. A) Seção interpretada (setas pretas - soleiras e diques intrudidos nos estratos Eoceno-Mioceno), setas azuis - falhas reversas, B) Seção não-interpretada, setas vermelhas - reflexões fracas/difusas que marcam a posição da Moho, C) Seção esquemática com os principais elementos tectono-estratigráficos.	45
Figura 21. Perfil integrado contendo as curvas dos dados geofísicos modelados, e a seção esquemática LEPLAC 5000-169/169.	46
Figura 22. Seção sísmica LEPLAC LEPLAC 5000-165/165A/165B. A) Seção interpretada (setas pretas - soleiras e diques intrudidos nos estratos Eoceno-Mioceno), setas azuis - falhas reversas, B) Seção não-interpretada, setas vermelhas - reflexões fracas/difusas que marcam a posição da Moho, C) Seção esquemática com os principais elementos tectono-estratigráficos.	48
Figura 23. Perfil integrado contendo as curvas dos dados geofísicos modelados, e a seção esquemática LEPLAC 5000-165/165A/165B. A espessura da cobertura sedimentar foi calculada utilizando uma velocidade linear de 2500 m/s.	49
Figura 24. Proposta de trilhas de <i>hotspots</i> e correlação com feições topográficas no Oceano Atlântico Sul.	50
Figura 25. Trilha de <i>seamounts</i> e ilhas oceânicas intraplaca associados as plumas conhecidas no Atlântico Sul (Tristan, Santa Helena, Ascensão) (triângulos e círculos vermelhos), vulcões	

formados na dorsal oceânica (SMAR) (círculos azuis). As cadeias de <i>seamounts</i> de Noronha e Trindade apresentam <i>trend</i> associado a ZFs.....	51
Figura 26. Seção vertical 2D obtida no Oceano Atlântico Sul que mostra a variação de velocidade no manto profundo a partir de tomografia sísmica.	52
Figura 27. Modelos esquemáticos dos mecanismos de formação de cadeias de <i>seamounts</i> e lineamentos gravimétricos conforme a dinâmica da topografia adjacente.....	54
Figura 28. Mapa de anomalia <i>Bouguer</i> residual da região da CFN e áreas adjacentes.....	60
Figura 29. A) modelo de <i>edge-driven convection</i> criado pela convecção de material na astenosfera, e que envolve o estabelecimento de uma barreira formada pelo continente com litosfera mais fria. B) modelo de formação dos <i>seamounts</i> da CFN, e magmatismo contemporâneo na placa continental, dominado pelo mecanismo EDC e que pode ter sido influenciado pelas falhas e fraturas da crosta oceânica.....	62

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 MOTIVAÇÃO DA PESQUISA	7
1.2 OBJETIVOS	8
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	11
3.1 DADOS BATIMÉTRICOS	12
3.2 DADOS DE GRAVIMETRIA	12
3.3 DADOS DE MAGNETOMETRIA	12
3.4 DADOS DE SÍSMICA DE REFLEXÃO 2D	13
3.5. ESTIMATIVA DO VOLUME DOS EDIFÍCIOS VULCÂNICOS	13
3.6 ESTIMATIVA DO VOLUME DOS <i>SEAMOUNTS</i> DE BASE ELÍPTICA.....	20
3.7 ESTIMATIVA DA SUPERFÍCIE DE <i>MOHOROVICIC</i>	21
3.8 ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DA SUPERFÍCIE DE CURIE (SC), GRADIENTE GEOTÉRMICO E FLUXO DE CALOR.....	23
4. RESULTADOS	26
4.1 VOLUME DOS <i>SEAMOUNTS</i>	26
4.2 ANÁLISE DA MODELAGEM DOS DADOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS	30
4.4 INTEGRAÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS E POTENCIAIS.....	40
5. DISCUSSÃO	49
6. CONCLUSÕES	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

1. INTRODUÇÃO

Os *seamounts* representam feições geomorfológicas de primeira ordem encontradas em todas as bacias oceânicas do planeta Terra, e estes se formam na crosta oceânica e de transição, em torno de zonas de subducção, arcos magmáticos e zonas de fratura (ZF) (Buchs et al., 2015; Kopper; Watts, 2010; Oakley et al., 2007; Staudigel; Clague, 2010). A maioria dos *seamounts* representam feições vulcânicas isoladas com mais de 100 m acima do leito oceânico, e alguns apresentam um cume que se ergue acima do nível do mar. O termo *guyot* aplica-se aos montes submarinos (*seamounts*) com cones truncados devido à sua erosão ao nível do mar. A origem dos *seamounts* está relacionada a atividade magmática controlada por processos mantélicos profundos (*hotspots* e plumas), processos litosféricos rasos e dinâmica da crosta, que causam a ascensão do magma (Devey et al., 2003; Fitton et al., 2020; Forsyth et al., 2006; Hyeronimus; Bercovici, 2000; Jokat; Reents, 2017; Koppers et al., 2001; Koppers et al., 2003; Shang et al., 2022; Watts et al., 1985; Xu et al., 2022; Zhao et al., 2022). Eles são o produto frequente da extrusão vulcânica onipresente ao longo das cordilheiras meso-oceânicas, arcos de ilhas, regiões intraplaca e zonas de subducção (vulcões de lama-serpentinito) (Buchs et al., 2015; Ding et al., 2022; Fryer et al., 1985; Fryer; Fryer, 1987; Koppers; Watts, 2010; Wessel; Kronke, 1998). O termo "*knoll*" é aplicado a *seamounts* menores que 1000 m, e o termo "*petit spots*" foi usado para se referir a um subtipo de *knoll* formados em algumas configurações específicas de subducção de crostas oceânicas (Buchs et al., 2015; Earle, 2019; Fan et al., 2017; Hirano et al 2008; Staudigel; Clague, 2010). Os *seamounts* são importantes devido à sua ubiquidade e às interações intrínsecas entre a litosfera, hidrosfera e biosfera relacionadas a estas estruturas (Buchs et al., 2015; Hillier; Watts, 2007), e, também representam um grande potencial para a pesquisa mineral (Buchs et al., 2015; Hein et al., 2010; Kopper; Watts, 2010; Staudigel; Clague, 2010). Além disso, os *seamounts* afetam a circulação global das correntes oceânicas profundas (Ezer, 1994; Fan et al., 2017; Lavelle; Mohn, 2010), e apresentam enorme importância para a biodiversidade marinha (Clark et al., 2010; Morato et al., 2010).

Seamounts relacionados à *hotspots* são encontrados como vulcões isolados e agrupados, normalmente formando alinhamentos (cadeias) devido ao movimento da placa sobre a fonte magmática (Buchs et al., 2015; Wessel et al., 2010). Os *seamounts* vulcânicos formados nas cordilheiras meso-oceânicas recebem a denominação de "*on-axis*", as estruturas formadas a algumas centenas de quilômetros das cordilheiras são chamadas "*near-axis*" e

estão localizadas na crosta oceânica jovem. Sua formação é controlada pela ressurgência dos centros de expansão (Buchs et al., 2015; Hillier, 2007). O termo intraplaca é usado para *seamounts* formados em regiões intermediárias de crostas oceânicas, e eles são constituídos por rochas ígneas alcalinas relativamente abundantes quando comparadas a configurações toleíticas. Os *seamounts* intraplaca se formam em resposta a anomalias térmicas profundas do manto, como as plumas mantélicas cuja expressão nas placas são os *hotspots*. A criação de *seamounts* também tem origem na deformação de placas cujo estresse local na litosfera oceânica permite que a fusão pré-existente do manto, ou ressurgência do manto na astenosfera rasa (*swell*), consiga fluir através da crosta e dê origem a produtos intrusivos e extrusivos (Buchs et al., 2015). O movimento da litosfera sobre uma pluma produz uma cadeia de *seamounts* com idades progressivas, que também é afetada pelo possível movimento relativo dos *hotspots* e pela dinâmica das placas (Forsyth et al., 2006; Hieronymus; Bercovici, 2000; King; Adam, 2014; Koppers et al., 2001, 2003; Zhao et al., 2022). A composição química das rochas dos *seamounts* intraplaca apresenta uma variação muito maior em relação aos basaltos da dorsal meso-oceânica (MORB) devido à variação na participação de fusão do manto e fusão parcial da crosta (Buchs et al., 2015; Koppers et al., 2010; Shimoda et al., 2011).

O levantamento sistemático de dados dos oceanos permitiu formar uma crescente base de dados global sobre estas estruturas que ajuda a compreender os processos geodinâmicos envolvidos na sua origem e evolução (Hillier; Watts, 2007; Koppers; Watts, 2010; McNutt et al., 1997; Watts, 1978; Watts; Ribe, 1984; Wessel et al., 2010). O constante aprimoramento das pesquisas sobre os *seamounts*, como sua morfologia e sua relação com as estruturas tectônicas, tem sido fomentado pelo uso de estudos batimétricos que fornecem informações sobre estruturas maiores (> 1,5 km), e levantamentos gravimétricos baseados em plataformas orbitais (Buchs et al., 2015; Das et al., 2005; Gevorgian et al., 2022; Hillier; Watts, 2007; Wessel et al., 2001, 2022). Estes tipos de levantamentos permitem acessar informações sobre a forma basal aproximada e a altura dos *seamounts*. A utilização de dados de batimetria multifeixe (*multibeam*) permite o estudo de informações mais sofisticadas e de melhor qualidade sobre a morfologia dos edifícios vulcânicos e a utilização deste método tem proporcionado uma melhor descrição de milhares destas estruturas, o que ajudou largamente a melhorar o conhecimento sobre estes importantes elementos dos domínios marítimos globais (Buchs et al., 2015; Wessel et al., 2022). Os dados obtidos por levantamentos batimétricos nas últimas décadas permitiram também o desenvolvimento de estudos bem detalhados de exemplos isolados de *seamounts*, bem como de várias cadeias de *seamounts* (Das et al., 2005;

Gevorgian et al., 2021; Vasqu ez et al., 2015; Yesson et al., 2011). Esse tipo de estudo   importante porque pode ajudar a associar as principais características morfológicas dos *seamounts* com o mecanismo de forma o e processos ontogenéticos usando dados indiretos e de baixo custo (Hirano et al., 2006; Mukhopadhyay; Batiza, 1994; Tarduno et al., 2003; Tarduno, 2007; Wessel et al., 2010). Estimativas baseadas nos dados existentes sugerem que milhões de *seamounts* maiores que 100 m existem nas bacias oceânicas. No entanto, apesar de gravimetria por satélite e de batimetria disponíveis, que permitiu cobrir aproximadamente 90% dos *seamounts* de maior porte nas bacias oceânicas, a fra o com menos de 100 m de altura, permanece sem mapeamento devido   ainda escassa cobertura *multibeam* de alta resolu o (Buchs et al., 2015; Gevorgian et al., 2022; Hillier et al., 2007; Wessel et al., 2010).

A discussão sobre as origens dos *seamounts* também tem envolvido o uso de métodos potenciais baseados gravimetria, magnetometria e sísmica passiva, que permitem estabelecer a rela o entre *hotspots* formadores de *seamounts* e de cadeias de *seamounts* e processos de ascensão de material mantélico por meio de plumas, a forma o de *swells* que envolvem o espalhamento de material proveniente de plumas a partir da topografia da Moho, e processos associados a processos do manto litosférico como o mecanismo de *edge-driven convection*.

Destaca-se que a aplica o de estudos que envolvem a estimativa da profundidade da isoterma de Curie, que   realizado a partir do processamento de dados de magnetometria, tem também auxiliado a definir, por exemplo, a associa o entre a a o de plumas e a forma o e a manuten o de *hotspots* ativos na crosta (L nat et al., 2009).

O presente estudo foi dirigido   cadeia de *seamounts* de Fernando de Noronha (CFN), localizada no Atlântico Sul Central (Fig. 1) (Almeida et al., 1955; Lopes; Ulbrich, 2015; Motoki; Motoki, 2012; Perlingeiro et al., 2013; Sial et al., 1981). A CFN   formada por pelo menos dez edifícios vulcânicos que se estendem por mais de 550 km a partir da margem continental do Nordeste do Brasil, com dire o dominante E-W. A data o de rochas coletadas no vulcão mais novo da cadeia, cujo cume exposto acima da superfície do mar forma o arquipélago de Fernando de Noronha (AFN) apresenta um range de idade que varia de 12,4 a 1,3 Ma (Lopes; Ulbrich, 2015; Perlingeiro et al., 2013).

Estudos anteriores que trataram da origem da CFN propuseram que está cadeia de *seamounts* teria se formado a partir de um *hotspot* associado a uma pluma mantélica que teria afetado a região continental e devido ao deslocamento para NW da placa Sul-Americana teria posteriormente se localizado abaixo da crosta oceânica e desta forma produzido o

magmatismo que deu origem aos edifícios vulcânicos (Fodor et al., 2002; Hu et al., 2018; Magini et al., 2022; Matos et al., 2021).

No entanto, alguns aspectos sobre sua origem em relação à evolução tectônica deste setor da margem brasileira ainda precisam ser mais bem compreendidos (Klöcking et al., 2020; Knessel et al., 2011). Um número significativo de trabalhos tem apontado informações que sugerem que a formação da cadeia não teria influência de processos do manto profundo – pluma mantélica, e seria o resultado de processos associados à formação da margem continental que influenciaram a evolução do manto litosférico, como o mecanismo de *edge-driven convection* (Klöcking et al., 2020; Knessel et al., 2011; Motoki et al., 2012; Sacek et al., 2017).

Os estudos sobre a origem da CFN, de forma geral tem seu foco em aspectos químicos/mineralógicos (Lopes et al. 2014, 2015; Ulbrich et al. 1993, 2004), ou morfotectônicos/estruturais/geodinâmicos (Magini et al. 2022). Os estudos mais antigos também são de certa forma intrinsecamente influenciados por modelos mais clássicos sobre a formação de *seamounts* (Almeida, 1955; Fodor et al. 2002; Rivalenti et al. 2000), e não consideram estudos mais recentes que indicam que não existem perturbações de velocidade sísmica, por exemplo, abaixo da região da CFN que justifiquem a existência de uma pluma no manto superior (Klöcking et al., 2020; French e Romanowicz, 2015; Zhao, 2007).

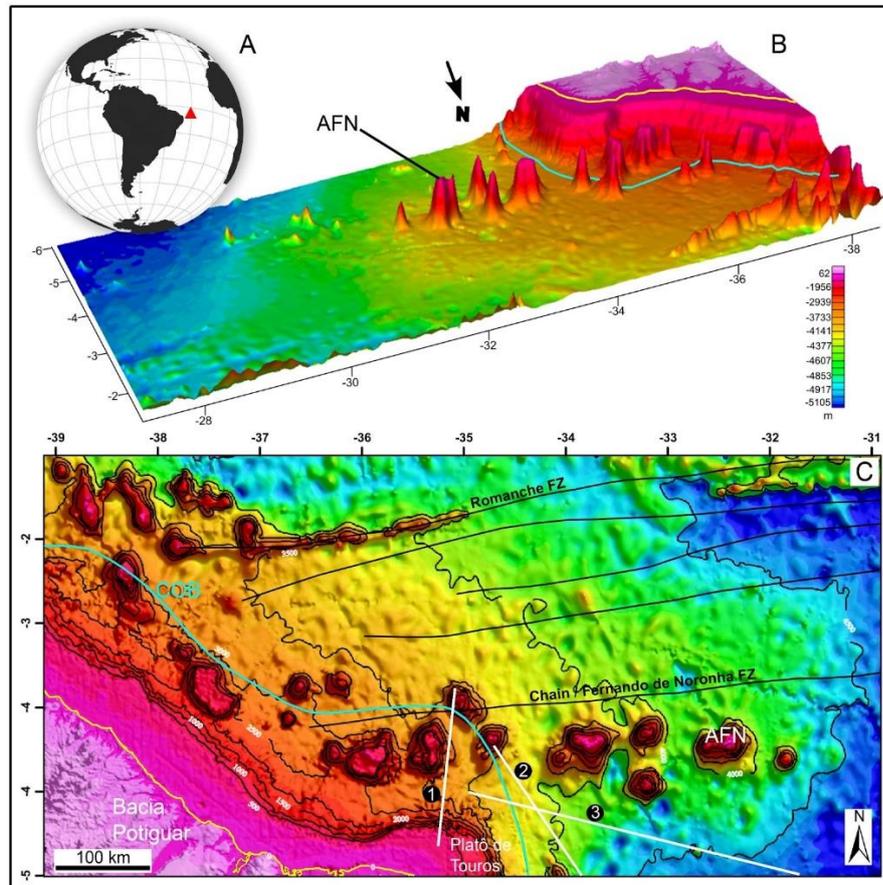
A CFN situa-se exatamente na transição entre as zonas de regime de domínio distensional e transformante na margem continental brasileira (Buarque et al., 2016; De Castro et al., 2012; 2022; Matos al., 2021). A CFN também está alinhada com ZFs formadas a partir do *breakup* continental, onde parte da crosta oceânica do Atlântico Sul que foi afetada por processos transpressivos e transcorrentes ao longo do Neocretáceo e Cenozóico (Fig. 1) (Attoh et al., 2004; Bezerra et al., 2020; Gasperini et al., 2001; Tavares et al., 2020). Os processos relacionados a formação deste trecho da margem continental brasileira entre a porção leste da Província Borborema e o começo da margem equatorial, a partir do Alto de Touros e da Bacia Potiguar, ainda são pouco conhecidos devido à falta de dados sísmicos e de poços estratigráficos neste trecho da margem (Figs. 1 e 2) (Buarque et al., 2016; Oliveira et al., 2018). A própria estrutura da CFN ainda carece de estudos de maior vulto envolvendo suas características geocronológicas (datações das rochas que formam os demais vulcões e as rochas adjacentes às estruturas), estruturais, e geodinâmica estabelecida com a margem continental e as ZFs posicionadas nesta região de intersecção da margem distensional com a margem equatorial transformante/transcorrente (De Castro et al., 2022; Oliveira et al., 2021;

Tavares et al., 2020). A Figura 1 mostra a localização da área de estudo representada pelo segmento de *seamounts* alinhados na direção E-W a partir do limite da margem continental no extremo sudeste da margem equatorial Brasileira. A região a sul do Platô de Touros representa o início da margem distensional da placa Sul-Americana nesta região, a borda leste da Província Borborema e da margem continental do NE do Brasil. A ZF de Fernando de Noronha está localizada na região adjacente aos *seamounts*, um pouco mais a norte do alinhamento (Fig. 1). Alguns *seamounts* mais antigos da CFN foram formados ainda na região de crosta continental estirada e nas proximidades do limite entre crostas continental-oceânica (COB) (Fig. 1).

Para abordar a questão da possível origem e evolução da CFN essa pesquisa procurou fornecer algumas informações ainda não tratadas especificamente na região da cadeia de *seamounts* com base em dados de geofísica potencial, gravimetria e magnetometria, adquiridos por satélites e dados comparativos da morfologia dos *seamounts* que formam a CFN.

A primeira parte da pesquisa buscou a integração de dados sobre o volume de material magmático formado extra placa, além de outras características que são utilizadas como parâmetros identificadores dos processos associados a formação destas estruturas (diâmetro do cume, altura, relação entre o raio do cume e o raio basal, ângulo de taludes) (Fan et al., 2017; Gevorgian et al., 2022; Kim; Wessel., 2011; Wessel et al., 2022). Estes dados da morfologia construtiva dos *seamounts* foram integrados com as informações provenientes de quatro seções sísmicas 2D regionais profundas localizadas na área da CFN; a segunda parte da pesquisa buscou analisar características térmicas da crosta na região que compreende a CFN através da estimativa da Superfície de Curie (SC), conjuntamente com a análise da superfície de Mohorovicic (Moho). O estudo buscou comparar as características morfológicas dos vulcões da CFN com dados de outras cadeias de *seamounts* localizadas no Oceano Atlântico Sul e no Oceano Pacífico, que estão associados a *hotspots* (Trindade, Santa Helena) formados por plumas, e *seamounts* formados pela extrusão de material magmático sem a associação com plumas mantélicas no Atlântico Sul (*seamounts* da Bahia e de Pernambuco) e no Oceano Pacífico (Cadeia de Sojourn). A hipótese foi comparar as morfologias e buscar a correlação entre volume/formas e origem (Fan et al. 2017; Gevorgian et al. 2022; Hillier; Watts, 2007; Wessel et al. 2022). As informações fornecidas a partir da análise e integração dos dados sísmicos e de campos potenciais ajudaram a inferir processos evolutivos da CFN a partir das características crustais da região.

Figura 1. A) Localização da Cadeia de *seamounts* de Fernando de Noronha (CFN), localizada a partir do extremo sudeste da margem equatorial brasileira (triângulo vermelho). B) Modelo 3D da topografia na região marginal e da bacia oceânica na área de estudo. AFN - Arquipélago de Fernando de Noronha. C) Mapa topográfico do continente e região oceânica na região da CFN (elaborado a partir de mapas de radar da missão SRTM, com resolução espacial de 30 m). As linhas pretas mostram a posição de ZFs. A linha amarela indica a linha de costa, e a linha azul indica a possível localização da COB (De Castro et al., 2022). As linhas brancas indicam a posição das seções sísmicas analisadas nesta pesquisa 1- 0130-1309, 2- L5000169, 3- L5000165.



Fonte: Da autora, 2023.

A integração da estimativa da SC com outras informações como a definição da profundidade da Moho, do topo embasamento, espessura estimada da crosta oceânica adjacente com base em dados sísmicos, espessura da cobertura sedimentar sobre a crosta oceânica, e análise da ocorrência de deformação tectônica nos estratos e na crosta permitiu entender de forma um pouco mais abrangente o processo de formação e evolução da CFN. Os dados sobre a relação entre a SC e as características crustais na região de onde estaria o atual *hotspot* da CFN foram comparados com os resultados de outras pesquisas que observaram esta relação sobre *hotspots* mantélicos ativos (Gailler et al. 2016; Mohamed et al., 2022).

O estudo permitiu reavaliar a partir de novos dados a possível evolução da CFN, e revelar um pouco mais sobre a influência de processos relacionados ao manto litosférico que

possivelmente influenciaram a criação de vulcanismo de larga escala nesta região da margem continental do Brasil.

1.1 MOTIVAÇÃO DA PESQUISA

Estudos prévios têm proposto pelo menos quatro origens para a evolução da cadeia de *seamounts* da CFN: I) Esta teria se formado a partir dos sistemas de falhas e fraturas na crosta oceânica, sob influência da ZF de Chain. Esta hipótese sugere que um extenso vulcanismo alcalino progrediu de oeste para leste, e deu origem no continente a Formação Mecejana, de idade terciária (em torno de 30 Ma), estendendo-se para leste com a formação dos *seamounts* da CFN, cujo vulcão mais jovem forma hoje a Ilha de Fernando de Noronha (Almeida 1955, 1986); II) a CFN teria sua origem relacionada às últimas fases de evolução de uma pluma mantélica que originou um *hotspot* e teria afetado a porção NE do Brasil durante o Cretáceo e posteriormente teria produzido o vulcanismo da CFN. O deslocamento da placa Sul-Americana sobre essa anomalia térmica teria sido responsável pela formação do magmatismo cenozoico continental na Província Borborema, Nordeste do Brasil (Hu et al, 2018; Magini et al., 2022; Matos et al., 2021; Ulbrich et al. 2004) , III) a ressurgência do manto na astenosfera rasa (*swell*), essa hipótese surge para explicar o fato de que a mudança de direção de algumas cadeias de *seamounts* não corresponde a mudança de direção na placa, ou seja, uma inconsistência na explicação de origem por meio de *hotspots* (DeLaughter et al., 2015; Jones et al., 2003; Perlingeiro et al., 2012), o *swell* resulta da flutuabilidade térmica do material proveniente de uma pluma devido ao afinamento da litosfera pelo *hotspot*, que pode ser canalizado por longas distâncias e formar *seamounts* isolados ou cadeias de vulcões (Crougth, 1983; DeLaughter et al., 2015), IV) a CFN pode ser um dos resultados do processo de convecção do manto litosférico na região da margem continental, devido a fenômenos de *edge-driven convection*, que é formado pela formação de uma zona de contato entre a litosfera espessa e estável (continente-crátton) mais fria, e uma litosfera mais fina e quente. As regiões cratônicas e de limite continente-oceano seriam as zonas mais prováveis para a formação desse mecanismo e permitiria explicar o vulcanismo intraplaca da CFN (King et al., 2007; Klöcking et al., 2020; Sacek, 2017).

Apesar da grande variedade de estudos sobre aspectos geológicos das rochas emersas nas ilhas que compõem o AFN ainda há uma carência de informações geofísicas sobre esta região, e neste contexto a pesquisa apresenta algumas informações inéditas sobre as

características das estruturas que compõem a CFN, considerando abordagens metodológicas amplamente aplicadas ao estudo de outras cadeias de *seamounts*, em especial no Oceano Pacífico (Buchs et al., 2015; Wessel et al., 2022). O estudo procurou fornecer informações sobre o contexto destas estruturas na zona de transição crustal do NE do Brasil que podem auxiliar uma melhor compreensão do processo de evolução tectônica, e inclusive do efeito da sedimentação oceânica associada a estas estruturas (Salem et al., 2014; Wang; Li, 2015; Wessel et al., 2022). O estudo também apresenta relevância para compreensão dos processos de abertura do Atlântico Sul Central, que envolve a transição do setor de margem distensional para o setor da margem transcorrente-transformante Equatorial (De Castro et al., 2022; Matos et al., 2021). Além disso, também pode auxiliar um melhor entendimento do processo de magmatismo influenciado por processos mantélicos e geotectônicos do oceano Atlântico Sul-Central. As informações produzidas serão integradas aos modelos atuais que tratam da origem e evolução da CFN (Klöcking et al., 2020; Knessel et al., 2011; Matos et al., 2021; Sacek, 2017).

1.2 OBJETIVOS

A pesquisa objetivou analisar características morfológicas e geofísicas dos *seamounts* que formam a CFN e a zona crustal subjacente, como forma de contribuir para o conhecimento sobre a origem desta estrutura. O estudo buscou comparar aspectos morfológicos e características físicas e térmicas da CFN e da crosta relacionada com informações disponíveis na literatura sobre os mesmos parâmetros obtidos de *seamounts* formados por *hotspots* associados a plumas ativas (Oceano Atlântico Sul), e *seamounts* que não estão associados a plumas mantélicas (Oceano Atlântico Sul e Oceano Pacífico).

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1 - Verificar por meio de correlação de parâmetros morfológicos a afinidade entre os *seamounts* da CFN, e *seamounts* que foram criados pela ação de plumas, por mecanismos relacionados a processos crustais e fenômenos do manto litosférico. Estes parâmetros foram obtidos a partir das metodologias estabelecidas desde a década de 1980 (Wessel et al., 2022);

2 - Estabelecer um modelo para a possível origem da CFN com base na comparação das propriedades da crosta (SC, Moho) onde foi formada, e características reconhecidas em

regiões onde outros *seamounts* se formaram a partir da ação de *hotspots* criados por plumas mantélicas profundas (Lénat et al., 2009; Mohamed et al., 2022).

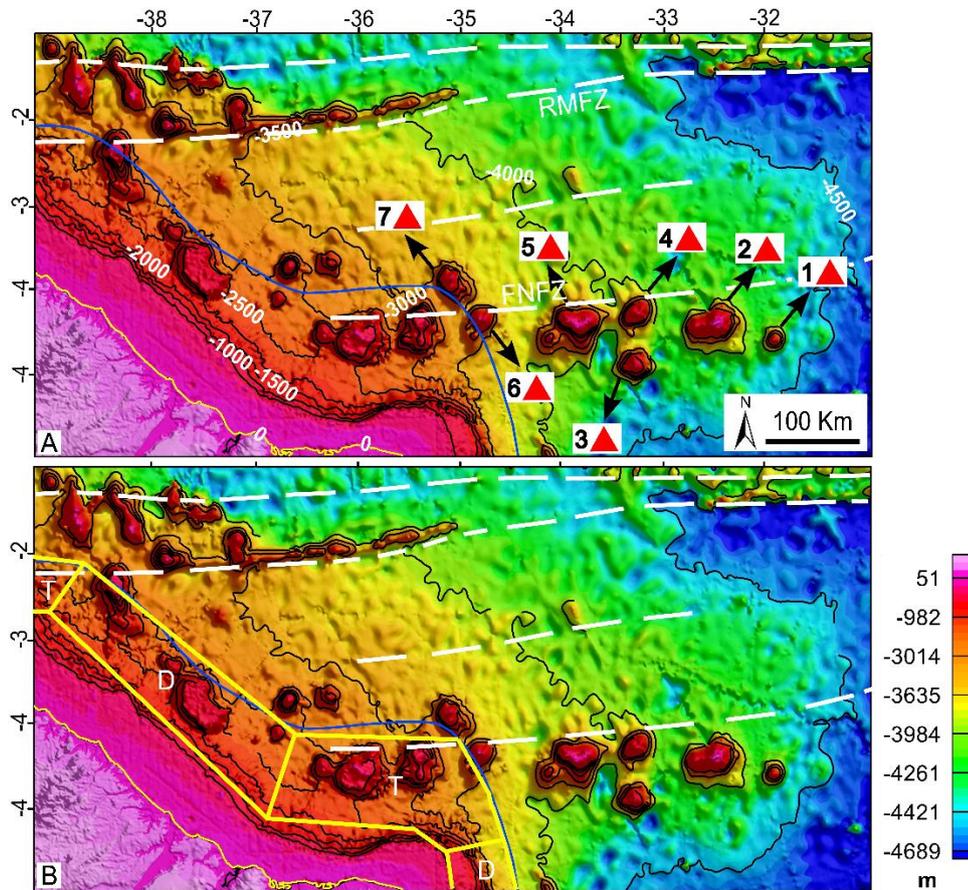
2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A formação da CFN está relacionada aos últimos eventos termais que ocorreram na porção sul-central do Atlântico Sul na margem continental do Brasil (Matos et al., 2021) (Fig. 1). A definição do número de *seamounts* que compõem a CFN varia de acordo com alguns autores e os critérios por eles utilizados. Isto se dá porque parte dos *seamounts* que formam a CFN se encontram em domínio de crosta continental estirada, e a maior parte se encontra em domínio de crosta oceânica (Fig. 1). Segundo Motoki et al. (2012), a cadeia é composta por 16 edifícios vulcânicos que formam um alinhamento de cerca de 490 km de extensão e 110 km de largura (Fig. 1). Esta definição inclui os edifícios localizados na porção de transição crustal continente-oceano, localizados a oeste da COB. Os maiores edifícios correspondem ao vulcão onde se localiza o AFN e o Atol das Rocas. O vulcão do AFN possui cerca de 4400 m de elevação acima do leito oceânico, e representa a única estrutura onde as rochas vulcânicas da cadeia estão expostas (Lopes; Ulbrich, 2015; Motoki; Motoki, 2012; Perlingeiro et al., 2013). Santos et al. (2022) consideraram que a cadeia é formada por 15 edifícios e que sua extensão chega a 520 km e que formam *seamounts*, *guyots* e ilhas. Segundo esses autores os edifícios variam de 1200 a 4550 m de elevação. A datação radiométrica das rochas coletadas no arquipélago de Fernando de Noronha revelou idades de 12,4 a 1,3 Ma (Lopes; Ulbrich, 2015; Perlingeiro et al., 2013). Três formações principais compõem o AFN, I: Formação Remédios, composta por uma série sódica representada por basanitos, tefritos, fonólitos, e outra série potássica representada por álcali basaltos, traquiandesitos e traquitos; II: Formação Quixaba, representada pelos melaneólitos intercalados com piroclásticas (tufo, tufo-brecha, lápila-tufo) e III: Formação São José, composta em sua maioria por basanitos (Lopes; Ulbrich, 2015). De acordo com Lopes (2002) as razões isotópicas da CNF podem ser explicadas pela mistura de manto empobrecido (DMM) com manto enriquecido de dois tipos, o EMI, que tem similaridades com crosta continental inferior reciclada e sedimentos pelágicos e o HIMU geralmente ligado a reciclagem de crosta oceânica. A análise morfológica conduzida por Motoki et al. (2012) demonstrou que os montes principais apresentam cerca de 30 km de diâmetro na base, 10 km de diâmetro no topo aplainado, e variam de cerca de 3000 a 4000 metros de elevação acima do assoalho oceânico. Conforme estes autores, os maiores edifícios

apresentam ângulos de seus flancos e taludes em torno de 25° e os menores apresentam ângulos com baixa declividade em torno de 7° e possivelmente apresentam maior influência de rochas piroclásticas em sua composição.

A cadeia de *seamounts* está localizada sobre uma ZF, que termina no começo da Margem Central-Equatorial, e marca uma zona de transição entre o domínio distensional, a sul, e o domínio transformante/distensional da margem equatorial a N-NW (Fig. 2) (De Castro et al., 2022; Tavares et al., 2020) (Fig. 2). A Figura 2 mostra a localização dos *seamounts* que compõem a CFN, e é possível observar que uma parte destes está localizada sobre a crosta continental estirada. Por este motivo o presente trabalho considerou apenas os vulcões posicionados em domínio de crosta oceânica, considerando a posição da COB (limite continental-oceano) conforme proposto por de Castro et al. (2022). Também, observa-se que a CFN está localizada sobre a ZF que marca o primeiro trecho de margem transformante/transcorrente. Para NW ocorre um trecho oblíquo distensional, e o trecho transformante seguinte é marcado pela ZF de Romanche. Os *seamounts* selecionados para o estudo estão numerados de 1 a 7.

Figura 2. A) Detalhe dos *seamounts* que compõem a CFN. Os números nos triângulos indicam os *seamounts* que foram considerados nesta pesquisa, e que se formaram no domínio da crosta oceânica. B) Localização da ZF relacionada a CFN que marca a transição do regime de margem distensional (D), a sul, e o regime Distensional-Transformante (D - T), a N-NW, que caracteriza a Margem Equatorial (De Castro et al., 2022). RMFZ - Romanche Fracture Zone, FNFZ Fernando de Noronha Fracture Zone.



Fonte: Da autora, 2023.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A presente pesquisa utilizou o seguinte conjunto de dados: 1 - Dados de batimetria para estimativa volumétrica dos *seamounts*; 2 - Dados de gravimetria *Bouguer* oriundos de plataforma orbital para a estimativa da Descontinuidade de *Mohorovicic* (Moho); 3 - Dados de magnetometria oriundos de plataformas orbitais para a estimativa da SC, e, 4 - Seções sísmicas 2D profundas migradas em tempo, produzidas por campanhas de exploração regionais na região da bacia oceânica onde está localizada a cadeia de *seamounts* da CFN (Figs. 1 e 2). Todos os levantamentos utilizados e seus parâmetros são descritos a seguir.

3.1 DADOS BATIMÉTRICOS

Os dados de topografia do assoalho oceânico foram adquiridos através do programa *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), possuem resolução espacial de 30 m. Esses dados apresentam uma amostragem de 1 segundo de arco, ou cerca de 30 m. Os dados de batimetria oceânica utilizados foram baseados em um novo modelo de gravidade produzido a partir da aquisição de satélite onde a relação gravidade-topografia é calibrada usando 298 milhões de medidas de amostragens editadas (Becker et al., 2009).

3.2 DADOS DE GRAVIMETRIA

Os dados regionais de anomalia gravimétrica *Bouguer* que compõem o Modelo Gravitacional da Terra (EGM 2008), foram obtidos através da Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA) (Pavlis et al., 2012). O EGM representa uma cobertura calculada da anomalia *Bouguer* global, com resolução espacial de 1' x 1', equiangular, realizado por meio de análise harmônica esférica de dados globais de topografia-batimetria (ETOPO 1), até o grau e ordem de 10.800. A definição deste dado considerou os limites e densidades dos maiores lagos e mares interiores, calotas polares e áreas terrestres abaixo do nível do mar (Balmino et al., 2011). O valor da densidade de correção utilizado para o calculado da anomalia *Bouguer* foi de 2,670 kg/m³ (Balmino et al., 2011; Fullea et al., 2008). A partir dos dados acima foi possível obter os mapas das anomalias *Free-air* e *Bouguer* da área de estudo. Além disso, foi calculada a anomalia *Bouguer* residual com um corte de 0,5 rad/km.

3.3 DADOS DE MAGNETOMETRIA

Os dados que compõem o EMAG2 (*Global Earth Magnetic Anomaly Grid*), foram compilados a partir de estações de leitura do campo magnético obtidas a partir de satélites, navios e aeronaves e constitui uma grade global de resolução de 2 arcos de minutos de anomalias de intensidade magnética a 4 km de elevação acima do geóide, na qual os comprimentos de onda mais longos (> 330 km) foram substituídos por dados obtidos pelo satélite litosférico CHAMP, considerando o modelo de campo magnético MF6 (Maus et al., 2009). O MF6 reflete uma maior resolução sobre o modelo anterior MF5. Correlações mais

efetivas ao longo de isócronas magnéticas formadas nas crostas oceânicas foram obtidas a partir do modelo de idade da crosta oceânica descrito por Müller et al. (2008).

3.4 DADOS DE SÍSMICA DE REFLEXÃO 2D

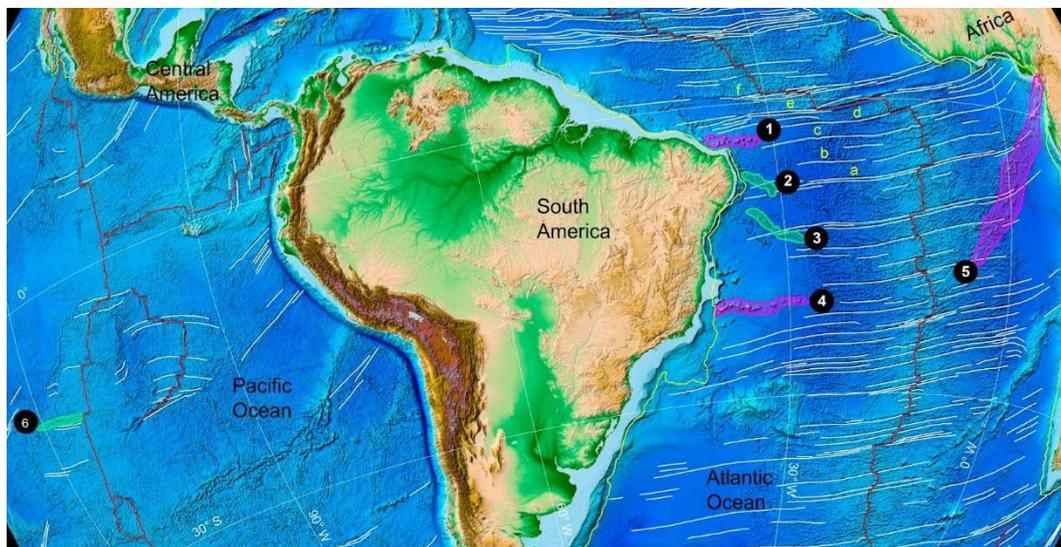
Três seções sísmicas 2D migradas em tempo, obtidas a partir do método sísmico de reflexão, com profundidades de até 11s (TWT), foram analisadas para esta pesquisa (Fig. 1). A interpretação destas seções permitiu definir algumas informações como a profundidade da Moho, alguns aspectos da formação de alguns edifícios vulcânicos da CFN, além de algumas relações tectono-estratigráficas na região de crosta oceânica adjacente. O estudo incluiu a seção 0130-1309A_B (da série 0130) adquirida pela PETROBRAS na região *offshore* da Bacia Potiguar (seção 1 na Figura 1), que foi adquirida do Banco de Dados de Exploração e produção (BDEP), da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Também, duas seções sísmicas profundas, seção L5000169 (seção 2 na Figura 1), e L5000165 (seção 3 na Figura 1), que fazem parte do acervo do Programa LEPLAC, que foram obtidas do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) - Marinha do Brasil. Os dados recebidos no formato seg-y migrados em tempo foram pós-processados no *software OpenDtect* (DGB) por meio da aplicação do *plugin dip steering* para correção da continuidade e posicionamento dos refletores. Em seguida foi aplicado o filtro *Dip Steering Median Filter* (DSMF) para a melhoria da qualidade dos dados e remoção de ruídos e artefatos. Para ressaltar feições estratigráficas e estruturais também foram aplicados os atributos de *pseudo-relief*, e transformada de *Hilbert*, a faixas 3-7 e 7-15 Hz.

3.5. ESTIMATIVA DO VOLUME DOS EDIFÍCIOS VULCÂNICOS

Os aspectos morfológicos dos *seamounts* que formam a CFN foram comparados com as informações fornecidas por estudos anteriores sobre a classificação genética de *seamounts* existentes no Oceano Pacífico, e com novos dados obtidos para o Oceano Atlântico Sul (Fig. 3). Para esta etapa de cálculo dos volumes foram selecionados sete *seamounts* em seis cadeias de vulcões intraplaca. Os *seamounts* foram escolhidos devido aos dados de morfologia já existentes e porque são elementos representativos de cadeia cuja literatura existente relaciona estas cadeias com *hotspots* criados por plumas mantélicas, e *hotspots* não associados a plumas

(Cherkis et al., 1988; Skolotnev et al., 2011). Foram selecionados sete vulcões pertencentes a CFN, numerados de 1 a 7 na Figura 2, sete *seamounts* pertencentes a cadeia de Trindade, localizada na crosta oceânica da margem sudeste do Brasil (Fig. 3) (Motoki; Motoki, 2013; Pasqualon et al., 2020), numerados de 1 a 7 na Figura 4, e sete *seamounts* que compõem a cadeia de Santa Helena (Peive, 2007; Zhang et al., 2021), localizada na crosta oceânica da margem oeste da África, numerados de 1 a 7 na Figura 4. Esses exemplos são relacionados com *hotspots* criados por plumas do manto.

Figura 3. Mapa topográfico dos oceanos e superfície continental considerando o arranjo tectônico atual das placas elaborado a partir do *software* GPLATES. Linhas brancas - zonas de fratura, linhas vermelhas - dorsais oceânicas, linhas amarelas - limite crustal continente-oceano na margem leste da América do Sul e oeste da África. Localização das cadeias de *seamounts* (polígonos verdes e lilás), de onde foram utilizados os *seamounts* selecionados para o estudo comparativo: 1 - Fernando de Noronha, 2 - Cadeia *seamounts* de Pernambuco, 3 - Cadeia de *seamounts* da Bahia, 4- Cadeia de *seamounts* de Trindade, 5- Cadeia *seamounts* de Santa Helena, 6 - Cadeia de *seamounts* de Sojourn. Zonas de Fratura na região do Atlântico Sul-Central: a) Ascensão, b) Fernando Po, c) *Charcot*, d) *Chain*/Fernando de Noronha, e) Romanche, f) *Saint Paul*.



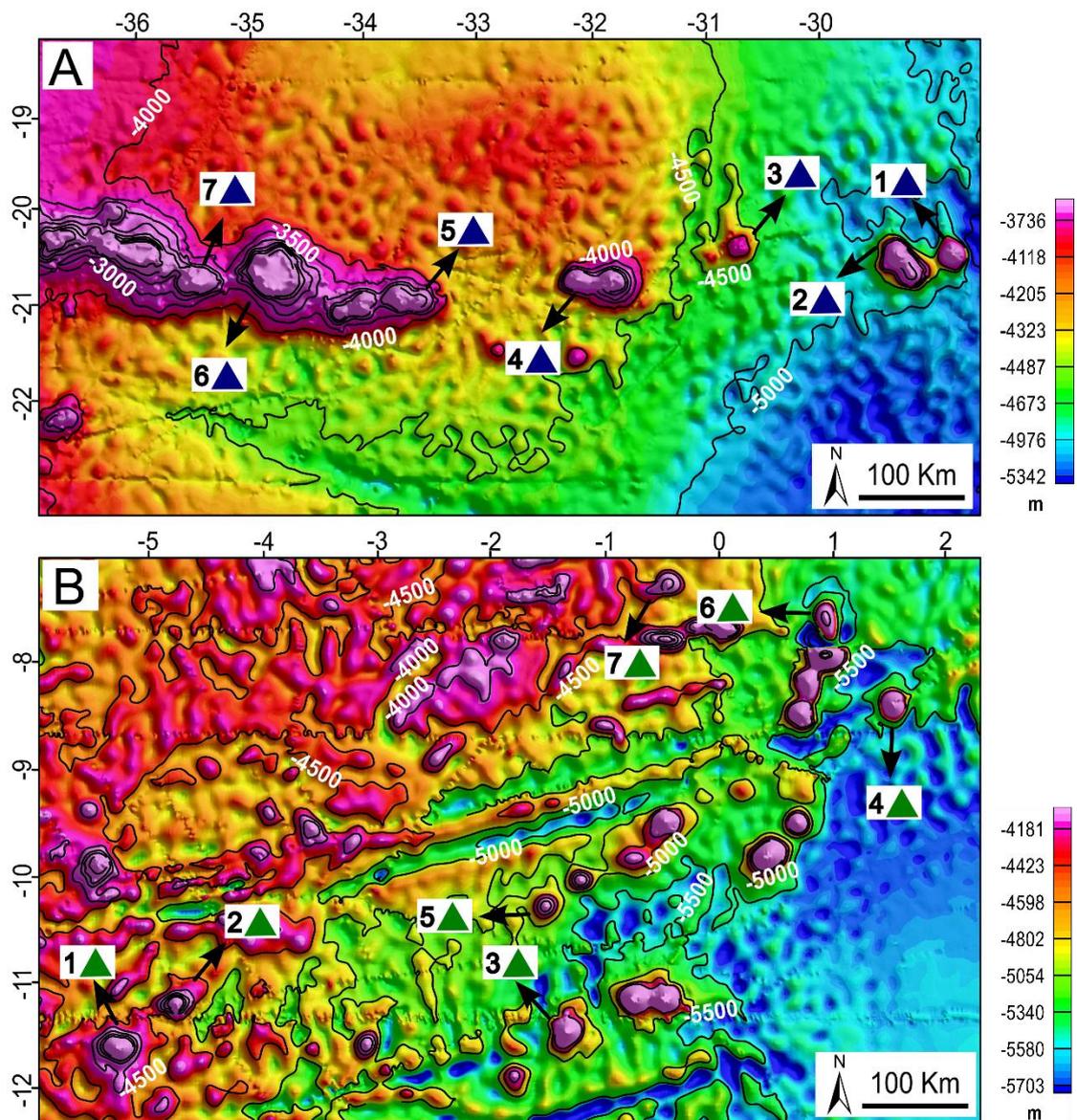
Fonte: Da autora, 2023.

Também foram selecionados sete vulcões formados na cadeia de *seamounts* de Pernambuco, e sete *seamounts* localizados na cadeia de *seamounts* da Bahia (Gomes, 2000; Matos et al., 2021), ambas localizadas na crosta oceânica da margem nordeste do Brasil. Os montes selecionados estão numerados de 1 a 7 na Figura 5. Ainda, foram selecionados sete *seamounts*, numerados de 1 a 7, formados na cadeia de Sojourn (Forsyth et al., 2006; Harmon et al., 2006), localizada no Oceano Pacífico Central (Fig. 5).

Além dos *seamounts* da CFN, a escolha dos vulcões nas demais cadeias levou em conta dois critérios, as maiores estruturas e aquelas cuja forma se aproxima mais de um cone

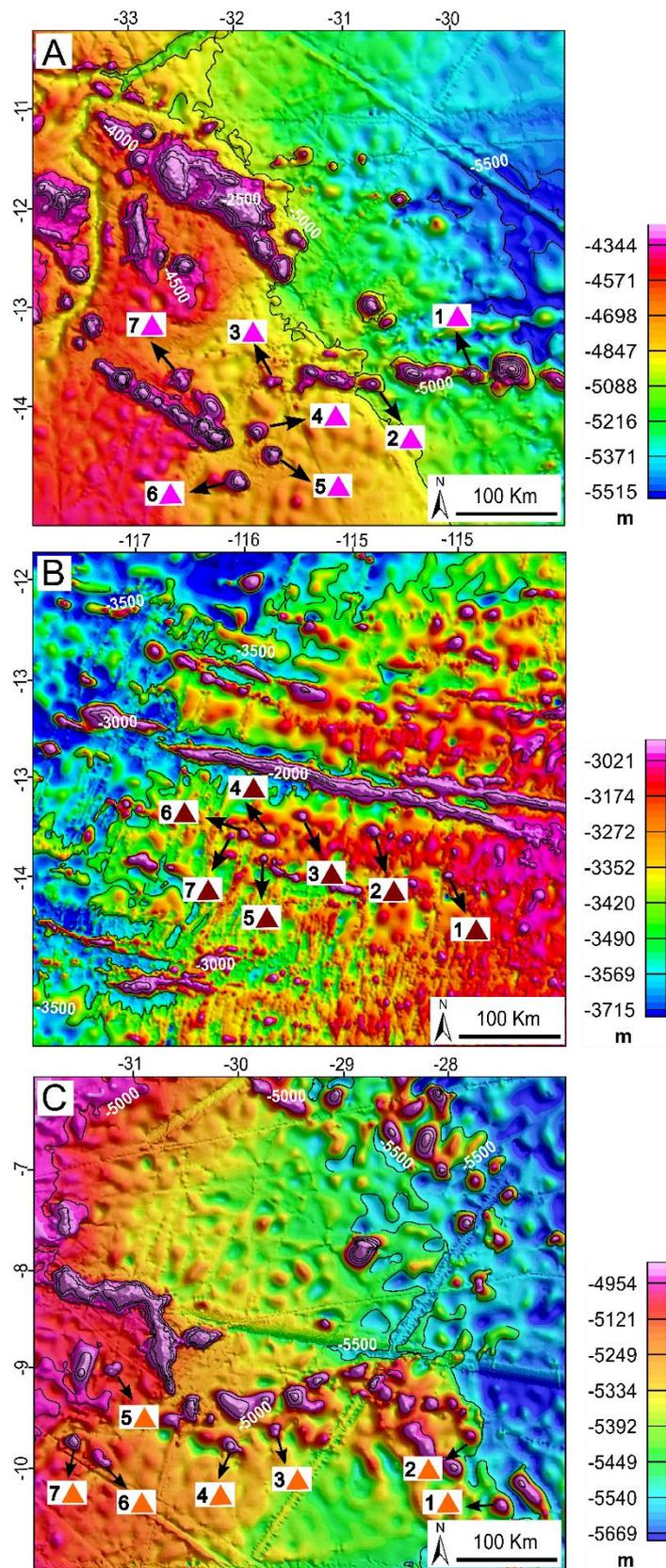
regular, com base circular, selecionados e numerados do mais jovem para o mais antigo. Alguns edifícios são formados por mais de um vulcão, o que produz estruturas complexas, a exemplo de formas cônicas com base elíptica (Wessel et al., 2022). No caso da cadeia de Sojourn, esta foi escolhida porque representa um caso reconhecido de *seamounts* associados a extrusão magmática em uma zona de fratura (Forsyth et al., 2006; Harmon et al., 2006).

Figura 4. Mapa batimétrico com detalhes das cadeias de *seamounts* de A) Trindade (Brasil), e B) Santa Helena (África). Os números indicam os edifícios vulcânicos selecionados para o estudo comparativo (ver localização das cadeias na Figura 3).



Fonte: Da autora, 2023.

Figura 5. Mapa batimétrico com detalhes das cadeias de *seamounts*. A) *Seamounts* da Bahia (Brasil), B) *Seamounts* de Sojourn (Oceano Pacífico Sul) e, C) *Seamounts* de Pernambuco (Brasil). Os números indicam os edifícios vulcânicos selecionados para o estudo comparativo (ver localização das cadeias na Figura 3).



Fonte: Da autora, 2023.

O estudo da morfologia dos *seamounts* a partir de gravimetria de satélite e dados batimétricos permite classificar essas estruturas com base em aspectos como altura, planicidade, raio basal e elipticidade. Esta abordagem também permite inferir o volume dos materiais que compõem os edifícios vulcânicos (Fan et al., 2017; Gervogian et al., 2022; Hillier; Watts, 2007; Koppers; Watts, 2010). A relação entre o raio basal e a altura é o principal aspecto utilizado para classificar os *seamounts* (Gevorgian et al., 2022; Wessel et al., 2022). O achatamento representa a relação entre o raio da superfície plana do cume exposto e o raio da base do vulcão. O ângulo de inclinação do talude do edifício vulcânico é outro fator morfológico importante para estudar sua evolução (Wessel et al., 2022). Estudos anteriores demonstraram que os *seamounts* podem ser tratados como um cone truncado para o qual algumas relações como a razão entre os raios do cume e da base e a inclinação do talude apresentam padrões que podem ser comparados e relacionados aos processos de formação (Gevorgian et al., 2022; Smith, 1988; Smith; Jordan, 1988; Wessel et al., 2022). A aproximação da forma cônica é útil porque pode ser obtida por dados batimétricos e pode ser aprimorada com dados de campo potencial e dados sísmicos para revelar informações confiáveis sobre o volume do material ígneo adicionado à placa (Wessel et al., 2022). Isso é importante porque o volume das estruturas vulcânicas pode ser usado para inferir a origem dos *seamounts*, em relação à influência ou não de processos mantélicos profundos no caso de vulcões intraplaca (Forsyth et al., 2006; King; Adam, 2014; Zhao et al., 2022). Entretanto, a aplicação desta abordagem com base em dados disponíveis (gravimetria, sísmica de reflexão e batimetria) mostra que o método do cone truncado para o cálculo do volume dos *seamounts* apresenta limitações em relação a aspectos como formas assimétricas e a variação de densidade dos materiais de construção do núcleo que afeta a estimativa de flexura da placa. Assim, abordagens mais recentes foram propostas visando uma análise mais robusta que considera parâmetros morfológicos como formas parabólicas e formas sintéticas (gaussianas, polinomiais) (Kim; Wessel, 2011; Wessel, 2001; Wessel et al., 2022).

O uso de dados sísmicos, quando disponíveis, permite melhorar significativamente a estimativa da forma real dos *seamounts*, a partir da relação velocidade-densidade, o que pode ser usado para a calibração de modelos baseados em dados de gravimetria e batimetria (Vásquez et al., 2015; Watts et al., 2021). A quantificação da cobertura sedimentar e a definição da composição química e idades das rochas vulcânicas também podem influenciar a modelagem precisa da forma/volume dos *seamounts* (Buchs et al., 2015; Choudhuri et al.,

2017; Davis et al., 2010; Devey et al., 2003; Ding al., 2022; Hoernle et al., 2011; Jokat; Reents, 2017).

Conforme a abordagem adotada, destacamos que uma primeira aproximação para uma estimativa de volume dos *seamounts* é assumir que essas estruturas apresentem uma forma próxima de um cone reto de base circular com raio da base igual a (R), altura máxima (H), raio menor (r) em uma determinada altura (h), onde ($H > h$) e ($R > r$), neste caso o raio (r) varia de acordo com a altura (h) do cone (Fig. 6). A altura obtida pelo *Shuttle Radar Topography Mission* apresenta a limitação de ser restrita a superfície do leito oceânico. Para incluir esta dimensão dos edifícios vulcânicos, o trecho dos *seamounts* oculto pela cobertura sedimentar que existe sobre as crostas oceânicas foi estimado a partir dos dados de espessura da cobertura sedimentar oceânica global compilado a partir de dados sísmicos e de poços (*Sediment Thickness*) (Whittaker et al., 2013) (Fig. 6). Diante disto, a altura H pode ser descrita como $H = h_1 + h_2$. O ângulo de inclinação (α) é representado (Schipper et al., 2010) (Fig.6) por:

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{H}{R} \quad (1)$$

Por sua vez $r(h)$ é dado abaixo:

$$r(h) = \left\{ \frac{R}{H} (H - h) \right\} \quad (2)$$

O objetivo é definir a área A, volume V e altura H, assim temos que a área A em função de h é obtida por:

$$A(h) = \pi r^2 \quad (3)$$

Substituindo a Eq. 2 na Eq. 3 obtemos a seguinte expressão:

$$A(h) = \left[\pi \frac{R^2}{H^2} (H - h)^2 \right] \quad (4)$$

O volume V pode ser obtido por meio da integração da equação 4, onde π , R^2 e H^2 são constantes. Portanto a equação 4 tornar-se:

$$V = \pi \frac{R^2}{H^2} \int_0^H (H - h)^2 \partial h \quad (5)$$

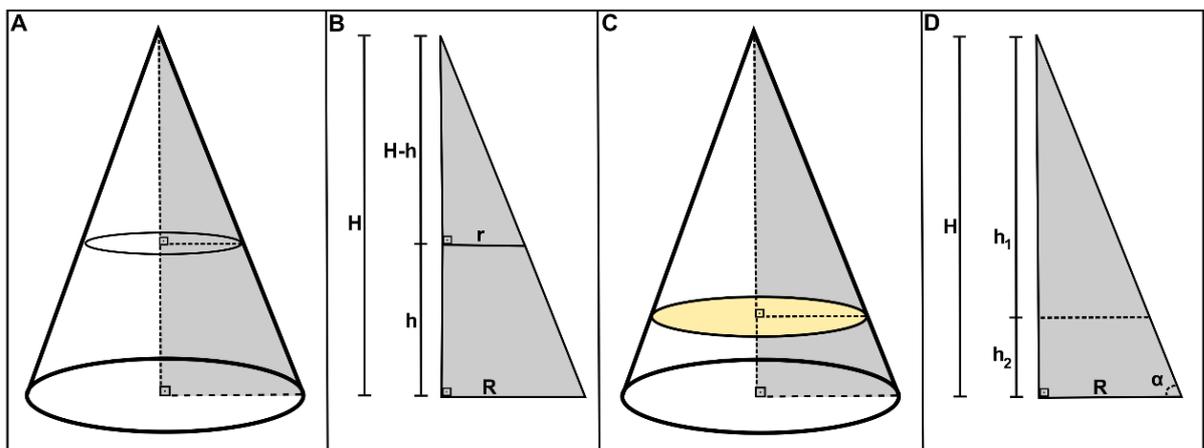
Então temos que:

$$V = \pi \frac{R^2}{H^2} \frac{H^3}{3} \quad (6)$$

Finalmente o volume do cone é dado pela equação 7:

$$V = \frac{1}{3} \pi R^2 H \quad (7)$$

Figura 6. Aspectos geométricos da abordagem de cálculo de volume dos edifícios vulcânicos. (A) Cone reto. (B) Sessão triangular, R é o raio da base, r e h são, respectivamente, o raio e altura de uma seção qualquer, H é a altura total do cone. (C) Cone reto. O círculo em amarelo indica o topo da camada de sedimentos (espessura). (D) Sessão triangular, onde h_1 é a altura obtida através dos dados de altimetria (SRTM), h_2 é a altura da espessura da camada de sedimento, H representa a altura total do cone, R representa o raio do cone, e α o ângulo de inclinação.



Fonte: Da autora, 2023.

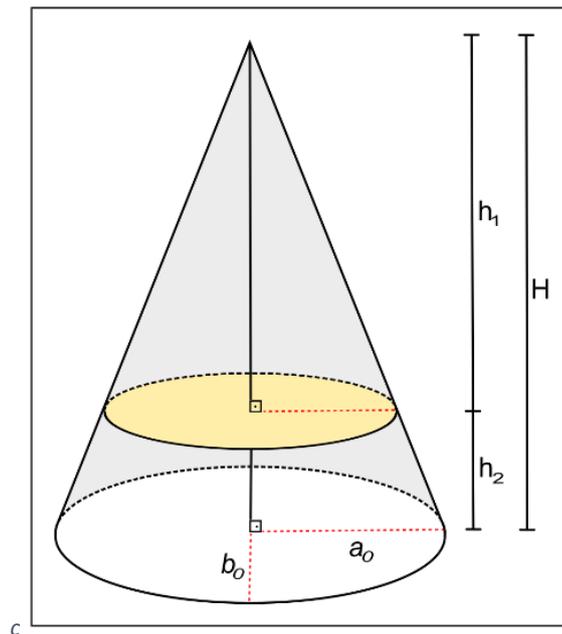
3.6 ESTIMATIVA DO VOLUME DOS *SEAMOUNTS* DE BASE ELÍPTICA

A estimativa volumétrica dos *seamounts* selecionados nas seis cadeias analisadas com base no cálculo do cone elíptico seguiu os modelos propostos por Fan et al. (2017) e Wessel et al. (2022). Os sete edifícios vulcânicos analisados na CFN, foram selecionados por estarem após a COB (*Continent ocean boundary*), para que fosse possível excluir possíveis influências da sedimentação sobre a crosta continental ou transicional.

O modelo de Wessel et al. (2022) assume que o raio representativo do cone será obtido por meio da média geométrica entre a_0 e b_0 os quais representam os semieixos maiores e menores respectivamente (Fig. 7), assim o raio basal é encontrado pela Equação 8:

$$R_0 = \sqrt{a_0 b_0} \quad (8)$$

Figura 7. Parâmetros do cone elíptico utilizados para o cálculo do volume dos edifícios vulcânicos. Os termos a_0 e b_0 representam os semieixos, respectivamente, maior e menor, h_1 é a altura obtida através dos dados de altimetria (SRTM), h_2 representa a altura da espessura da camada de sedimentos, e H representa a altura total do cone.



Fonte: Da autora, 2023.

A excentricidade (e) da base é definida por Fan *et al.* 2017 como:

$$e = \sqrt{1 - f^2} \quad (9)$$

Onde f é:

$$f = \frac{b}{a} \quad (10)$$

Na Eq. 10, (a) e (b) representam, respectivamente, os eixos maior e menor da elipse basal. Portanto, substituindo R por R_0 na equação 8 permite descrever o volume como:

$$V = \frac{\pi R_0^2 H}{3} \quad (11)$$

Colocando R_0 em função de a e b ele pode ser reescrito como:

$$R_0 = \sqrt{\frac{a}{2} \times \frac{b}{2}} \quad (12)$$

Substituindo a equação 12 na 11, temos que:

$$V = \frac{\pi \left(\sqrt{\frac{a}{2} \times \frac{b}{2}} \right)^2 H}{3} \quad (13)$$

Portanto o volume pode também ser descrito como:

$$V = \frac{1}{12} \pi abH \quad (14)$$

3.7 ESTIMATIVA DA SUPERFÍCIE DE MOHOROVICIC

O trabalho utilizou programa 3DINVER.M, que é baseado no algoritmo de Parker-Oldenburg, o código em MATLAB foi disponibilizado por Gómez-Ortiz e Agarwal (2005). O processo de inversão para calcular a anomalia de gravidade é inicialmente descrito pela equação de Parker (1973):

$$F[\Delta g] = -2\pi G\Delta\rho^{-kZ_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (15)$$

onde $F[\Delta g]$ é a transformada de *Fourier* da anomalia de gravidade, G é a constante gravitacional, $\Delta\rho$ é o contraste de densidade da interface crosta-manto, k é o número de onda, h é o valor da interface interpolada, \vec{r} é o vetor posição (x,y,z) e Z_0 é a profundidade média da interface horizontal. A equação de Parker baseia-se numa série de transformadas de *Fourier*, Oldenburg (1974) reorganizou a equação de Parker de modo que a obtenção da superfície da interface pudesse ser calculada através de um processo iterativo, visto que a anomalia *Bouguer* estudada expressa apenas os contrastes laterais de densidade, \vec{r} pode ser substituído apenas por x , portanto temos que:

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)]e^{-kZ_0}}{2\pi G\Delta\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (16)$$

O processo iterativo é finalizado quando o número máximo de 10 interações for realizado ou quando a diferença entre duas estimativas sucessivas for menor que o critério de convergência. De acordo com Oldenburg (1974), o processo será convergente quando: 1- a profundidade para a interface for maior que zero e não interceptar a topografia, 2- a amplitude do relevo da interface for inferior à profundidade média da interface.

Como o processo de inversão da equação 2 é instável em altas frequências, o *high-cut filter*, $HCF(k)$, foi implementado para estabilizar a inversão e é definido como:

$$HCF(k) = \left\{ \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k - 2\pi WH}{2(SH - WH)} \right) \right] \right\} \quad \text{para } WH < k < SH \quad (17)$$

$$\text{Quando: } \begin{cases} k > SH, HCF(k) = 0 \\ k < WH, HCF(k) = 1 \end{cases}$$

Onde WH é o *smaller cut-off frequency*, SH é o *greater cut-off frequency* e K é o número de onda. De acordo com Gómez-Ortiz e Agarwal (2005) a anomalia modelada deve

ser semelhante à utilizada como entrada no primeiro passo do processo de inversão. Os parâmetros utilizados foram WH=0.01, SH=0.012, com critério de convergência = 0.02 e truncamento do tamanho da janela de dados igual a 0.1 (Gómez-Ortiz e Agarwal, 2005), $\Delta\rho = 0.4$ (Raskin N, G. S., 1984; Gómez-Ortiz e Agarwal, 2005; Bai, Yongliang et al., 2019; Mooney, W. D. et al., 2023), e por fim, como a área estudada abrange crosta continental e oceânica, o modelo CRUST 1.0 foi utilizado para escolha do valor da profundidade média da interface (Z_0), foram adotados dois valores de Z_0 , pois a área de estudo foi recortada em duas janelas onde a primeira abrangia crosta continental e oceânica o Z_0 foi igual a 18 km, já na janela de crosta puramente oceânica adotou-se um $Z_0 = 12$ km, depois do processo de inversão ser realizado para cada uma das janela as duas foram suturadas utilizando o *software* Oasis Montaj versão 9.1.

3.8 ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DA SUPERFÍCIE DE CURIE (SC), GRADIENTE GEOTÉRMICO E FLUXO DE CALOR

O método pressupõe que a dimensão vertical do limite superior de uma fonte magnética é muito menor do que a dimensão horizontal da mesma, e a magnetização $M(x,y)$ é uma função aleatória de x e y (Bhattacharyya; Leu, 1975b, Spector; Grent, 1970). Além disso, de acordo com o modelo proposto por Blakely (1995), o espectro de densidade de energia da anomalia magnética observada é dado por:

$$P(k_x, k_y) = \Phi_M(k_x, k_y) 4\pi^2 C_m^2 |\Theta_m|^2 |\Theta_f|^2 e^{-2|k|Z_t} [1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)}]^2 \quad (18)$$

Onde k_x, k_y são os números de onda nas direções x , e y . Φ_M representa o espectro de densidade de potência da magnetização, C_m^2 é uma constante de proporcionalidade, os módulos de Θ_m e Θ_f representam a direção de magnetização e direção do campo geomagnético, respectivamente. Assim, usando o modelo de magnetização auto-similar (Maus et al. 1997), considera-se que as fontes magnéticas tenham uma distribuição fractal, logo o espectro de potência médio radial da magnetização Φ_m é dado pela relação (Bouligand et al., 2009; Maus et al. 1997; Pilkington; Todoeschuck, 1993):

$$\Phi_m(k) \propto k^{-\beta} \quad (19)$$

Onde β é o expoente fractal de escala e os valores de z_t e z_0 podem ser calculados através das equações (19) e (20) (método fractal), que são (Bansal et al. 2011):

$$\ln[k^\beta \times P(k)] = \ln E - 2kZ_t \quad (20)$$

$$\ln \left[\frac{k^\beta \times P(k)}{k^2} \right] = \ln F - 2kZ_0 \quad (21)$$

Onde E e F são constantes e representam o expoente fractal. As equações 19 e 20 representam uma inversão linear para a determinação de topo e centróide. Em seguida é possível calcular a profundidade da base, a qual é assumida como sendo a região em que os minerais perdem as suas propriedades magnéticas:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (22)$$

Para a obtenção da SC foram calculados 275 pontos de Curie que cobriram a região de estudo, com um tamanho de janela de 200 x 200 km. Para garantir o tamanho ideal da amostragem da janela, realizamos um teste em três regiões distintas da área de estudo com quatro janelas quadradas diferentes (100, 150, 200 e 300). Assim, observou-se que uma variação mínima na estimativa da profundidade da base magnética ocorreu para janelas a partir de 200 km, o que indica que essa representa o tamanho adequado para a detecção da base magnética. A taxa de sobreposição entre as janelas foi de 50%.

A partir do cálculo da SC, é possível obter uma estimativa do gradiente geotérmico (GG), a partir da profundidade encontrada para a isoterma de Curie, cuja temperatura é ~580 °C, e a temperatura na superfície da crosta considerando uma direção vertical entre os dois pontos (Eppelbaum et al. 2014). Assim, a distribuição GG foi obtida através de:

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{\Delta T}{\Delta Z} = \frac{580^\circ \text{C}}{Z_b} \quad (23)$$

Depois de estimar os valores GG em, °C/m, é possível estimar os valores de fluxo de calor (FC) por meio da seguinte equação:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (24)$$

onde q representa o FC, dado em mW/m^2 , λ representa a constante de condutividade térmica ($W/m^\circ C$); e $\frac{\partial T}{\partial z}$ representa o GG ($^\circ C/m$). Quando não é possível dispor de informações sobre a condutividade da crosta nas regiões estudadas, como no caso de regiões oceânicas, é possível adotar a abordagem de Kappelmeyer e Haenel (1974), que propôs uma forma de estimar este efeito na crosta terrestre considerando um fator que varia entre 2 e 2,5, de acordo com os diferentes cenários de arranjo crustal. Conforme esta abordagem, a presente pesquisa adotou um valor intermediário de $\lambda = 2,25 W/m^\circ C$ (Eppelbaum et al., 2014). Os dados obtidos para os valores de GG e FC foram interpolados em uma grade espacial de 30 km para produzir mapas com a distribuição espacial destas propriedades.

4. RESULTADOS

4.1 VOLUME DOS *SEAMOUNTS*

Os resultados obtidos no presente trabalho para o estudo da morfologia dos *seamounts* da CFN e das demais cadeias selecionadas com base na metodologia descrita anteriormente foram sumarizados na Tabela 1, que exhibe os valores dos parâmetros analisados como os eixos da base e topo do cone, altura, ângulo de inclinação do talude, excentricidade entre a base e o topo, e o volume estimado dos edifícios (Eq. 7) e elipse (Eq. 11), podem ser observados para cada um dos 7 *seamounts* das 6 cadeias analisadas, totalizando 42 *seamounts* estudados. Os *seamounts* podem ocorrer como edifícios isolados ou edifícios conjugados que devido à proximidade formam uma estrutura integrada (Buchs, 2015). Nestes casos a pesquisa optou por considerar apenas um único corpo/estrutura para o cálculo do volume.

Para a CFN foram encontrados valores, para o eixo maior da elipse que forma a base dos edifícios, que variam de 42 até 92 km, e os valores do eixo menor variaram de 27 até 65km, e a excentricidade média foi de 0,6. Os *seamounts* nesta cadeia apresentaram alturas (h_1) e (h_2) que variaram entre 2,41 e 4,11 km, e entre 1,31 e 3,04 km, respectivamente. As alturas (H) das estruturas analisadas variam entre 3,87 e 6,44 km. Conforme o método do cone usando o menor semieixo, o volume dos edifícios variou de 781,39 a 6987 km³, com o maior semieixo os valores foram de 1805 a 13827,48 km³, para o cone elíptico o volume dos *seamounts* variou de 1188 até 9834,16 km³ (Tabela 1).

Para a Cadeia de Trindade o eixo maior variou entre 40 e 98,91 km, enquanto o valor do eixo menor variou entre 33 e 88,91 km, e a excentricidade média foi de 0,55. As alturas encontradas de (h_1) e (h_2), variaram de 1 até 5,29 km, e de 0,1 até 0,7 km, respectivamente. As alturas (H) dos edifícios variaram entre 1 e 5,5 km, o volume obtido a partir do cálculo com o menor semieixo variou entre 616 e 9160,7 km³, e com o maior semieixo os valores variaram entre 1612 e 11337,88 km³, e com o cone elíptico o volume dos *seamounts* variou entre 997 e 10196,5 km³ (Tabela 1).

Para os *seamounts* do *hotspot* de Santa Helena o eixo maior variou de 44 a 76,69 km, enquanto o menor variou de 31 a 61 km, e a excentricidade média foi de 0,68. Estes *seamounts* apresentaram alturas (h_1) e (h_2) que variaram entre 1,97 e 6,41 km, e entre 0,13 e 0,20 km, respectivamente. As alturas (H) variaram entre 2,15 e 6,61 km, e o volume obtido com o menor semieixo variou entre 755 e 4521km³, e com o maior semieixo estes variaram

entre 1110 e 8553km³, e conforme a abordagem do cone elíptico o volume dos *seamounts* entre de 916 e 5834 km³ (Tabela 1).

Tabela 1 – Parâmetros analisados conforme a metodologia de cálculo do volume dos *seamounts* pela metodologia do cone, elipse, e valores dos volumes estimados.

ID	Longitude (°W)	Latitude (°S)	Major Axis a (km)	Minor Axis b (km)	R ₀ (km)	Slope (°)	Eccentricity e	Bathymetry height h1 (km)	Sedimentation height h2 (km)	Total Height H (km)	Volume minor axis cone (Km ³)	Volume major axis cone (Km ³)	Volume elliptical cone (Km ³)
FERNANDO DE NORONHA CHAIN													
1	31.83	4.02	42.23	27.78	17.13	12.73	0.75	2.41	1.46	3.87	781.39	1805.33	1188.32
2	32.41	3.86	67.79	55.57	30.69	10.50	0.57	4.05	1.64	5.69	4594.31	6838.16	5607.90
3	33.22	4.27	48.90	45.57	23.60	12.93	0.36	4.11	1.31	5.42	2944.82	3391.54	3161.90
4	33.21	3.75	50.01	41.12	22.67	14.50	0.57	3.88	1.99	5.86	2594.53	3837.79	3157.12
5	33.79	3.87	92.25	65.57	38.89	9.07	0.70	3.88	2.33	6.21	6987.00	13827.48	9834.16
6	34.71	3.83	50.01	34.45	20.76	16.20	0.72	3.48	2.55	6.03	1872.92	3946.58	2720.13
7	35.01	3.49	50.01	36.68	21.41	16.75	0.68	3.41	3.04	6.44	2268.41	4218.12	3094.85
TRINIDADE CHAIN													
1	28.84	20.49	40.01	33.34	18.26	15.26	0.55	4.88	0.10	4.98	1449.35	2087.07	1740.10
2	29.25	20.59	77.80	57.79	33.53	9.40	0.67	5.29	0.26	5.55	4849.49	8787.90	6531.47
3	30.73	20.44	61.13	37.79	24.03	3.93	0.79	1.07	0.58	1.65	616.40	1612.97	997.62
4	31.83	20.73	92.25	66.68	39.21	7.19	0.69	4.23	0.72	4.95	5757.03	11016.72	7967.93
5	33.57	20.87	66.68	57.79	31.04	8.86	0.50	4.17	0.67	4.84	4230.68	5632.57	4884.03
6	34.74	20.65	98.91	88.91	46.89	5.40	0.44	3.86	0.57	4.43	9160.76	11337.88	10196.52
7	35.44	20.73	53.35	52.24	26.39	8.82	0.20	3.47	0.62	4.10	2923.99	3049.74	2987.71
SANTA HELENA CHAIN													
1	5.22	11.62	76.69	61.13	34.23	7.69	0.60	4.50	0.13	4.62	4521.03	7115.58	5674.72
2	4.73	11.20	61.13	35.56	23.31	14.31	0.81	5.82	0.13	5.95	1968.79	5816.01	3385.58
3	1.30	11.45	73.35	50.01	30.28	11.34	0.73	5.89	0.19	6.08	3976.19	8553.22	5834.70
4	1.55	8.42	61.13	51.12	27.95	9.48	0.55	4.46	0.20	4.67	3192.46	4563.90	3819.01
5	1.55	10.34	44.46	36.68	20.19	6.07	0.57	1.97	0.18	2.15	755.96	1110.69	916.78
6	0.95	7.63	53.35	33.34	21.09	8.45	0.78	2.93	0.20	3.13	911.62	2333.75	1459.33
7	0.41	7.29	48.90	31.12	19.50	18.73	0.77	6.41	0.20	6.61	1675.41	4137.23	2634.12
PERNAMBUCO CHAIN													
1	28.03	10.73	33.34	26.67	14.91	4.57	0.60	0.81	0.39	1.19	221.99	346.86	277.63
2	28.32	10.03	24.45	22.23	11.66	5.18	0.42	0.54	0.52	1.06	136.49	165.15	150.21
3	30.07	9.98	26.67	18.89	11.22	8.22	0.71	0.58	1.04	1.62	151.38	301.72	213.83
4	30.48	10.13	40.01	16.67	12.91	9.72	0.91	1.14	1.07	2.21	160.80	926.22	386.12
5	31.55	9.38	21.12	12.23	8.03	15.70	0.82	0.93	1.33	2.26	88.32	263.49	152.62
6	31.66	10.26	34.45	20.01	13.13	9.94	0.81	0.78	1.52	2.30	240.91	714.54	415.10
7	31.89	10.09	22.23	18.89	10.25	17.67	0.53	1.47	1.80	3.26	304.86	421.95	358.84
BAHIA CHAIN													
1	29.93	13.84	27.78	20.01	11.79	17.73	0.69	3.44	0.33	3.77	394.59	761.18	548.32
2	30.88	13.94	31.12	18.89	12.12	7.62	0.79	1.30	0.32	1.62	151.43	410.79	249.54
3	31.77	13.09	20.01	16.67	9.13	7.46	0.55	0.87	0.32	1.20	86.96	125.22	104.41
4	31.92	14.42	30.01	27.78	14.44	7.76	0.38	1.50	0.47	1.97	397.31	463.42	429.31
5	31.49	14.63	26.67	25.56	13.06	13.57	0.29	2.68	0.48	3.15	538.79	586.65	562.50
6	32.09	14.89	33.34	25.56	14.60	11.17	0.64	2.32	0.56	2.88	492.66	838.17	642.92
7	32.61	13.89	25.56	20.01	11.31	8.51	0.62	1.05	0.65	1.69	177.23	289.36	226.57
SOJOURN CHAIN													
1	114.60	14.40	15.56	11.11	6.58	8.18	0.70	0.90	0.05	0.95	30.55	59.87	42.79
2	115.21	13.97	20.01	18.89	9.72	5.92	0.33	0.93	0.07	1.01	94.10	105.50	99.69
3	115.92	13.85	22.23	15.56	9.30	5.60	0.71	0.83	0.08	0.91	57.79	117.94	82.60
4	116.22	14.05	27.78	18.89	11.46	3.07	0.73	0.52	0.10	0.61	57.40	124.13	84.45
5	116.27	14.26	16.67	12.23	7.14	9.65	0.68	1.13	0.09	1.21	47.49	88.31	64.79
6	116.45	14.01	16.67	15.56	8.05	9.26	0.36	1.24	0.07	1.31	83.18	95.49	89.17
7	116.55	14.03	13.34	8.89	5.44	11.81	0.75	1.07	0.07	1.14	23.55	52.98	35.34

Fonte: Da autora, 2023.

Para os *seamounts* de Pernambuco a dimensão do eixo maior variou entre 21 e 40 km, enquanto o eixo menor variou entre de 12 e 26,67 km, e a excentricidade média foi de 0,68. Estes apresentaram alturas (h_1) e (h_2), que variaram entre 0,54 e 1,47 km, e entre 0,39 e 1,8

km, respectivamente. As alturas dos edifícios variaram entre 1 e 3,2 km. O volume estimado pela metodologia do cone utilizando o menor semieixo variou entre 88 e 304,86 km³, e com o maior semieixo os valores variaram entre 165 e 926 km³, e com a aplicação do cone elíptico o volume dos *seamounts* variou entre 150 e 415 km³ (Tabela 1).

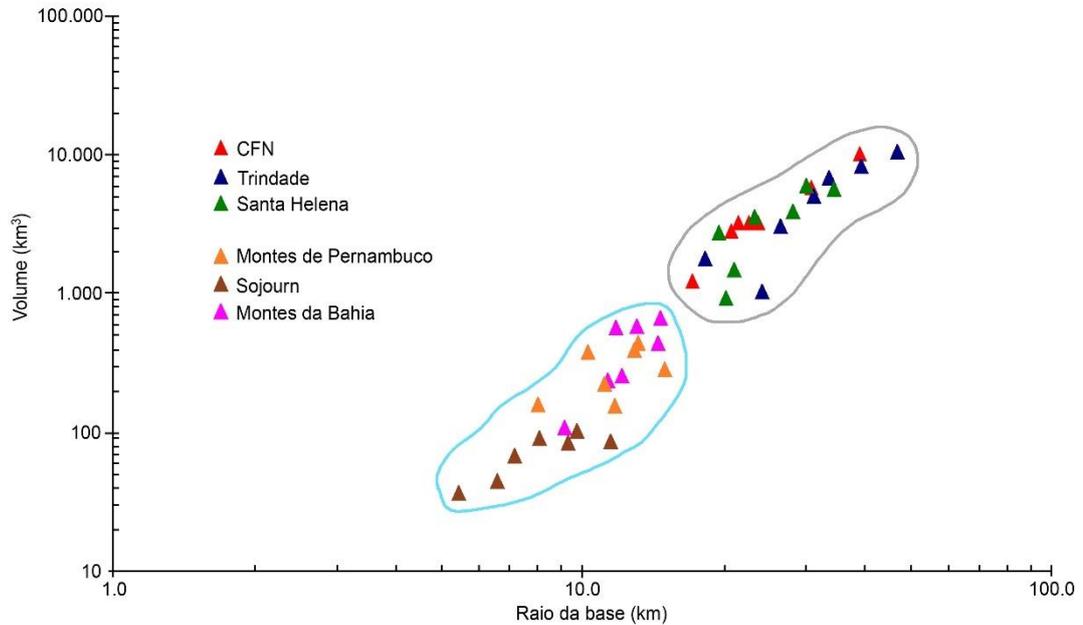
Para os *seamounts* da Bahia e proximidades o eixo maior foi de 20 até 33 km, enquanto o menor variou de 16 até 27,78 km, gerando uma excentricidade média de 0,57, os *seamounts* apresentaram alturas (h_1) e (h_2) que variaram entre 0,8 e 3,44 km, e entre 0,3 e 0,65 km, respectivamente. As alturas totais variam entre 1,2 e 3,7 km, e o volume obtido com o valor do menor semieixo variou entre 86 e 538,79 km³, e com o maior semieixo os valores variaram entre 125 até 838 km³, e para o cone elíptico o volume dos *seamounts* variou de 104 até 642,92 km³ (Tabela 1).

Para os *seamounts* da Cadeia de Sojourn, o valor do eixo maior variou entre 13 e 27,78 km, enquanto o valor do eixo menor variou entre 8 e 18,89 km, e a excentricidade média foi de 0,6. Os edifícios vulcânicos apresentaram valores de altura (h_1) e (h_2), que variaram entre 0,5 e 1,2 km, e 0,05 até 0,1 km. Os valores de altura variam entre 0,6 e 1,3 km, e os volumes obtido a partir do valor do menor semieixo variaram entre 23 e 94 km³, e com o maior semieixo os valores variaram entre 52 e 124 km³, e para o cone elíptico os volumes variaram entre 35 e 99,69 km³ (Tabela 1).

As Figuras 8 e 9 mostram gráficos de correlação entre características dos *seamounts* estudados nas diferentes regiões. A Figura 8 mostra a relação entre volume e diâmetro do raio da base das estruturas, em escala log x log. O valor de volume utilizado nesta correlação foi o volume obtido a partir do cálculo do cone com base elíptica.

A Figura 8 mostra que os *seamounts* formados em cadeias cuja origem é atribuída a *hotspots* associados a ascensão de material mantélico apresentam os maiores valores de raio da base e de volume. Os *seamounts* associados ao magmatismo intraplaca sem influência mantélica formam um agrupamento com valores menores de raio da base e do volume total dos edifícios (Fig. 8). O aspecto mais importante é que a distribuição destes valores forma um *trend* bem definido com uma relação direta entre estes dois parâmetros. Os *seamounts* das cadeias de Trindade e Noronha apresentam os maiores valores.

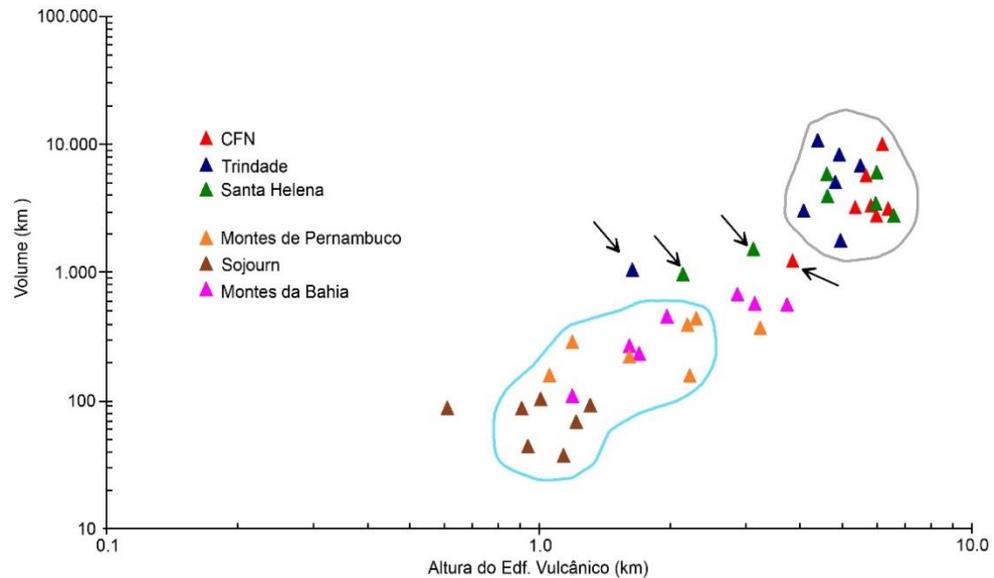
Figura 8. Correlação entre volume e raio da base dos *seamounts* estudados. O polígono cinza indica o agrupamento formado por vulcões associados a *hotspots* com influência mantélica profunda. O polígono azul indica o *cluster* formado por *seamounts* intraplaca formados por vulcanismo não associado a influência mantélica profunda.



Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 9 mostra a correlação (log x log) entre os valores de altura total e volume dos *seamounts* estudados, e neste caso é possível perceber uma separação semelhante à que foi observada para a relação volume x raio. Dois *clusters* reúnem os *seamounts* que são relacionados a fenômenos mantélicos profundos e os *seamounts* não relacionados processos do manto profundo (Fig. 9). Ainda é possível observar um *trend* de relação direta entre esses dois parâmetros que indica um efeito de formação dos vulcões (Fig. 9). As setas pretas na Figura 9 indicam vulcões das cadeias de Santa Helena, CFN e Trindade que estão posicionados fora do cluster formados por vulcões com maiores valores de volume e altura (*cluster* de estruturas associadas à influência mantélica profunda). Nestes casos os vulcões apresentam valor de volume maior do que todos os demais vulcões não associados a processos mantélicos profundos, mas os valores de altura menores os posicionam fora do cluster superior. Este efeito é resultado da erosão dos topos dos *seamounts* que cria esse desvio na relação.

Figura 9. Correlação entre volume e altura total dos *seamounts* estudados. O polígono cinza indica o agrupamento formado por vulcões associados a *hotspots* com influência mantélica profunda. O polígono azul indica o cluster formado por *seamounts* intraplaca formados por vulcanismo não associado a influência mantélica profunda. Setas pretas indicam *seamounts* que saíram do cluster principal.

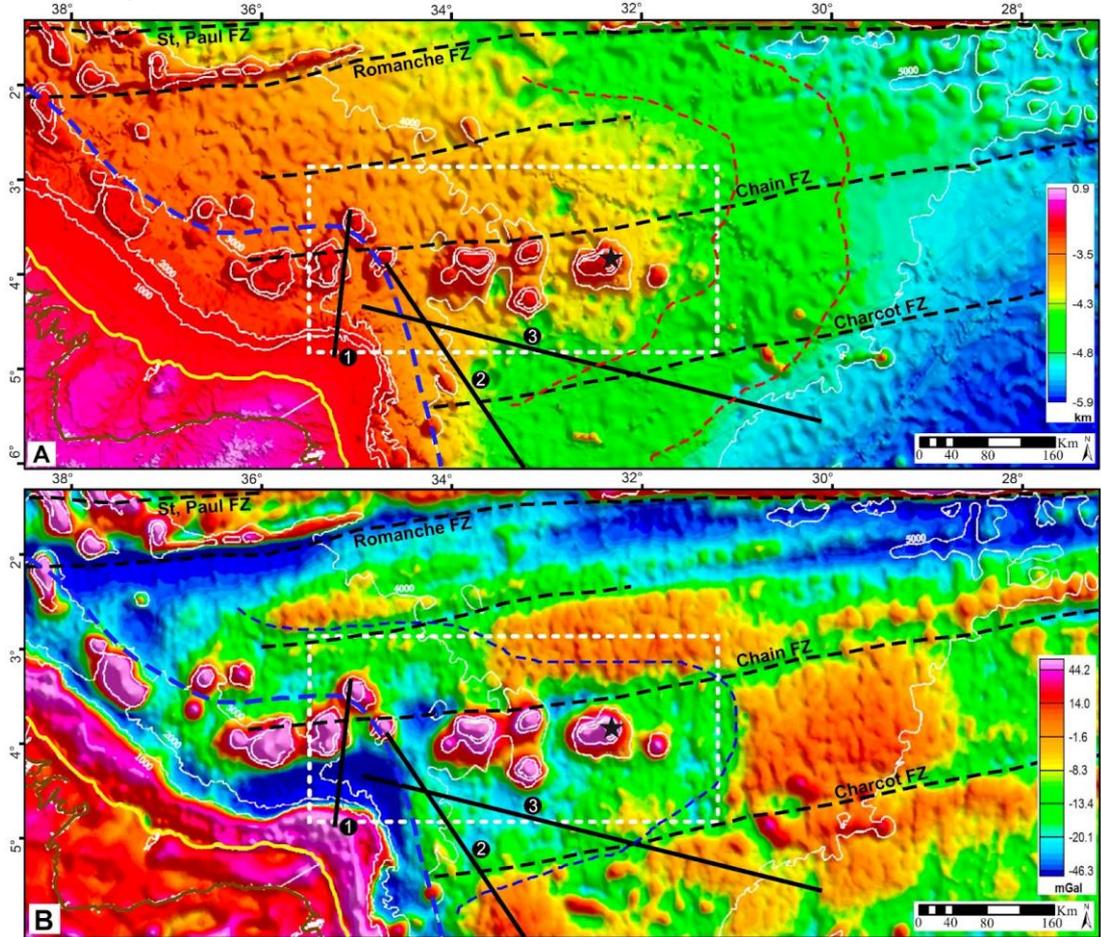


Fonte: Da autora, 2023.

4.2 ANÁLISE DA MODELAGEM DOS DADOS GEOFÍSICOS POTENCIAIS

A Figura 10 mostra os mapas de topografia/batimetria por radar (SRTM) (Fig. 10A), e de gravimetria *Free-air* (Fig. 10B). No mapa de batimetria da região oceânica onde está a CFN é possível observar o alinhamento de vulcões ao longo da terminação da ZF de Romanche e o alinhamento de vulcões que forma a CFN, os quais estão encaixados entre as ZFs de Charcot, a sul, e Chain, a norte. A ZF de Chain/Fernando de Noronha localiza-se de forma paralela e próxima aos vulcões da CFN. A projeção da ZF de Chain tangencia a estrutura dos vulcões 4 e 5, e passa entre os vulcões 6 e 7 da CFN. A topografia do leito oceânico revela uma estrutura elevada e alongada que se projeta a partir da quebra da plataforma e talude e acompanha a CFN, formando um promontório encaixado entre as ZFs de Charcot e Romanche (linhas tracejadas vermelhas na Fig. 10A). O mapa *Free-air* revela o efeito topográfico da margem continental bem pronunciada e da estrutura do Platô de Touros com valores acima de 45 mGal.

Figura 10. A) Mapa de topografia e batimetria do leito oceânico. B) Mapa de gravimetria *Free-air*. Linhas pretas tracejadas- ZF, linhas pretas contínuas - seções sísmicas (1 - 0130-1309, 2- L5000-165, 3 - L5000-169), Estrela - posição do AFN, Linha azul tracejada grossa - posição da COB, retângulo em linha tracejada branca - área de influência da CFN. Linhas tracejadas vermelhas - interpretação de estrutura elevada alongada no leito oceânico em torno da CFN, linha tracejada azul fina - interpretação de zona alongada ao redor da CFN com maior acúmulo de depósitos sedimentares.

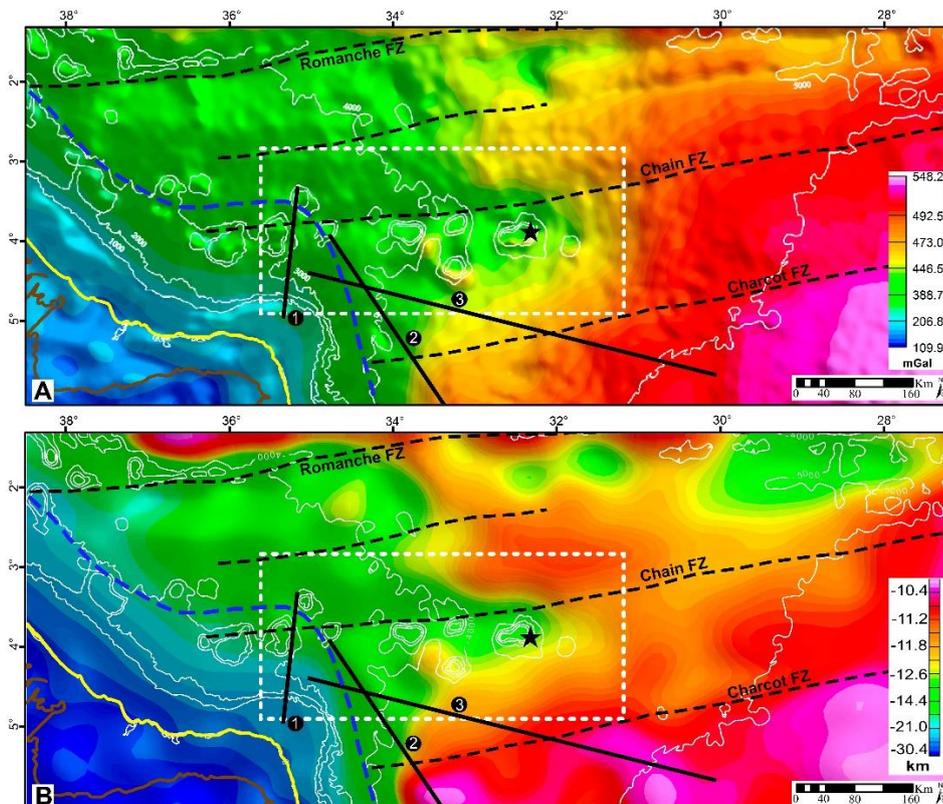


Fonte: Da autora, 2023.

Também no mapa *Free-air* (Fig. 10B) observa-se uma zona de valores negativos no contorno do Platô de Touros e a porção leste da Bacia Potiguar o que está associado a uma espessura importante de depósitos sedimentares sobre crosta continental. Também ocorrem regiões alongadas com valores negativos próximos a ZF de Romanche também devido ao acúmulo de depósitos sedimentares em depressões alongadas associadas a esta estrutura. É possível interpretar uma zona alongada com valores entre -10 e -30 mGal que circunda a CFN (linha tracejada azul fina na Fig. 10B). Isto sugere uma zona de maior espessura de depósitos sedimentares/vulcânicos/vulcanoclásticos ao redor da CFN. O limite sul desta zona alongada é a ZF de Charcot. Ao redor desta estrutura ocorrem anomalias de contorno regional com valores entre -5 e 14 mGal que sugerem uma espessura bem menor de depósitos sedimentares.

A Figura 11 mostra os mapas de anomalia *Bouguer* e de estimativa da profundidade da interface manto-crosta, Moho. O mapa de anomalia *Bouguer* mostra que entre a CFN e a ZF Chain existe uma região com valores entre 250 e 420 mGal que estão bem abaixo dos valores observados para a crosta oceânica na região mais distal, entre 460 e 540 mGal (Fig. 11A). Esta região em torno da CFN se caracteriza como uma faixa alongada com estes valores entre 250 e 420 mGal ligada a região da margem continental. O mapa da profundidade Moho mostra valores entre 31 e 20 km na região continental e das bacias marginais. Na região do Alto de Touros a transição da margem estirada para a crosta oceânica mostra valores entre 20 e 17 km, em uma zona de transição de 80 a 100 km. Entretanto, na região da CFN, a profundidade abaixo os *seamounts* mais jovens fica entre 14 e 12 km. (Fig. 11B).

Figura 11. A) Mapa de anomalia *Bouguer*. B) Mapa de estimativa da Moho. Linhas pretas tracejadas - ZFs, linhas pretas contínuas - seções sísmicas (1 - 0130-1309, 2- L5000-165, 3 - L5000-169), Estrela - posição do AFN, Linha azul tracejada grossa - posição da COB, retângulo em linha tracejada branca - área de influência da CFN, linha tracejada preta fina - interpretação do efeito crustal de intrusão de material magmático relacionado a crosta na região da CFN.

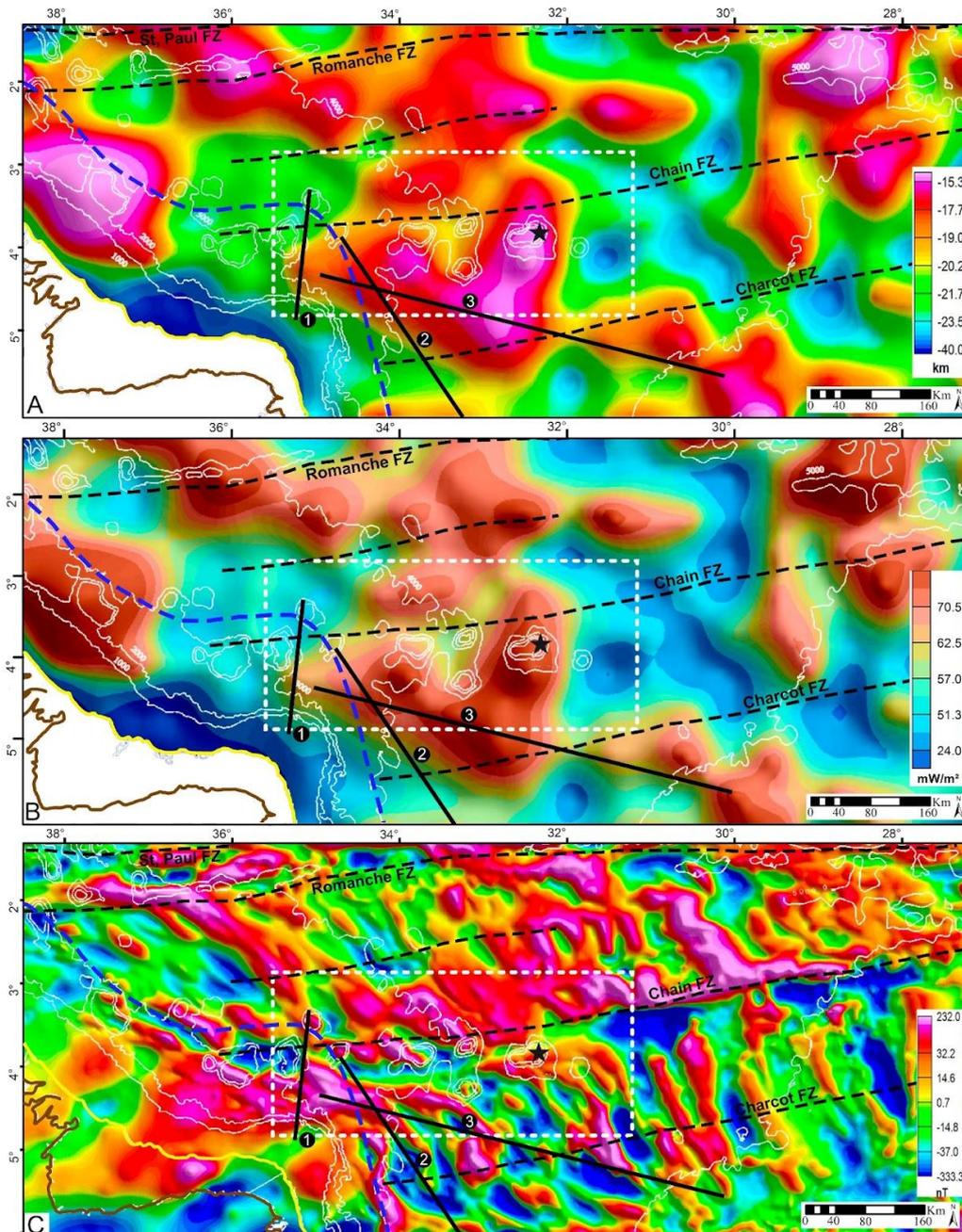


Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 12 mostra os mapas com a estimativa da superfície de Curie (Fig. 12A), a estimativa de fluxo térmico na crosta (Fig. 12B), e a anomalia magnética a partir do modelo

EMAG2 (Fig. 12C). No mapa da isoterma de Curie, observa-se uma anomalia elíptica que apresenta valores entre 15 e 18 km, localizada na região da CFN, e limitada pelas ZFs de Charcot e Chain (Fig. 12A). Também ocorre uma anomalia em relação a profundidade da Curie na região do Platô do Ceará, também com valores entre 18 e 15 km. Uma outra anomalia que apresenta geometria alongada, e valores rasos da isoterma de Curie, entre 16 e 18 km, ocorre paralela a ZF de Romanche (Fig. 12 A). O mapa de fluxo térmico mostra valores elevados na região onde a isoterma de Curie apresenta valores rasos na região da CFN, conforme esperado, entre 58 e 75 mW/m² (Fig. 12B). Valores similares também são encontrados na região do Platô do Ceará, e revelam outra região com relevante transferência de calor para a superfície da crosta. O mapa de anomalia magnética (Fig. 12C) mostra o padrão segmentado de anomalias positivas e negativas, com geometria *en echelon* característico da formação da crosta oceânica. O padrão de anomalias magnéticas delgadas posicionadas de forma perpendicular à semi perpendicular às ZFs mostra localmente geometrias sigmoidais a retilíneas. Na região da CFN, dentro do retângulo de linhas tracejado branco, ocorre uma anomalia importante, positiva, a NNW da ZF de Chain.

Figura 12. A) Mapa de estimativa da profundidade da isoterma de Curie, B) Mapa de fluxo térmico obtido a partir da isoterma de Curie, C) Mapa de campo magnético total (EMAG2). Linhas pretas tracejadas - ZFs, linhas pretas contínuas - seções sísmicas (1 - 0130-1309, 2 - L5000-165, 3 - L5000-169), Estrela - posição do AFN, Linha azul tracejada grossa - posição da COB, retângulo em linha tracejada branca - área de influência da CFN.

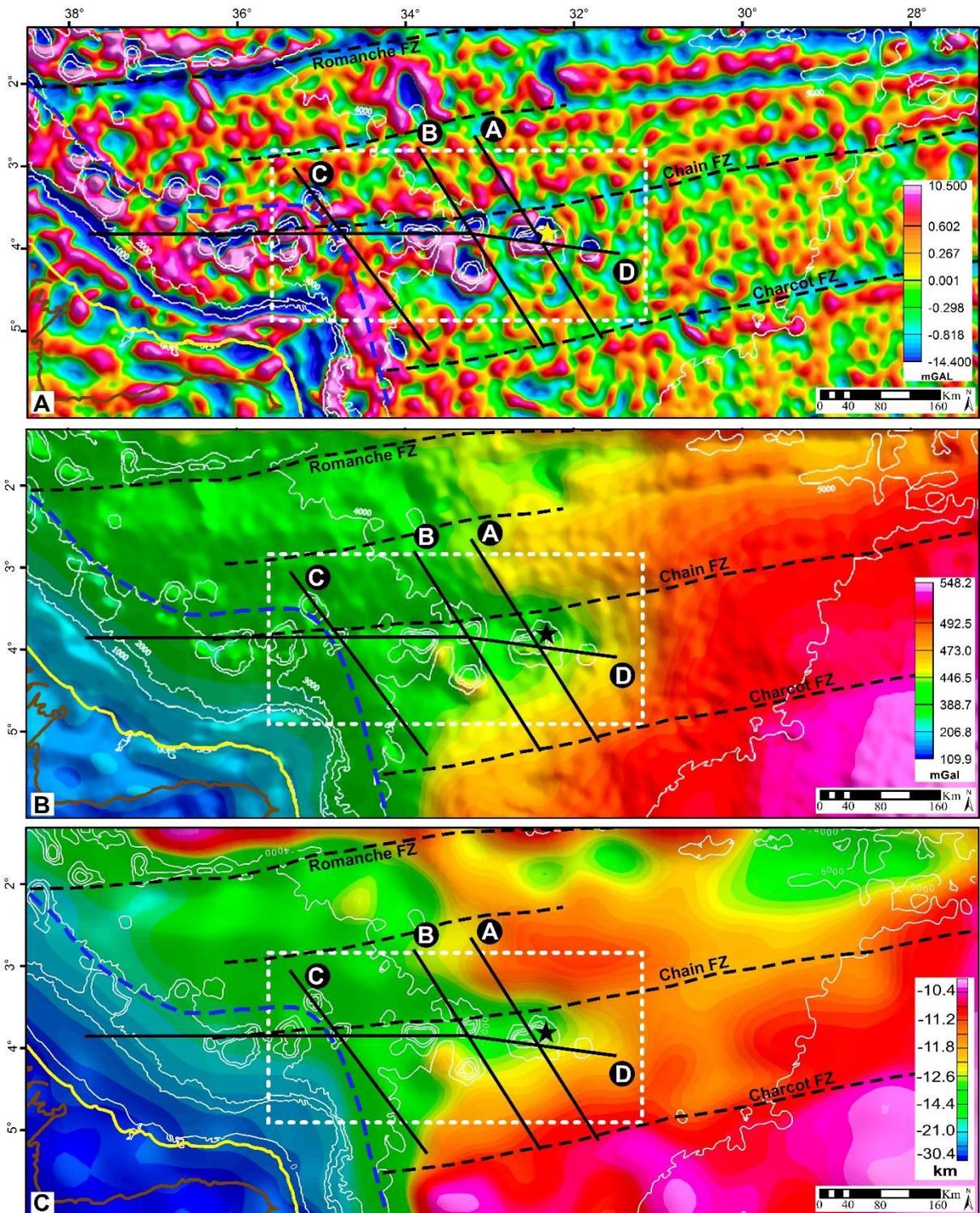


Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 13 mostra mapas de anomalias *Bouguer* regionais e residuais e de profundidades da Moho na região de estudo. No mapa das anomalias residuais (Fig.13A) é possível observar regiões com valores negativos que bordejam a quebra da plataforma continental e no continente sobre a região emersa da Bacia Potiguar. Estas representam zonas

com maior cobertura sedimentar. Na região de crosta estirada que forma a margem continental é possível observar anomalias circulares a semicirculares que incluem *seamounts* e *guyots*, como o Platô do Ceará a NW da margem da Bacia Potiguar. Estas regiões mostram valores entre -0,5 e 10 mGal. A ZF de Romanche exibe áreas alongadas com valores elevados, entre 0,1 e 10 mGal, e *trend* ENE-WSW que correspondem a estrutura vulcânicas e a porção elevada do embasamento de zona de fratura e uma alongada com valores baixos, entre -0,5 e 10 mGal. A região de crosta oceânica que fica entre as ZFs de Romanche e Charcot mostra um padrão de anomalias reticulares com valores entre -0.6 e 0.6 mGal, e estão associados ao padrão de formação da crosta oceânica com zonas de maior ou menor profundidade cobertas por depósitos sedimentares e vulcânicos. Os *seamounts* da CFN podem ser claramente reconhecidos devido ao padrão peculiar de anomalias circulares a semicirculares com *trend* E-W. A estrela amarela indica o vulcão de número 2 onde está o AFN. Este padrão observado nos *seamounts* da CFN localizados na crosta oceânica é formado por anomalias centrais, circulares ou semicirculares, com valores negativos, entre -0,5 e -14 mGal, bordado por anomalias positivas com valores entre 0 e 10 mGal. Este padrão está relacionado a estrutura dos *seamounts* que neste caso apresentam uma estrutura complexa denotada pelo modelo residual.

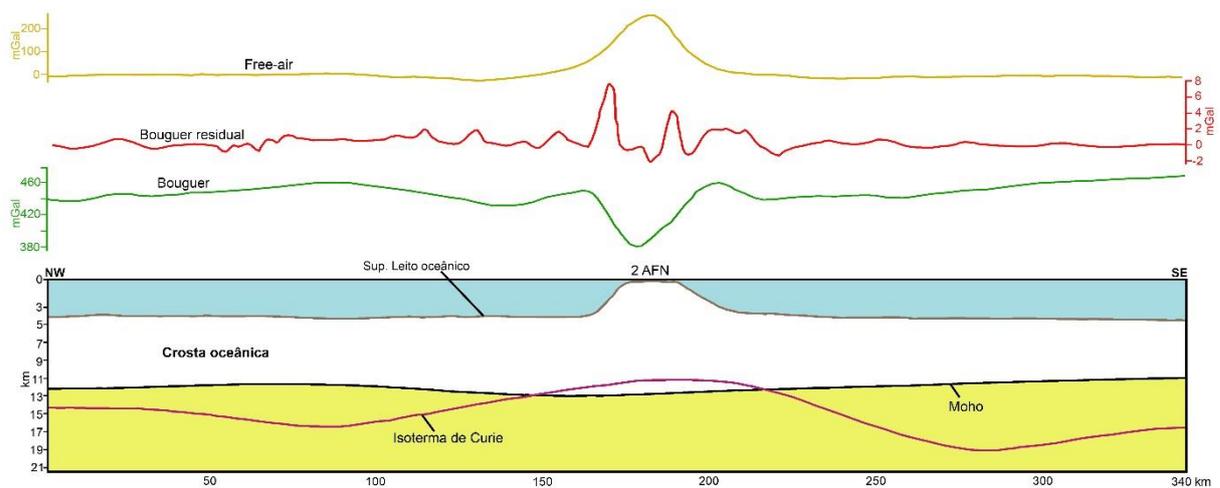
Figura 13. A) Mapa de anomalia *Bouguer* residual, B) Mapa *Bouguer* e C) Mapa da interface crosta-manto, Moho. Linhas pretas - perfis geofísicos regionais integrados (A, B e C - transversais, e D - longitudinal a CFN). Estrela preta - posição do AFN.



Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 14 mostra o perfil A, transversal a CFN, que passou sobre o vulcão onde está localizado o AFN. Este perfil mostra a anomalia *Free-air* positiva, devido à elevação topográfica. Entretanto, esta não mostra as anomalias negativas pronunciadas nas laterais do pico positivo conforme esperado para a assinatura dos *seamounts* intraplaca. A anomalia *Bouguer* mostra valores entre 450 e 440 mGal no flanco NW do perfil, e uma ascensão suave para valores entre 450 e 480 mGal no flanco SE do perfil. Esta variação está de acordo com o que é observado para a topografia da Moho que varia de 12 a 13 km (Fig. 14).

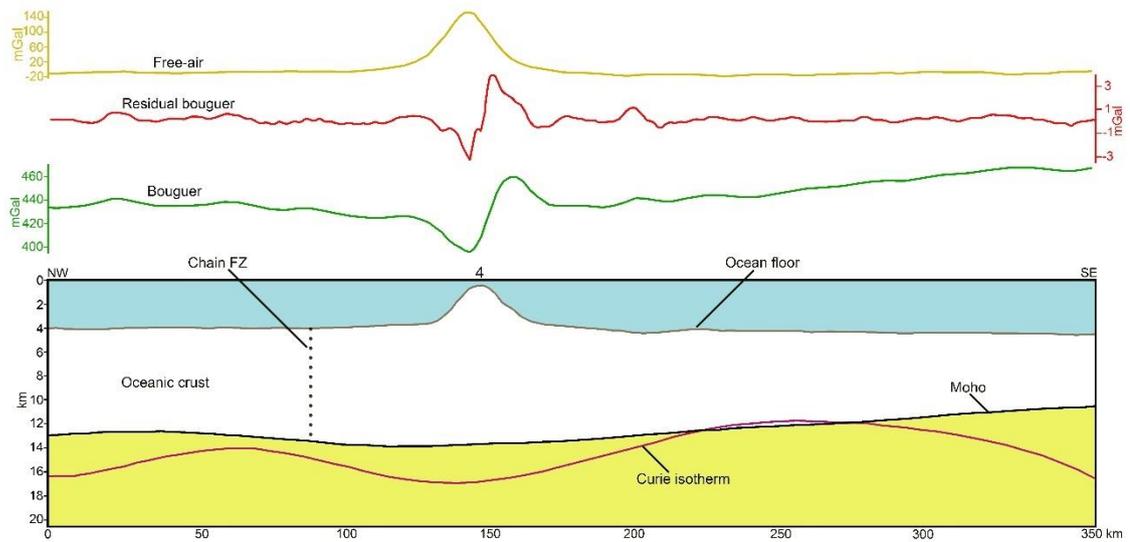
Figura 14. Perfil A de dados geofísicos transversais ao eixo da CFN, localizado sobre a região central do AFN.



Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 15 mostra o perfil B (Fig. 13) que passou sobre o vulcão 4 da CFN. Nesta seção a espessura estimada da crosta conforme a profundidade da Moho gravimétrica varia entre 13 km no flanco NW para cerca de 10 km na porção SE. Observa-se um suave aumento na profundidade da Moho abaixo do vulcão 4 da CFN. A anomalia *Bouguer* mostra valores em torno de 430 mGal no flanco NW do perfil, e valores mais elevados, entre 440 e 460 mGal, no flanco SE do perfil. O sinal da anomalia *Free-air* mostra o pico de valor positivo, cerca de 140mGal, associado a topografia elevada do *seamount*. A anomalia *Bouguer* residual mostra valores em torno de -2 a 1 nos flancos NW e SE, mas mostra uma anomalia negativa para o centro do vulcão 4 (ver Fig. 13). A profundidade da Isoterma de Curie varia de 13 a 17 km. A isoterma de Curie apresenta um valor mais baixo na região do flanco NW do perfil e permanece abaixo da Moho a SE da ZF de Chain e depois a isoterma de Curie fica suavemente acima da Moho em um trecho, em seguida apresenta uma tendência de aprofundamento para SE.

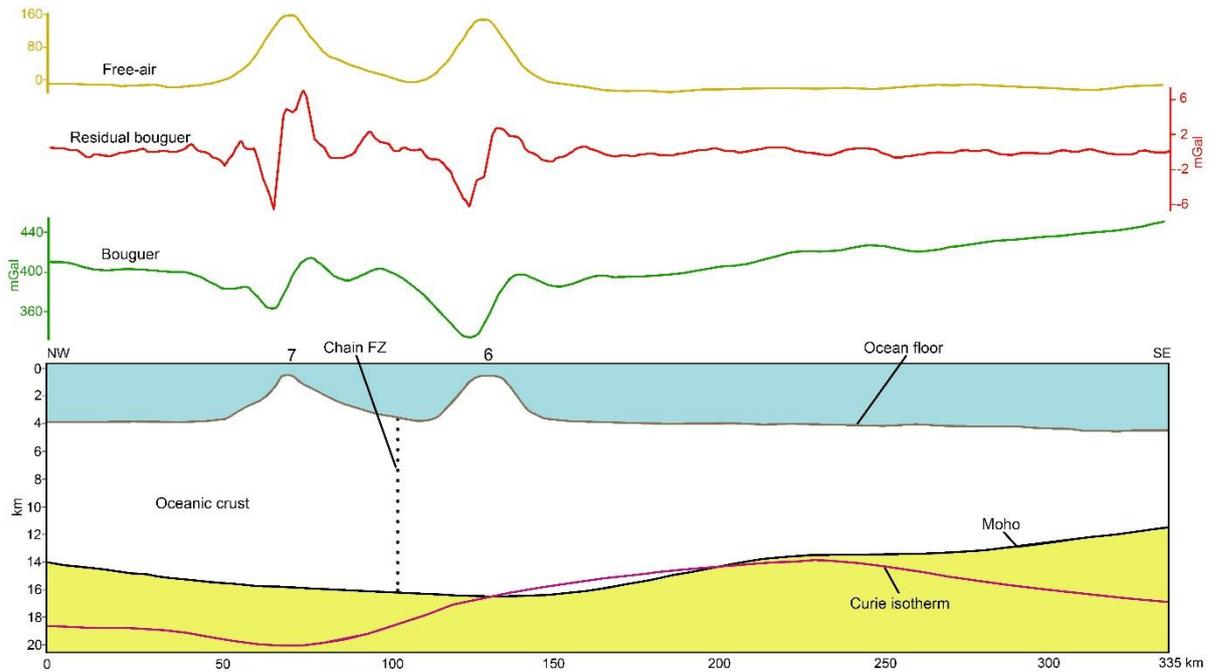
Figura 15. Perfil B de dados geofísicos transversais ao eixo da CFN, localizado sobre o vulcão 4.



Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 16 mostra o perfil C, também transversal ao eixo da CFN, que passou sobre os vulcões 6 e 7 (Fig. 13). Este perfil mostra um espessamento da crosta oceânica próximo à ZF de Chain, com um valor médio de 15 km de espessura. A espessura à SE da ZF de Chain é de aproximadamente 11 a 14 km. O sinal da anomalia *Free-air* mostra os picos positivos referentes a topografia dos montes com valores de até 160 mGal. A anomalia *Bouguer* mostra valores menores, entre 420 e 360 mGal, no flanco NW da seção, onde a Moho está mais profunda. Os valores aumentam em direção a SE, entre 360 e 440 mGal. A anomalia *Bouguer* residual apresenta um comportamento que varia entre 6 e -6 mGal, com dois picos mais negativos relacionados aos *seamounts*. A isoterma de Curie está posicionada abaixo da Moho nas regiões a NW e após a ZF de Chain a Curie se apresenta cerca de 1 km acima da Moho, voltando a descer e permanece no restante do perfil abaixo da Moho (Fig. 16).

Figura 16. Perfil C de dados geofísicos transversais ao eixo da CFN, localizado sobre os vulcões 6 e 7.

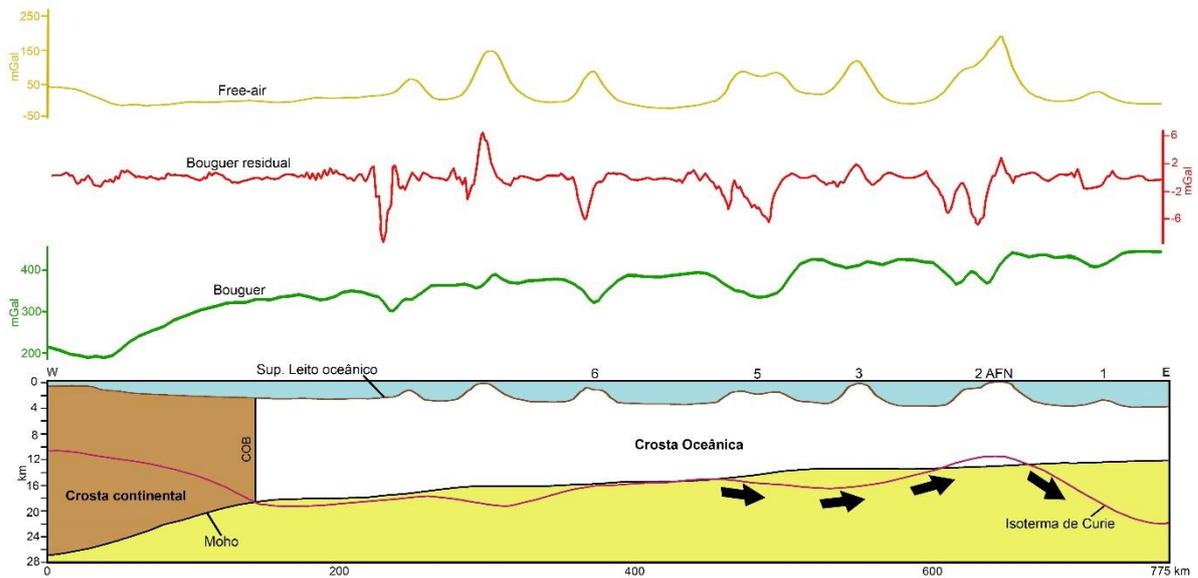


Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 17 mostra o perfil D que foi posicionado de forma longitudinal a CFN, e passou por sobre os cumes de alguns vulcões estudados (ver localização na Figura 13). Esta seção posicionada na direção E-W mostra que a crosta apresenta um adelgaçamento de W para leste seguindo o *trend* do trecho mais antigo, na transição crustal, para o mais jovem na bacia oceânica. A espessura varia de cerca de 20 a 27 km antes da COB para cerca de 17 a 10 km após a transição crustal. A anomalia *Bouguer* mostra uma ascensão relativamente gradual do manto, de valores em torno de 200 para 400 mGal. Esta variação é pontuada por picos de anomalias positivas relacionadas aos vulcões, com picos positivos relacionados aos núcleos dos edifícios e anomalias mais negativas relacionadas ao preenchimento lateral destes. A anomalia *Free-air* mostra um padrão relativamente comportado com valores da crosta em entre -50 e 200 mGal, com picos de anomalias positivas entre 100 e 170 mGal, relacionadas ao contraste topográfico dos vulcões. A anomalia *Bouguer* residual mostra valores de -8 a 6 mGal para a crosta oceânica, com anomalias com valores negativos entre -8 e -1 mGal, e picos positivos entre 1 e 6 mGal. A isoterma de Curie apresenta uma ascensão relativamente suave de W para E, de 20 km na transição crustal, para cerca de 12 km abaixo do vulcão 2, onde está o AFN. Após a ascensão mais acentuada da isoterma abaixo da terminação leste da CFN, esta apresenta um rebaixamento forte passando de 12 km de profundidade abaixo do

AFN, para cerca de 22 km de profundidade na direção da crosta oceânica, para leste, ao longo de uma distância de menos de 100 km.

Figura 17. Perfil D de dados geofísicos posicionado de forma longitudinal ao eixo da CFN. Setas pretas indicam leve ascensão da Isoterma de Curie abaixo do AFN com forte rebaixamento posterior.



Fonte: Da autora, 2023.

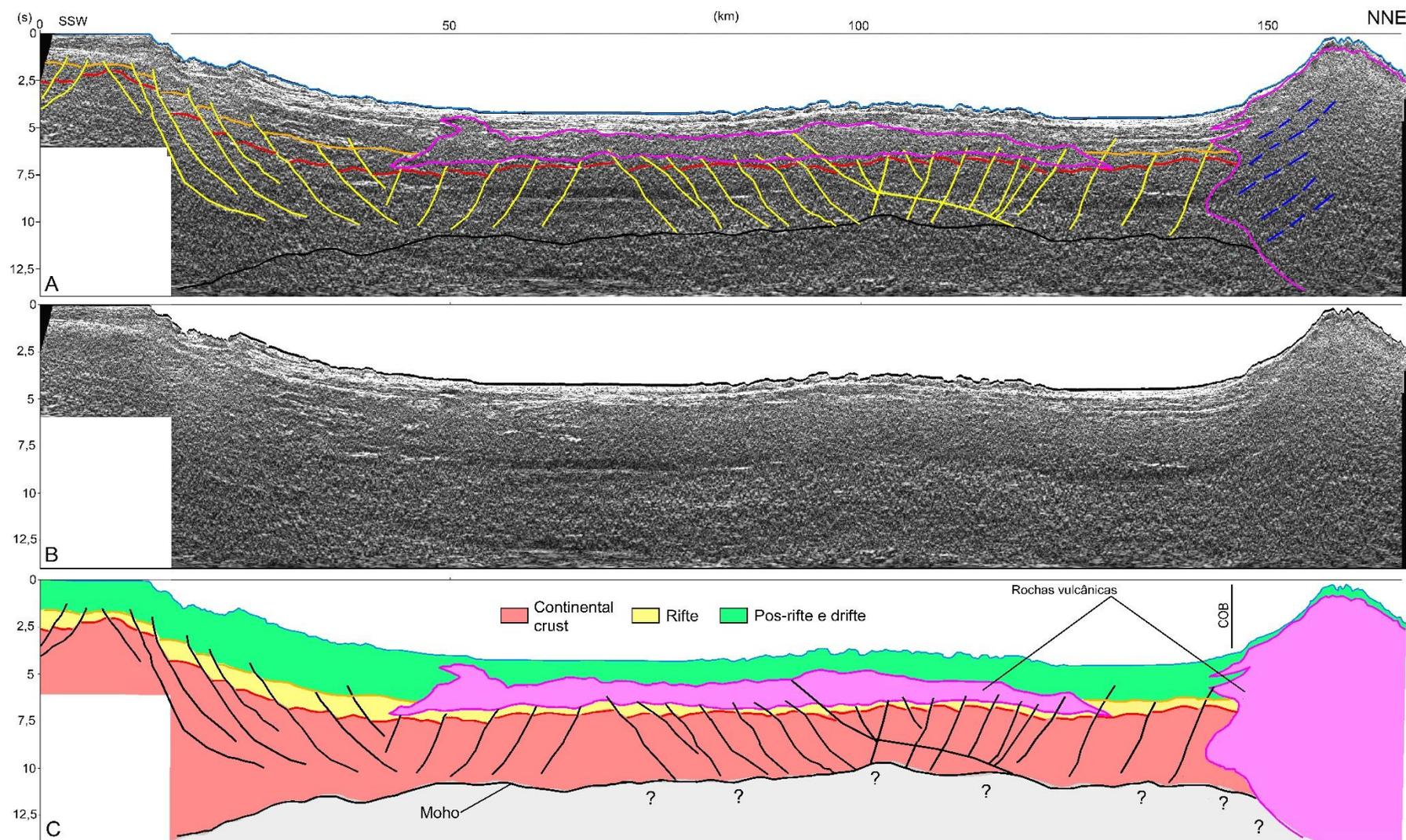
4.4 INTEGRAÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS E POTENCIAIS

As Figuras 18 a 23 mostram os perfis 2D compostos pela interpretação das seções sísmicas estudadas (ver localização na Fig. 1), e dos dados geofísicos potenciais modelados. A Figura 18 mostra a seção 0130-1309, localizada de forma quase perpendicular ao eixo de alinhamento da CFN e da sua ZF. A seção vista é o resultado da extração do atributo *event steepness* sobre o volume melhorado com o *dip-steering median filter*. A seção começa na região do Alto de Touros e se estende até após o limite entre as crostas continental e oceânica (COB). A terminação NNE desta seção passou sobre o vulcão de número 7 na lista de estruturas estudadas na presente pesquisa (Fig. 1). Sendo este o primeiro vulcão da cadeia que estaria após a COB. Esta posição da COB foi adotada a partir de Tavares et al. (2020) e De Castro et al. (2022). A seção também passou nas proximidades de um vulcão localizado sobre a crosta continental estirada e foi possível verificar a ocorrência de rochas vulcânicas relacionadas a esta estrutura intercaladas na seção sedimentar. Nesta região intermediária

entre as marcas de 80 e 130 km na seção sísmica também está a ZF de Fernando de Noronha. Nesta interpretação, o vulcão de número 7 se formou na região de contato entre crostas, e a deposição rifte chegaria até este.

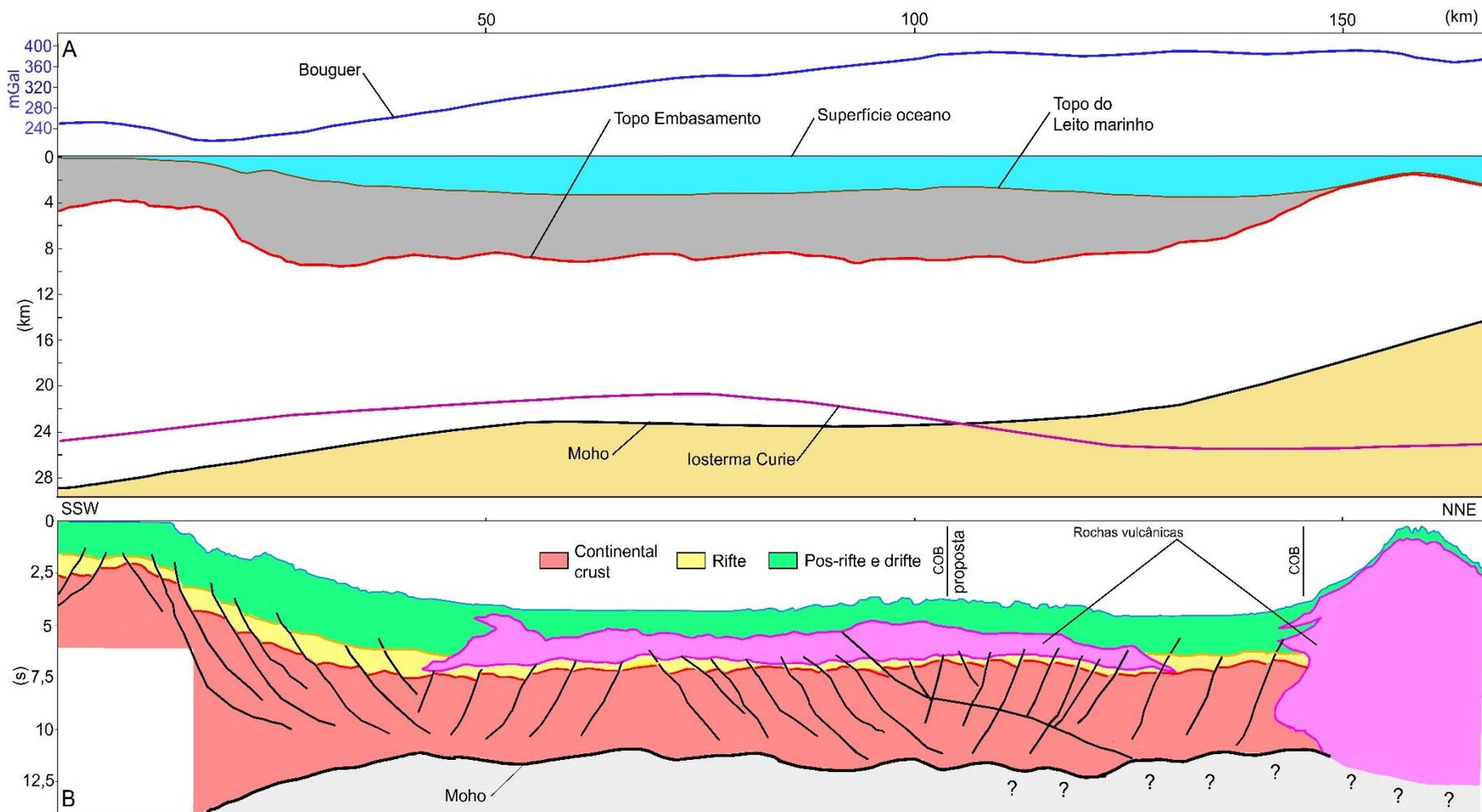
A Figura 19 mostra o perfil integrado da seção sísmica e das superfícies modeladas a partir dos dados potenciais - Curie e Moho, além da anomalia *Bouguer*. Este perfil mostra a espessura crustal estimada entre a superfície da Moho e a topografia, e o comportamento da isoterma de Curie (Fig. 19). Após a zona de quebra da plataforma continental observa-se a zona de *necking* da crosta estirada, com um afinamento mais expressivo, e uma zona com espessura constante entre 50 e 110 km. Após este trecho a Moho exibe uma ascensão forte e abrupta de cerca de 23 para 14 km de profundidade no trecho entre 110 e 170 km. Neste mesmo intervalo a isoterma de Curie fica em torno de passa de 21 para 24 km e se mantém em torno desse último valor abaixo da Moho no trecho entre 110 e 170 km. A anomalia *Bouguer* mostra valores entre 240 e 260 mGal na região da plataforma continental, entre 0 e 30 km no perfil, e posteriormente os valores variam de 260 a 380 mGal no trecho correspondente a zona de crosta continental estirada entre 30 e 100 km no perfil, e posteriormente a curva se mantém horizontalizada com valores em torno de 380 mGal.

Figura 18. Seção sísmica 0130-1309. A) Seção interpretada, B) Seção não-interpretada, C) Seção esquemática com os principais elementos tectono-estratigráficos. COB - posição do limite da rosta continental e oceânica (De Castro et al., 2022; Tavares et al., 2020).



Fonte: Da autora, 2023.

Figura 19. Perfil integrado contendo as curvas dos dados geofísicos modelados, e a seção esquemática 0130-1309. A espessura da cobertura sedimentar foi calculada utilizando uma velocidade linear de 3000 m/s. A posição da COB (De Castro et al., 2022; Tavares et al., 2020), foi proposta cerca de 50 km para SSW.



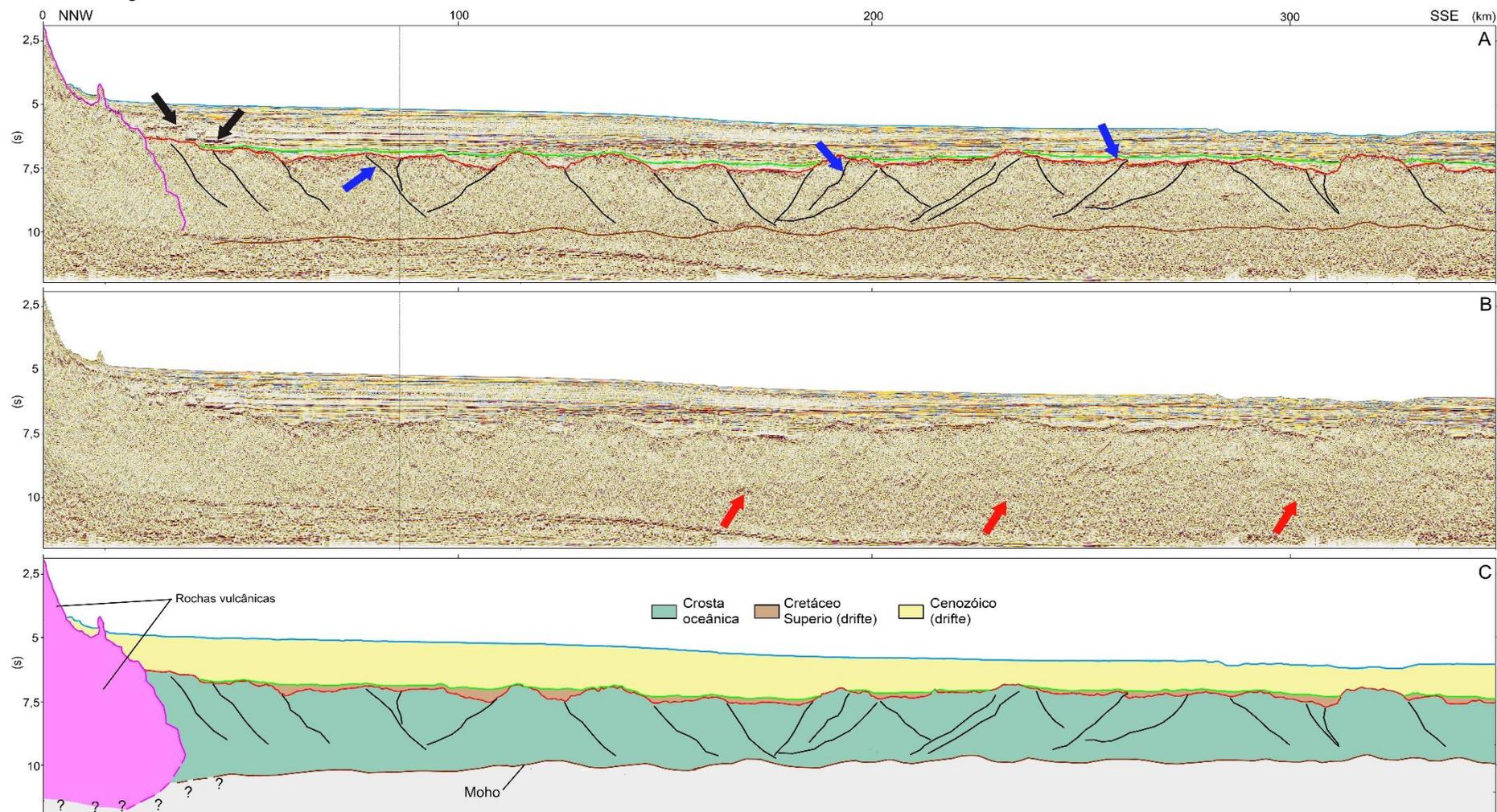
Fonte: Da autora, 2023.

Sobre o *seamount* de número 7 a curva apresenta variação local para valores de 360 mGal (Fig. 19). Com base no comportamento das curvas (Moho, Curie e *Bouguer*), sugere-se que possivelmente a COB esteja localizada no ponto de 100 km do perfil, e não no ponto de 150 km, conforme proposto por outros trabalhos. Neste caso o *seamount* está implantado completamente em crosta oceânica.

A Figura 20 mostra a interpretação da seção sísmica LEPLAC 5000-169/169A, com base no volume processado com o *dip-steering median filter*. A terminação NNW desta seção alcançou parte do *seamount* de número 6 na lista de vulcões selecionados da CFN para esta pesquisa. Este é um dos menores *seamounts* da cadeia e está implantado em crosta oceânica. A crosta oceânica exibe falhas reativadas (inversas) a partir de processo compressivo. A região próxima do *seamount* exibe feições de soleiras e diques intrudidos nos depósitos de que abrangem do Eoceno ao Mioceno. Além do *seamount* imageado a crosta não exibe outras manifestações de vulcanismo tardio de larga escala. A partir da profundidade da seção, aproximadamente 12 s (tempo), foi possível interpretar a posição da Moho, que é representada por reflexões fracas/difusas.

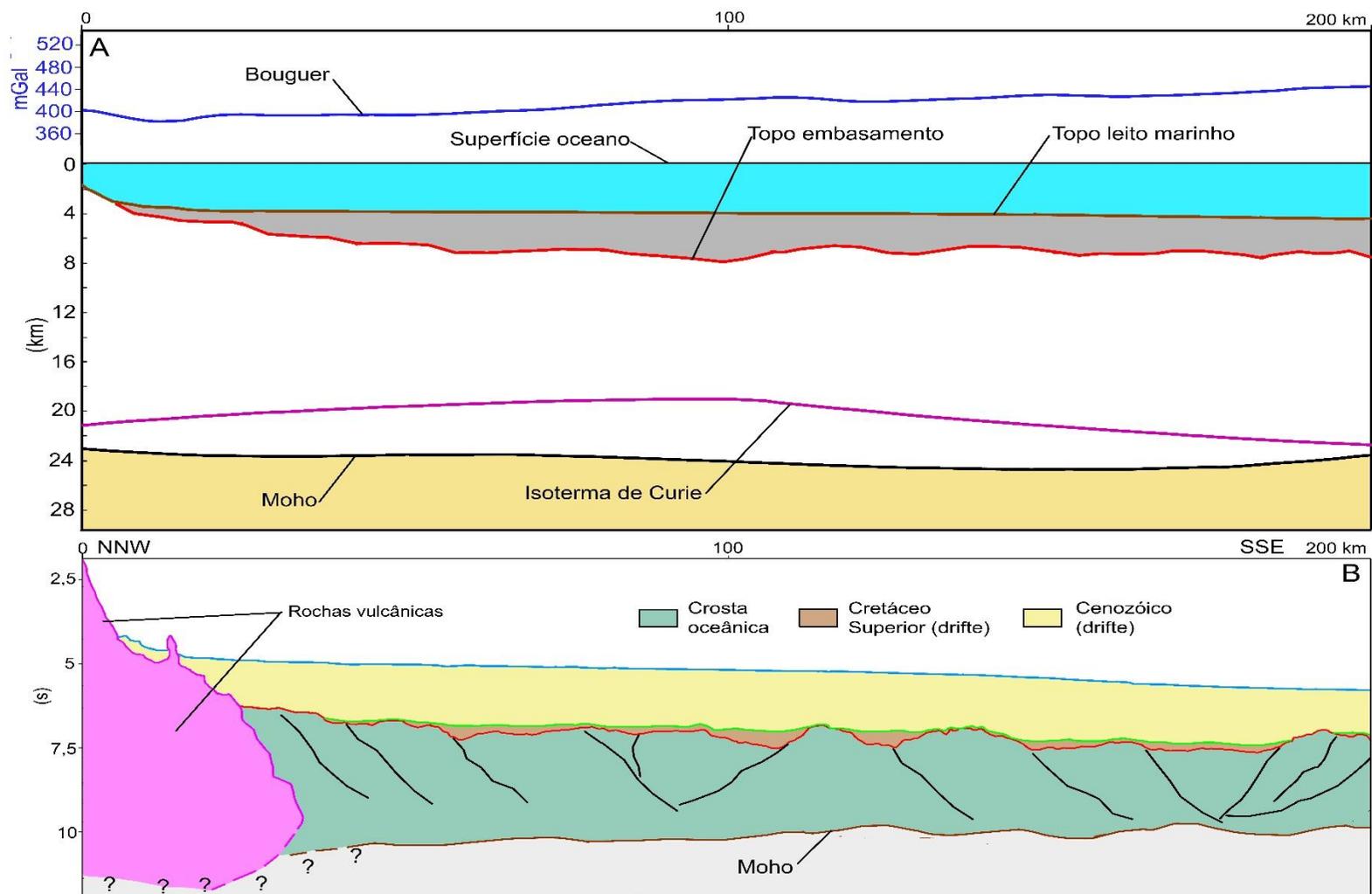
A Figura 21 mostra o perfil integrado da seção sísmica e das superfícies modeladas a partir dos dados potenciais - Curie e Moho, além da anomalia *Bouguer*. Este perfil mostra a espessura crustal estimada entre a superfície da Moho e a topografia, e também o comportamento da isoterma de Curie (Fig. 21). Nesta seção a crosta oceânica se apresenta espessa, com aproximadamente 16 km. A Moho apresenta uma leve ascensão abaixo do *seamount* na sua terminação NNW e na terminação mais distal SSE. Na Figura 21 a isoterma de Curie está posicionada acima da Moho, o que indica possivelmente o efeito de magmatismo difuso. Esta seção está posicionada de forma paralela a COB, e desta forma é possível que a crosta oceânica ainda apresente influência da transição crustal. A curva da anomalia *Bouguer* mostra uma variação de valores menos expressiva do que observado na seção anterior, com valores entre 380 e 440 mGal. A curva exibe um valor menor, na forma de um vale na extremidade NNW na região do *seamount*, e uma ascensão gradual para os maiores valores na direção da bacia oceânica a SSE (Fig. 21). A curva exibe um valor menor, na forma de um vale na extremidade NNW na região do *seamount*, e uma ascensão gradual para os maiores valores na direção da bacia oceânica a SSE (Fig. 21).

Figura 20. Seção sísmica LEPLAC LEPLAC 5000-169/169A. A) Seção interpretada (setas pretas - soleiras e diques intrudidos nos estratos Eoceno-Mioceno), setas azuis - falhas reversas, B) Seção não-interpretada, setas vermelhas - reflexões fracas/difusas que marcam a posição da Moho, C) Seção esquemática com os principais elementos tectono-estratigráficos.



Fonte: Da autora, 2023.

Figura 21. Perfil integrado contendo as curvas dos dados geofísicos modelados, e a seção esquemática LEPLAC 5000-169/169A. A espessura da cobertura sedimentar foi calculada utilizando uma velocidade linear de 2500 m/s.

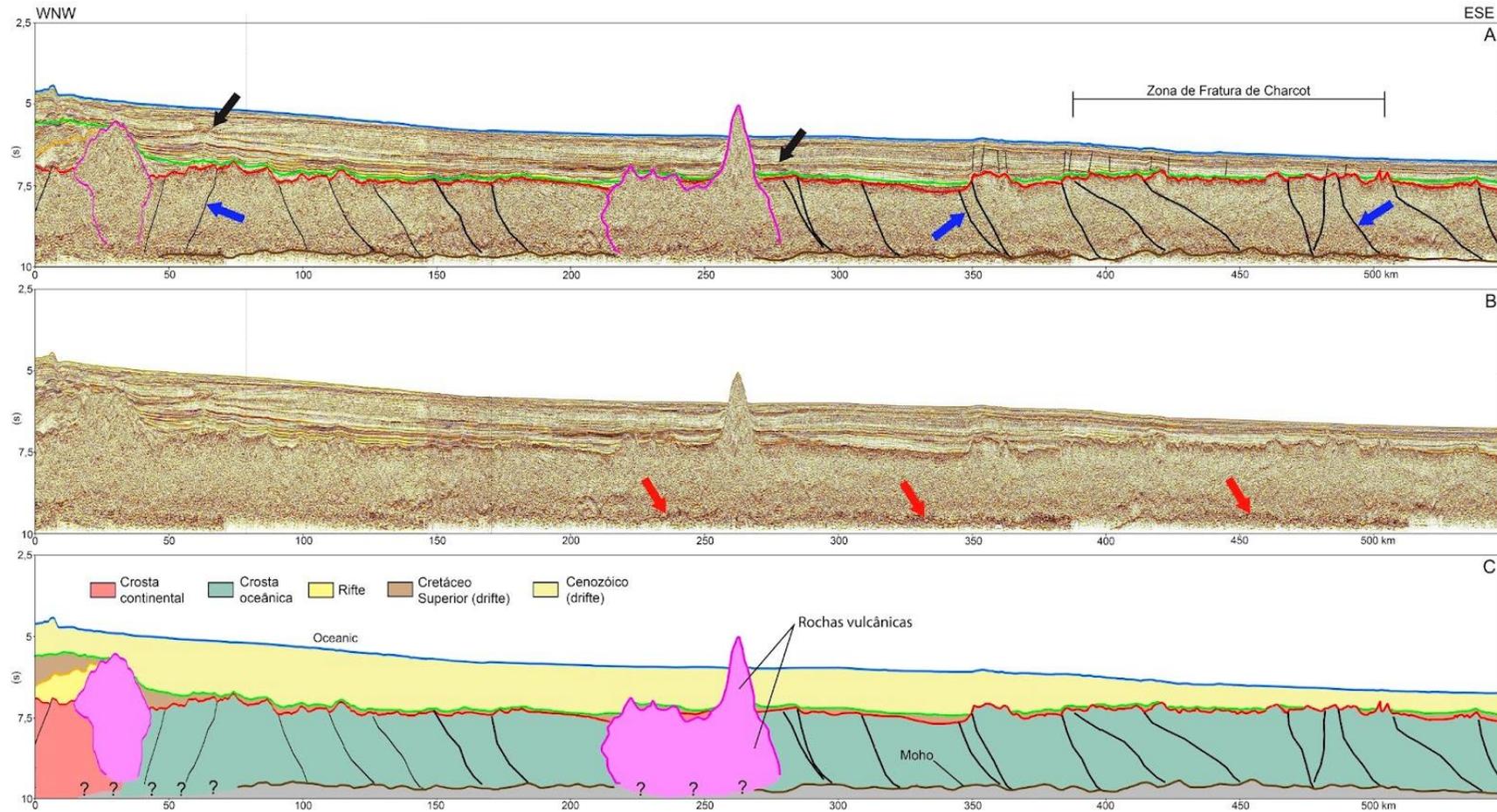


Fonte: Da autora, 2023.

A Figura 22 mostra a interpretação da seção sísmica LEPLAC 5000-169/169A, com base no volume processado com o *dip-steering median filter*. A terminação NW desta seção está localizada na região de crosta continental na região da CFN e da borda do Platô de Touros, e a mesma se estende para SE até a bacia oceânica, de forma que a seção está sub-paralela a CFN e a sua ZF (Fig. 22). Foram observados dois volumes formados por rochas intrusivas e extrusivas, um localizado na extremidade NW, próximo a COB, que deformou estratos possivelmente do rifte e mais jovens. O segundo volume ocorre em crosta oceânica, a 250 na marca de cerca de 250 km na seção, e este formou um vulcão com cerca de 700 m de altura acima do fundo do mar. A interpretação também revelou a presença de diques e soleiras de grande tamanho intrudidos em depósitos do Eoceno ao Mioceno. Também são comuns falhas reativadas por processo transpressivo. Entre as marcas de 370 e 500 km neste perfil encontra-se a ZF de Charcot, que apresenta estruturas de reativação criadas por regime transpressivo como falhas reversas e dobras na seção sedimentar acumulada sobre esta região (Fig. 22).

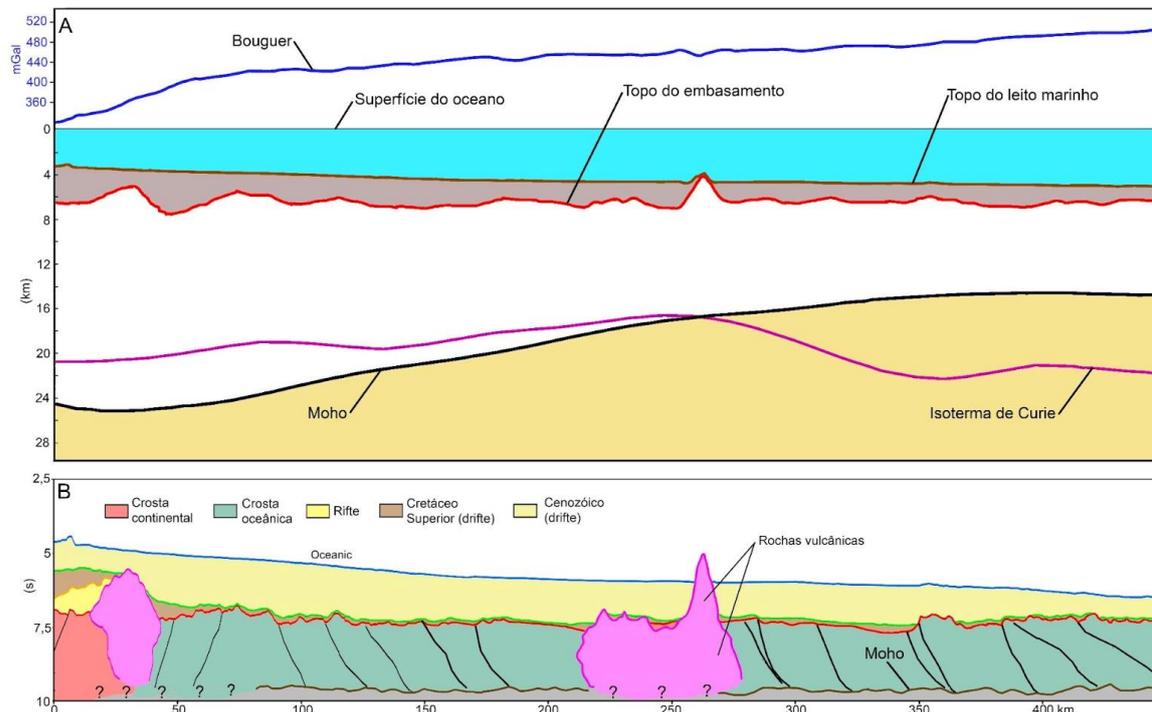
A Figura 23 mostra o perfil integrado da seção sísmica e das superfícies modeladas a partir dos dados potenciais - Curie e Moho, além do sinal de anomalia *Bouguer*. Este perfil mostra a espessura crustal estimada entre a superfície da Moho e a topografia, e também o comportamento da isoterma de Curie (Fig. 23). Este perfil mostra que na região de crosta continental estendida a profundidade da Moho é de cerca de 24 km, entre as marcas de 0 e 100 km no perfil. Entre 100 e 350 a Moho apresenta uma ascensão para aproximadamente 15 km de profundidade abaixo da crosta oceânica. A isoterma de Curie se encontra em torno de 20 km de profundidade na região de crosta continental, 4 a 5 km acima da Moho, e após a COB a Curie passa por uma ascensão de 25 para 16 km, entre as marcas de 100 e 250 km no perfil, e após a COB a isoterma de Curie se mantém em torno de 15 km de profundidade. A Isoterma de Curie se encontra a cerca de 6 km abaixo da Moho oceânica (Fig. 23). A curva da anomalia *Bouguer* apresenta valores entre 320 e 420 mGal na região de crosta continental estendida e COB, onde ocorre o *necking* para a crosta oceânica, entre as marcas de 0 e 100 km no perfil, devido a profundidade maior do manto nesta região. Entre as marcas de 100 e 450 km a anomalia *Bouguer* passa de 420 para 500 mGal à medida que a crosta oceânica se torna mais fina e o manto fica gradualmente mais próximo da superfície. Na região da intrusão vulcânica que formou o pequeno vulcão na crosta, a anomalia *Bouguer* mostra um pequeno vale com valores menores. A variação é pequena e não sugere a presença de grandes volumes intrudidos na crosta, e nem a ocorrência de *underplating*.

Figura 22. Seção sísmica LEPLAC LEPLAC 5000-165/165A/165B. A) Seção interpretada (setas pretas - soleiras e diques intrudidos nos estratos Eoceno-Mioceno), setas azuis - falhas reversas, B) Seção não-interpretada, setas vermelhas - reflexões fracas/difusas que marcam a posição da Moho, C) Seção esquemática com os principais elementos tectono-estratigráficos.



Fonte: Da autora, 2023.

Figura 23. Perfil integrado contendo as curvas dos dados geofísicos modelados, e a seção esquemática LEPLAC 5000-165/165A/165B. A espessura da cobertura sedimentar foi calculada utilizando uma velocidade linear de 2500 m/s.



Fonte: Da autora, 2023.

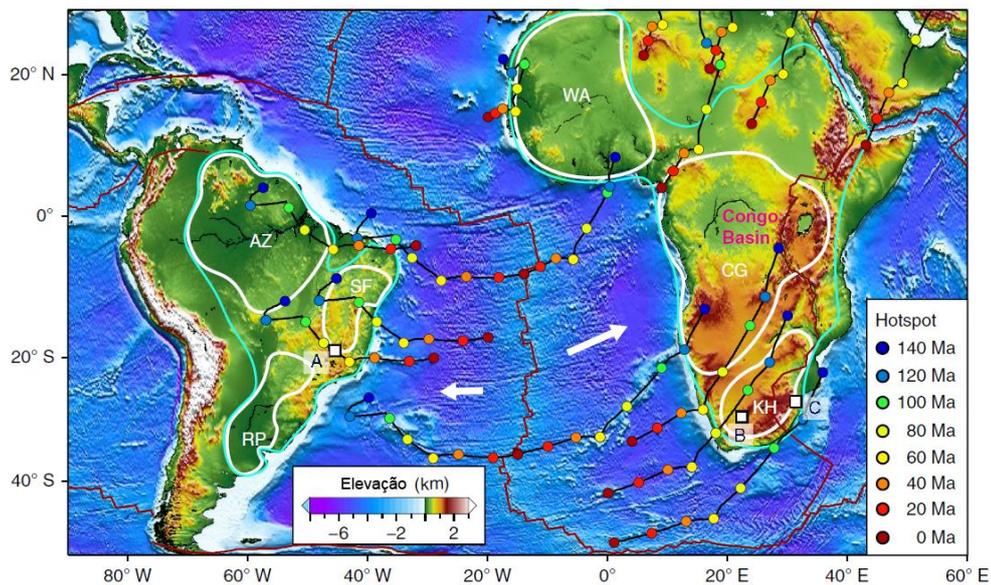
5. DISCUSSÃO

Vários trabalhos propuseram inicialmente, com base em estudos de petrologia e litogeoquímica, a existência de uma pluma mantélica como a origem da CFN, e ao magmatismo continental Cretáceo observado na Província Borborema (Fodor et al., 2002; Lopes et al., 2014; Lopes e Ulbrich, 2015; Magini et al., 2022). Alguns trabalhos procuraram associar, correlacionar o magmatismo que ocorreu na crosta continental, no nordeste do Brasil, com o vulcanismo *offshore* associado a CFN e a outras cadeias de *seamounts* no Atlântico Sul (Hu et al., 2018; Matos et al., 2021) (Fig. 24).

Contudo, outra parte da literatura existente, também baseada em dados petrológicos e litogeoquímicos, aponta que as rochas coletadas no AFN não apresentam origem associadas a pluma mantélica profunda (Ernesto 2005; Gerlach et al., 1987; Rivalenti et al., 2007; Rivalenti et al., 2000), e que estas também diferem do magmatismo verificado no interior do Nordeste do Brasil (Guimarães et al., 2020; Knesel et al., 2011). Perlingeiro et al. (2013) demonstram que a

idade das rochas mais antigas encontradas no AFN se sobrepõe com as rochas alcalinas do magmatismo mais jovem encontrado no Nordeste do Brasil (Knesel et al., 2011).

Figura 24. Proposta de trilhas de *hotspots* e correlação com feições topográficas no Oceano Atlântico Sul. Os AZ, SF - Crátos Amazônico e São Francisco, exibem anomalias de topografia. Os CG, WA - crátos do Congo e Oeste da África, exibem baixa topografia. RP- Cráton Rio de La Plata. KH- Cráton Kaapvaal. Pontos coloridos - reconstrução de trilhas de *hotspots*. Setas brancas - intensidade média de movimento das placas durante o Cenozóico. Quadrados brancos - erupções vulcânicas cretáceas.



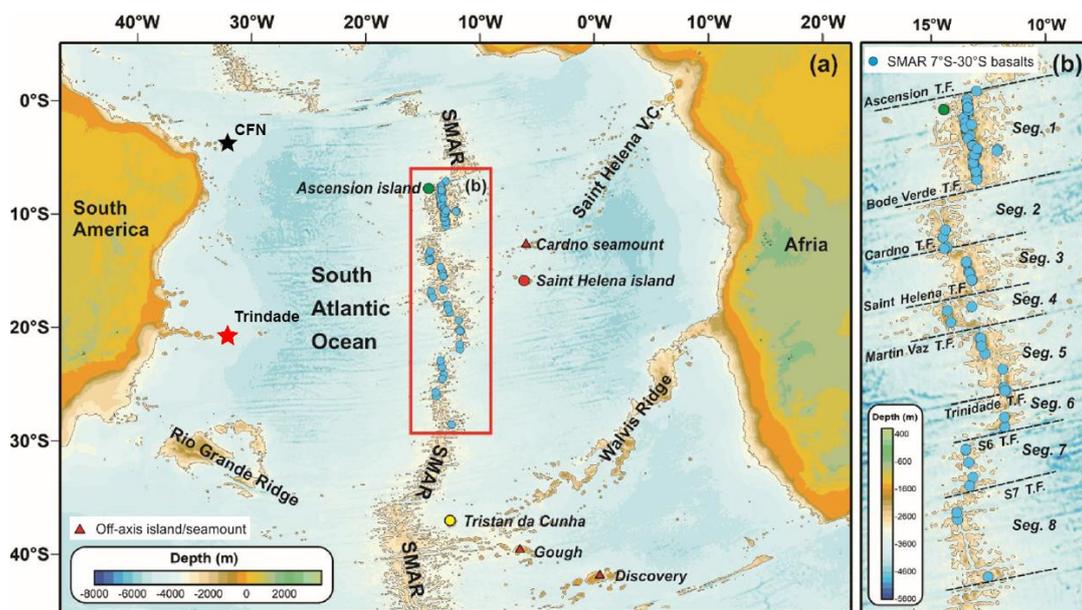
Fonte: (Adaptado de Hu et al., 2018).

E por estes motivos, vários estudos abrangentes apresentam um consenso de que o magmatismo ligado a CFN, não tem origem em plumas do manto profundo, e teria origem no mecanismo de *edge-driven convection* do manto superior (Courtillet et al., 2003; KING, 2007; Klöcking et al., 2020; Knesel et al., 2011). Sacek (2017), e Sacek et al. (2019), demonstraram que os pulsos de soerguimento e erosão da Província Borborema podem ser atribuídos ao mecanismo de convecção do manto litosférico a partir do processo de divergência marginal. Vários autores propuseram que a canalização de material do manto a partir da convecção de pequena escala criou zonas de erosão da base da crosta no Cenozóico (Klöcking et al., 2020).

Alguns aspectos apresentados por Klöcking et al. (2020), como indicativos de que a CFN não apresenta uma fonte mantélica incluem o *trend* da CFN, predominantemente E-W, que difere do *trend* oblíquo característico de cadeias que apresentam confirmadamente origem em *hotspots* gerados por plumas mantélicas profundas no Oceano Atlântico - Walvis, Santa Helena (Adam et

al., 2007; Geraldés et al., 2013) (Fig. 25). Para o caso da cadeia de Trindade, por exemplo, que também possui um *trend* E-W, alguns trabalhos propuseram que a formação destes *seamounts* estaria associada a extrusão de material por meio da ZF Vitória-Trindade (Alves et al., 2006; Ferrari; Ricomini, 1999; Motoki; Motoki, 2012).

Figura 25. Trilha de *seamounts* e ilhas oceânicas intraplaca associados às plumas conhecidas no Atlântico Sul (Tristan, Santa Helena, Ascensão) (triângulos e círculos vermelhos e amarelos), vulcões formados na dorsal oceânica (SMAR) (círculos azuis). As cadeias de *seamounts* de Noronha e Trindade apresentam *trend* associado a ZFs.

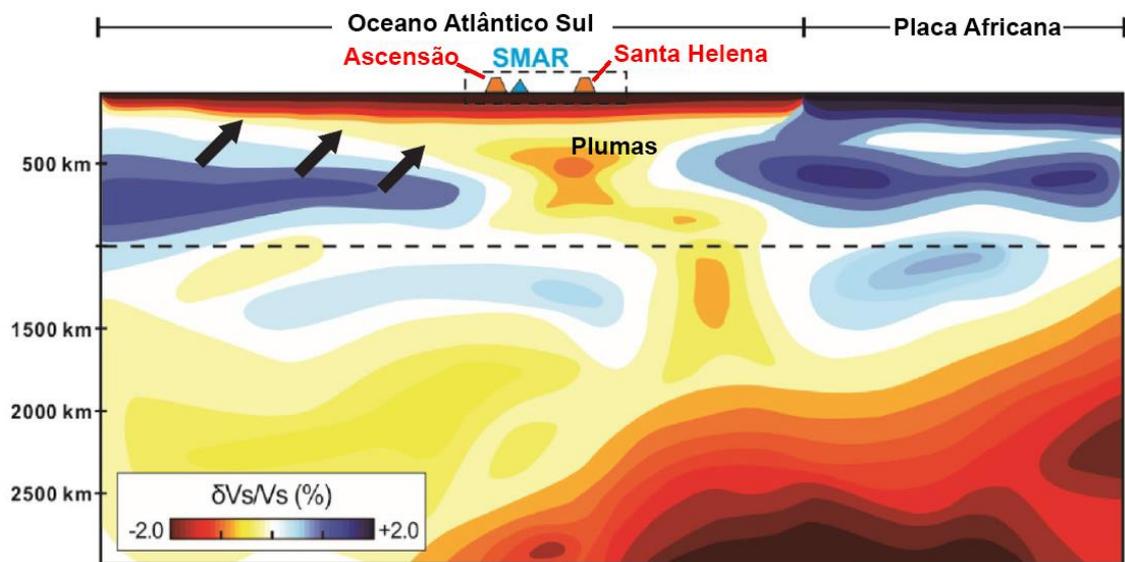


Fonte: (Adaptado de Zhang et al., 2023).

Como discutido anteriormente, a origem de várias cadeias de *seamounts* não está associada à ação de plumas originadas no manto profundo, como bem definido para as cadeias de Sojourn e Puka Puka no Pacífico e *seamounts* no oceano Índico, que estão associadas a mecanismos de convecção do manto raso e à extrusão de material de fusão do manto em fraturas extensionais da crosta oceânica (Buchs et al., 2015; Das et al., 2005; Davis et al., 2010; Harmon et al., 2006; Koppers e Watts, 2010). Outro aspecto importante é que a difusão de material de plumas por meio de sua canalização a partir da topografia da base da crosta pode gerar um espalhamento difuso de material fundido do manto, conseqüente erosão e afinamento da crosta, e a formação de *seamounts* isolados, como observado no caso da bacia das Ilhas Canárias (Long et al., 2020). A formação de *swell* de plumas na base da crosta é um fenômeno relativamente

conhecido, e sua expressão é o magmatismo difuso e a modificação da topografia da crosta oceânica (anomalias positivas). Zhang et al. (2023) demonstraram que no caso do Atlântico Sul o *swell* de plumas como Ascensão e Santa Helena, reconhecidas também por meio da análise de velocidades do manto, podem escoar a longas distâncias e afetar inclusive a formação de material ígneo na dorsal oceânica (Fig. 26). O *swell* das plumas pode ser canalizado a partir de variações na topografia da crosta oceânica, ascender por meio de zonas de fraturas e dar origem a cadeias de *seamounts* ou a vulcões isolados (Burov; Gerya, 2014; Harmon et al., 2006; Long et al., 2020; McNutt et al., 1997; Zhang et al., 2021).

Figura 26. Seção vertical 2D obtida no Oceano Atlântico Sul que mostra a variação de velocidade no manto profundo a partir de tomografia sísmica. As zonas anômalas de baixa velocidade mostram a extensão das plumas responsáveis pelo magmatismo associado às cadeias de Santa Helena e Ascensão. SMAR= *South Mid-Atlantic Ridge*.



Fonte: Adaptada de French e Romanowicz, 2015 e Zhang et al., 2023.

Conforme os extensivos trabalhos de French e Romanowicz (2015) e Celli et al. (2020), a análise de tomografia sísmica do manto profundo do Atlântico Sul, não evidencia a presença de plumas, ou de um *swell* relacionado as plumas já bem identificadas, que esteja afetando a região Nordeste do Brasil.

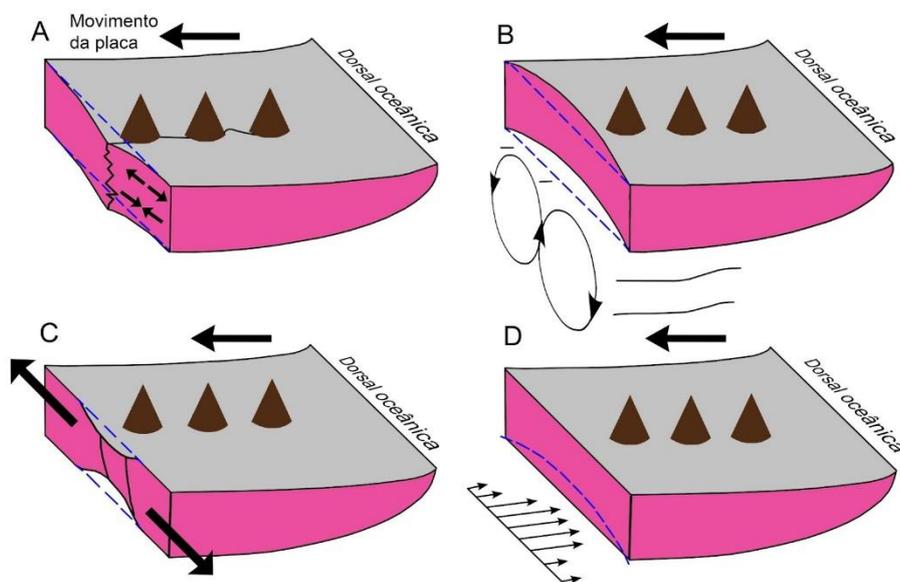
O estudo sistemático do manto abaixo da região da CFN e Nordeste do Brasil (100 a 200 km de profundidade) não mostra a ocorrência de anomalias de baixa velocidade que sustentem a hipótese da presença de uma pluma como origem dos *seamounts*, do vulcanismo no continente e

do soerguimento observado na Província Borborema (Klöcking et al., 2020). Também, considerando o volume do magmatismo, estes sugeriram que não há evidência de um *swell* significativa de pluma nesta região. Estes autores verificaram que a espessura da litosfera na margem leste da Província Borborema é de aproximadamente 60 km, e na região de Angola é de cerca de 100 km. Estes argumentaram que o mecanismo de soerguimento crustal observado nestas zonas seria uma anomalia de temperatura na astenosfera que causou o afinamento termomecânico do manto litosférico subjacente, condizente com um processo de *edge-driven convection*. Um exemplo interessante da formação de *seamounts* a partir da descompressão e ascensão adiabática de material do manto raso é a cadeia de *seamounts* Marie Byrd na região da margem oeste da Antártida (Kipf et al., 2014). E neste caso, o mecanismo gerador foi a convecção de pequena escala do manto litosférico e a consequente ascensão do material de fusão por meio de fraturas na crosta oceânica sob regime de extensão. Conforme Stepashko (2004), a observação do período de formação, volume e orientação de várias cadeias de *seamounts* no Pacífico aponta para o fato de que períodos de variação dos campos de tensão induziram modificações tectônicas focadas em zonas transformantes e lineamentos transcorrentes, o que propiciou a descompressão do manto em zonas de fraqueza e a extrusão do material fundido e a formação de cadeias de *seamounts* alinhados a estas zonas de fraqueza.

Considerando os possíveis mecanismos envolvidos na formação de cadeias de *seamounts* (Fig. 27), o presente trabalho reuniu informações relacionadas às características regionais da crosta na região da CFN que permitem estabelecer algumas informações novas e importantes. Conforme Harmon et al. (2006), os mecanismos formadores de cadeias de *seamounts* não associados diretamente a ação de uma pluma seriam: a) o fraturamento termoelástico, que prevê um baixo topográfico subjacente aos edifícios vulcânicos e um baixo da anomalia *Free-air* correspondente. Não se espera uma anomalia *Bouguer* residual positiva porque o vulcanismo é produzido pela condução de material fundido da astenosfera sem a alteração da estrutura da litosfera, b) Convecção de pequena escala do manto litosférico (*small scale convection*), que prevê uma alteração topográfica sobre o *upwelling* dos braços das células de convecção abaixo dos edifícios vulcânicos em crosta oceânica jovem e pouca ou nenhuma alteração topográfica quando a amplitude da flexura for maior que a curvatura gerada pela convecção. Em crosta jovem o sinal *Free-air* vai ser dominado pelos altos da topografia, enquanto que em uma litosfera mais forte a anomalia *Free-air* será dominada pela variação de densidade associada com a convecção em profundidade. Também é esperado valores negativos do *Bouguer* residual associado com o *upwelling*, c) *Boudinage* litosférico, que prevê um baixo topográfico abaixo

dos edifícios vulcânicos se o efeito isostático do afinamento da crosta é maior do que o efeito do afinamento da litosfera termal. Desta forma, espera-se anomalias *Bouguer* residuais positivas porque a crosta afinada é mais rasa do que o manto litosférico afinado, d) O fluxo canalizado a partir de *swells* de longa distância prevê um alto topográfico abaixo dos vulcões, se o fluxo do manto é mais quente e menos denso do que a astenosfera adjacente e se a placa é flexível o suficiente para responder a carga superficial. Devem ocorrer anomalias *Bouguer* residuais negativas com qualquer anomalia de baixa densidade na astenosfera.

Figura 27. Modelos esquemáticos dos mecanismos de formação de cadeias de *seamounts* e lineamentos gravimétricos conforme a dinâmica da topografia adjacente. A) O modelo de fraturamento termoelástico da crosta por esforços regionais, B) modelo de convecção de pequena escala do manto litosférico, C) Boudinage litosférico, e D) fluxo canalizado do material do manto (*swell*).



Fonte: Adaptada de Harmon et al. 2016.

Conforme demonstrado no presente trabalho, a região da CFN apresenta uma elevação suave do assoalho oceânico (Fig. 10A), que representa uma forma alongada na direção E-W (Fig. 10A). Esta mesma área apresenta valores mais negativos no mapa *Free-air* (Fig. 10B), o que sugere o soerguimento da placa e a presença de material menos denso na litosfera abaixo da CFN. O mapa de anomalia *Bouguer* mostra o contorno da mesma zona alongada com *trend* E-W onde está a CFN, e esta apresenta valores gradativamente mais baixos até a terminação leste da CFN, isto pode indicar o resultado de rochas menos densas intrudidas na crosta oceânica, nesta

região que inclui os vulcões da CFN, estruturas como o Platô vulcânico da Bacia do Ceará e o Guyot de Iracema, a sudoeste da CFN. Outra possibilidade é que nesta região ocorra materiais do manto litosférico que apresentam menor densidade devido a processos de fusão na base crosta (Watts et al., 2021). Valores menores da anomalia *Bouguer* refletem a presença de materiais menos densos dentro da crosta e a ocorrência de um manto litosférico menos denso (Jordan et al., 2007). Conforme demonstrado por Watts et al. (2021) a partir da cadeia de *seamounts* Imperador, no Oceano Pacífico, grandes edifícios vulcânicos, *Guyots* de Jimmu e Suiko, acumularam até 8 km de rochas intrusivas e extrusivas sobre a crosta que apresenta flexão, a presença de rochas intrusivas de menor densidade na crosta inferior, e um manto de baixa densidade abaixo dos vulcões. Apesar desses aspectos, neste caso da cadeia Imperador a anomalia *Bouguer* apresenta valores maiores do que os observados na crosta oceânica (Watts et al., 2021). No caso da CFN os valores menores da anomalia *Bouguer*, apesar do afinamento crustal, possivelmente indicam a existência de material do manto menos denso abaixo da Moho, e a ausência de *underplating* (Fig. 11A). O mapa de estimativa da Moho indica a ocorrência de um afinamento crustal de forma localizada, com uma extensão mais suave para SE. É importante o fato de que esta anomalia de profundidade que indica um afinamento crustal parece bordejar o limite entre crostas (Fig. 11B). O mapa da estimativa da profundidade da isoterma de Curie mostra também uma anomalia localizada na região da CFN, que também bordeja o contorno da COB, e uma outra anomalia importante onde está o *Guyot* do Ceará (Fig. 12A). O mapa de *Bouguer* residual mostra a assinatura rasa dos vulcões que formam a cadeia, e neste caso os valores negativos associados aos núcleos dos edifícios podem indicar que estes são em grande parte formados por material menos denso, além do que foi intrudido na crosta (Fig. 13 A). Além disso, a pouca flexura influenciada pela idade da crosta quando ocorreram as intrusões não permitiu a formação de preenchimento lateral espesso.

A análise dos perfis revelou que a crosta oceânica apresenta afinamento regional gradual de E para W, e afinamento mais expressivo localizado (Figs. 14, 15 e 16). É importante notar como a ZF de Chain limita os blocos de crosta oceânica com espessuras significativamente diferentes. O afinamento observado na crosta a sul da ZF de Chain pode ser o resultado da canalização de material fundido do manto e a consequente erosão da base da crosta (Kaislaniemi; Hunen, 2014). A compartimentação do afinamento foi controlada pelas zonas de fratura, e os vulcões da CFN foram implantados a sul da ZF de Chain, praticamente bordejando esta estrutura. Os perfis mostraram que não existe *underplating* expressivo e que possivelmente a

região de espessamento observada próximo a COB pode estar relacionada a fenômenos como serpentinização do manto.

Na seção longitudinal de E para W, o afinamento crustal observado e o leve soerguimento topográfico sugere que existe um fluxo da borda da crosta continental para a crosta oceânica, que no presente termina aproximadamente onde está o vulcão de Fernando de Noronha (Fig. 17). Considerando os possíveis mecanismos associados ao magmatismo que teria dado origem aos vulcões, sugere-se com base na configuração das superfícies Moho e Curie, que exista um fluxo de material mais quente, de W para E, que produziu afinamento, erosão da crosta mais jovem e que se estende até onde se localiza atualmente o final da CFN (tentativamente sugerido pelas setas pretas na Figura 17). A espessura crustal, e a relação Moho - Curie nas adjacências da região onde está a CFN parecem apresentar condições condizentes com a evolução normal de crosta oceânica. Na maior parte das seções, que totalizam cerca de 2018,3 km, a isoterma de Curie está posicionada abaixo da Moho, como esperado para um manto litosférico mais frio em regiões oceânicas (Li et al., 2017). Apenas em alguns locais, onde ocorre o espessamento da crosta, nas proximidades da COB a isoterma de Curie fica cerca de 2 a 3 km acima da Moho. Na região onde deveria estar atualmente o *hotspot* de Fernando de Noronha, mesmo com o adelgaçamento da crosta, a isoterma de Curie está posicionada cerca de 2 a 3 km abaixo da Moho (Fig. 17). No caso do espessamento crustal observado no perfil C, este se encontra na proximidade da COB, e é possível que se deva a processos de serpentinização ou acreção de materiais de fusão do manto neste contexto de transição crustal.

Logo após o *seamount* número 2 (AFN), tanto a isoterma de Curie quanto a Moho ficam abruptamente mais profundas, o que permite inferir que não há canalização de material do manto vindo de regiões mais distais ou da dorsal Atlântica para esta região. De forma importante, a Isoterma de Curie está abaixo da Moho na região da CFN e áreas adjacentes como esperado para uma região típica de crosta oceânica com manto frio subjacente. A isoterma de Curie apresenta variação da profundidade entre 16 e 25 km. De forma geral, esta apresenta valores médios de profundidade em torno de 20 km, mas uma ascensão mais acentuada abaixo do vulcão número 2. De forma geral, a Isoterma de Curie permaneceu abaixo da Moho na área da CFN neste corte, entre 3 e 9 km, o que indica um manto frio com a formação de minerais magnéticos, conforme esperado para regiões de crosta oceânica (Ravat et al., 2011). De fato, Li et al. (2017) verificaram que existe uma relação entre a idade da crosta oceânica, a velocidade de espalhamento com a qual se formou e a profundidade da isoterma de Curie. De forma geral para crostas com idade de 90 a 100 Ma os dados sugerem uma profundidade em torno de 20 km para esta isoterma. Wang e

Li (2018) verificaram valores similares para a profundidade desta isoterma no Oceano pacífico, que aumenta conforme a idade da crosta oceânica. Estes também verificaram que os *hotspots* conhecidamente ativos, cadeias de *seamounts* e grandes ZFs apresentam esta isoterma em profundidades rasas, o que sugere que estas anomalias foram criadas por magmatismo ativo, ou por um rejuvenescimento termal tardio destas zonas.

Mesmo na região onde existe uma ascensão mais expressiva da Moho, onde estaria o *hotspot* criado pela pluma mantélica, a isoterma permanece abaixo da Moho. Isto sugere que apesar da formação dos vulcões, e do afinamento crustal, o manto abaixo da CFN é frio e aparentemente não existe uma câmara magmática expressiva da região da terminação leste da cadeia. Nos casos onde se utilizou o estudo da Isoterma de Curie para verificar as propriedades térmicas de *hotspots* mantélicos verificou-se que a isoterma de Curie fica muito acima da Moho devido a formação de câmaras magmáticas como nos casos das ilhas oceânicas do Havaí (Mohamed et al., 2022), e de La Réunion (Gailler et al., 2016), situadas sobre *hotspots* ativos e relacionados a plumas bem estudadas.

Li et al. (2017), mostram que a posição da isoterma de Curie em todas as regiões oceânicas a isoterma de Curie está localizada abaixo da Moho. Em alguns locais como as dorsais oceânicas (Índico, Ártico e Atlântico) observa-se posições mais rasas o que é o efeito do magmatismo ativo e ascensão da astenosfera. Algumas anomalias em que a isoterma aparece mais rasa em bacias oceânicas estão relacionadas a convecção de pequena escala e a *hotspots* criados por plumas como o Havaí e as ilhas de Cabo Verde. No caso de La Réunion, a Isoterma ficou a 12 km abaixo do nível relativo do mar, e cerca de 10 km acima da Moho. No caso do Havaí observou-se que a Isoterma de Curie ficou a cerca de 870 m abaixo do nível do mar, bem acima da Moho, o que prova o efeito da câmara magmática que existe neste *hotspot* no presente.

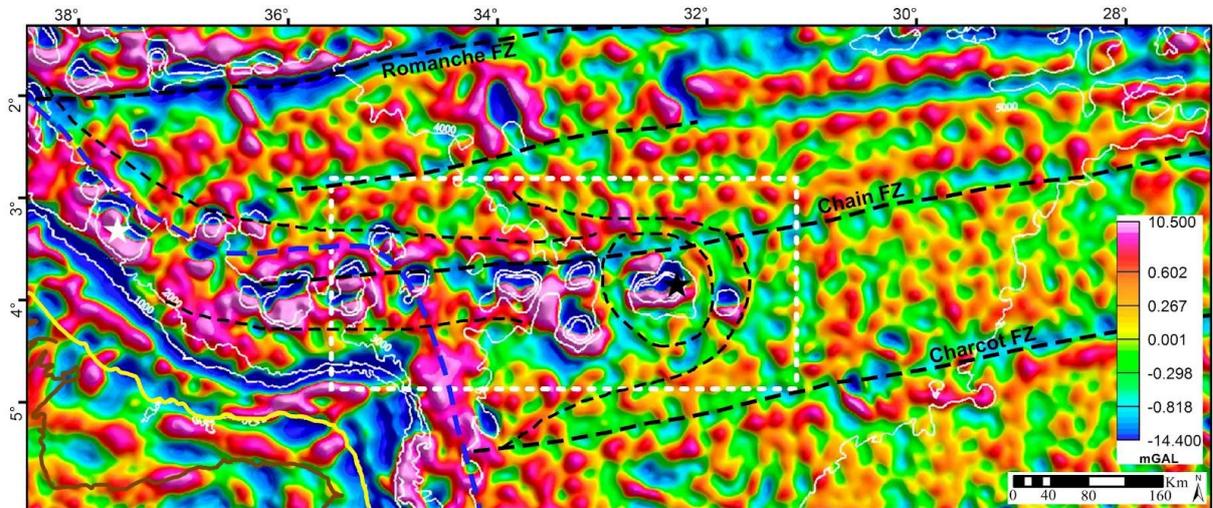
As seções sísmicas 2D integradas com os perfis geofísicos mostraram que existe um afinamento crustal em alguns trechos da crosta oceânica, e que o magmatismo é localizado considerando o efeito da sedimentação e a ocorrência das (Figs. 18 a 23) estruturas vulcânicas como a CFN e os edifícios magmáticos mais a NW como o *Guyot* do Ceará. Um aspecto relevante é a ocorrência de magmatismo de menor escala na crosta oceânica como demonstrado pelo pequeno vulcão descrito na Figura 22 (Seção sísmica L5000-165). Outro aspecto importante é o reconhecimento de estruturas rúpteis recentes que afetaram inclusive depósitos do Neógeno (Figs 19, 21 e 22), compreendidas por falhas provavelmente formadas devido a esforços de transpressão e transtensão. Reconhece-se atualmente que a margem continental do NE do Brasil

se encontra sobre um regime transcorrente que deve estar atuando na região desde o Cretáceo Superior (Bezerra et al., 2011, 2014, 2020; Vasconcelos et al., 2019). Bezerra et al. (2020), observou que dois campos de tensão afetaram a região do Nordeste do Brasil, um inicial entre o fim do Cretáceo e o Meso-Mioceno que abrangia uma compressão N-S e uma extensão E-W, e um segundo que atua desde o Meso-Mioceno ao presente e que apresenta um regime sub-horizontal compressivo na direção E-W e extensão sub-horizontal na direção N-S. Segundo estes autores a intrusão de rochas vulcânicas no Nordeste ocorreu ao longo de falhas transtensionais com um pico principal durante o primeiro campo de tensões entre 20 e 30 Ma, e durante um pico secundário no segundo campo entre 5 e 10 Ma Correia Filho (2022) demonstrou que a região da plataforma marginal e crosta oceânica adjacente às bacia de Pernambuco, Paraíba e da Plataforma de Natal, apresentam indícios de reativação tardios que envolvem estratos do Cenozóico com a formação de falhas inversas e dobras, resultante do último campo de tensão que atua na margem nordeste conforme proposto por Bezerra et al. (2020). É concebível que parte do vulcanismo associado a região de transição crustal e crosta oceânica na região da CFN tenha sido potencializado pela ação tectônica, através da reativação e criação de falhas entre o final do Cretáceo e o Neógeno, sob regimes de transtensão e transpressão.

Um aspecto importante observado na interpretação dos dados de *Bouguer* residual tratados por esta pesquisa é apontado aqui. O padrão negativo no centro dos *seamounts* pode indicar a ocorrência de rochas menos densas, o que criou um contraste com a crosta adjacente, e o padrão circular com valores um pouco mais elevados sugere a presença de rochas ígneas nos flancos das estruturas sobre a crosta que sofreu uma flexão pequena. De acordo com Wessel (2016), a flexura da placa devido a carga criada pela estrutura depende de fatores como a densidade do material de preenchimento da flexura e do edifício vulcânico, seu núcleo e flancos. Este autor também demonstrou que a natureza do material intrudido e seu volume apresentam relação com a idade da placa no tempo de formação dos *seamounts*. Observa-se ainda que, os *seamounts* da CFN apresentam esta característica de um centro com valores negativos, circundado por valores positivos, mas os *seamounts* sobre a crosta continental apresentam uma anomalia mais positiva no centro, e são circundados por anomalias circulares ou alongadas com valores negativos, incluindo o *Guyot* do Ceará. Em alguns casos a flexura é menor do que esperado considerando o tamanho dos *seamounts*, o que pode ocorrer devido a participação de rochas menos densas na crosta e no manto litosférico abaixo do edifício vulcânico (Wessel, 2016). Possivelmente esta característica tem a ver com as idades das intrusões e com o processo de interação com as crostas continental e oceânica. Considerando o valor de corte para realização

do mapa residual, observa-se a diferença entre 6 e -12 mGal, por exemplo, que permite analisar a variação de densidade/espessura das fontes acima da crosta oceânica. Segundo Harmon et al. (2006), a ocorrência de valores negativos da anomalia residual *Bouguer* do Manto (rMBA) nas dorsais de Sojourn e Brown (Oceano Pacífico) e do *seamount* de Hotu Matua, em uma escala mais regional, sugere que o processo de flexura crustal não seria responsável pelos valores negativos. A causa neste aspecto seria a presença de manto anormalmente menos denso e mais quente do que na astenosfera adjacente. Conforme Koppers e Watts (2010), a flexura em resposta ao carregamento da crosta depende de sua espessura elástica, e esta varia conforme o tempo no qual o carregamento se desenvolveu e a idade da crosta quando o carregamento ocorreu. Conforme estes autores, a resistência da litosfera oceânica aumenta com o tempo, à medida que ela se distancia da dorsal e resfria. Os *seamounts* formados nas dorsais atuam sobre uma litosfera mais fina e produzem mais flexão do que um vulcão de volume similar intraplaca intrudido em litosfera mais velha. A idade da crosta na região da CFN está entre 100 e 120 Ma (Seton et al., 2020), e de acordo com Calmant et al. (1990) a espessura elástica para esta configuração seria entre 25 e 30 km (Hu et al., 2015; Watts et al., 2006). Considerando uma interpretação dos dados mais dados relativos às estruturas vulcânicas na região da CFN e transição crustal adjacente é possível distinguir uma zona alongada de E-W que contém a CFN, que esta zona apresenta a formação de estruturas circulares rasas relacionadas a intrusão e extrusão de rochas vulcânicas que compõem os edifícios vulcânicos, e que estes padrão de estruturas E-W se conecta a série de estruturas que acompanham a região de crosta continental estirada e COB ao longo da Bacia do Ceará (Fig. 28). Conforme vistos no mapa da Figura 28 estas estruturas cuja maior expressão a noroeste é o *Guyot* do Ceará, e a leste é o vulcão de Fernando de Noronha parecem formar um único *trend* de extrusão magmática que acompanhou a ZF de Chain e as zonas de falhas da margem continental e da COB entre o Platô de Touros e a Bacia do Ceará. Não foram considerados aqui aspectos de idade ou litogeoquímicos que implicam processos genéticos, a interpretação é baseada tão somente nos aspectos geofísicos.

Figura 28. Mapa de anomalia *Bouguer* residual da região da CFN e áreas adjacentes. As linhas tracejadas finas representam a interpretação do *trend* de formação de edifícios vulcânicos. As estruturas circulares ao redor do vulcão de Fernando de Noronha sugerem uma estruturação local do processo magmático que se prolongou desde a região da COB. Estrela preta - localização do AFN. Estrela branca - *Guyot* do Ceará.



Fonte: Da autora, 2023.

Desta forma, o presente trabalho sugere que o mecanismo de formação da CFN foram processos convectivos de pequena escala, possivelmente iniciados a partir do período pós *break-up* e que se intensificaram após o final do Cretáceo com o vulcanismo e o soergimento da borda da crosta continental (Klöcking et al., 2020; Sacek, 2017). Os valores calculados dos volumes dos *seamounts* representam um dado importante porque permitiram verificar a relação do volume de extrusão de material de cadeias formadas por *hotspots* relacionados a plumas mantélicas e a outros fenômenos. Os volumes e alturas das estruturas da CFN mostram similaridade com a cadeia de Santa Helena, que representa uma extensa ação de pluma no Atlântico Sul. Entretanto, como é menor a evidência de que estes sejam resultado de uma pluma ou de um *swell* canalizado de pluma, argumenta-se aqui que possivelmente o magmatismo localizado a partir do mecanismo de convecção na borda da margem continental (*edge-driven convection*), foi potencializado pela ação de falhas e fraturas da crosta oceânica e na região de transição crustal (Fig. 28).

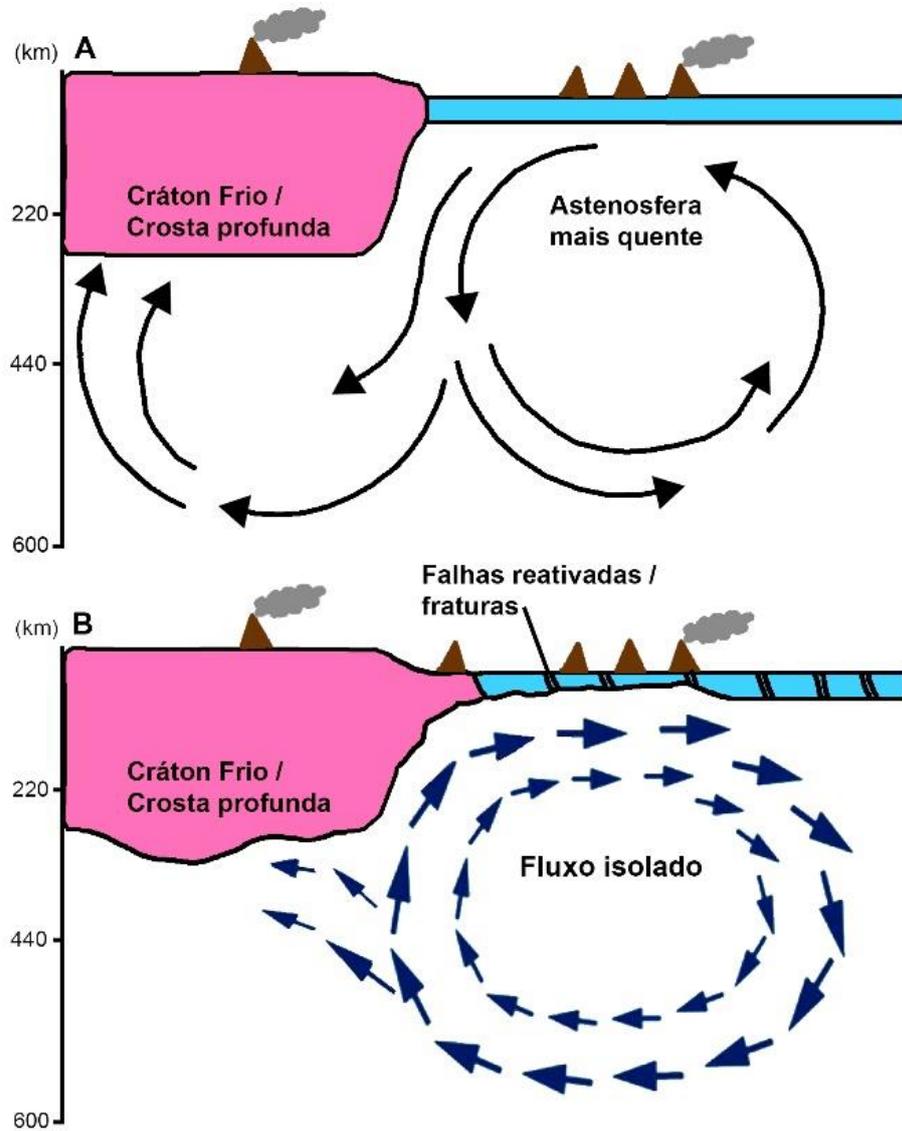
O mecanismo de *edge-driven convection* (King; Anderson, 1998; King; Ritsema, 2000), propõe que o fluxo de descenso de material do manto litosférico ocorre em regiões onde a litosfera fina, fica em contato com regiões de litosfera espessa, como regiões cratônicas

arqueanas. Este processo induz a convecção de material na litosfera e pode produzir magmatismo continental e oceânico (Kaislaniemi; Hunen, 2014; Duvernay et al., 2022). Este mecanismo possui um aspecto pulsativo, porque pode ser eventualmente afetado por outros processos no manto (Sacek, 2017).

Este é outro aspecto que explicaria os pulsos de vulcanismo observados no AFN com intervalos de alguns milhões de anos (Perlingeiro et al., 2013). Um fato relevante, que pode ser considerado como outro condicionante para a formação do processo convectivo após o *break-up* é o fato de que o trecho de crosta continental nesta região do NE do Brasil apresenta-se anormalmente afinado em relação a regiões adjacentes, em especial as bacias da Paraíba, Plataforma de Natal e Bacia Potiguar. Esta zona apresenta um estreitamento da margem continental e uma espessura anormalmente fina da crosta continental estirada que forma a transição crustal para a COB (Kusznir et al., 2020; Tamara et al., 2020; Haas et al., 2022).

A Figura 29 mostra um modelo de formação da CFN, considerando a ocorrência de processos convectivos conforme discutido por Klöcking et al. (2020) e Sacek (2017), com o incremento produzido por falhas na crosta oceânica, conforme arranjo de mecanismos similares proposto para a formação dos *seamounts* da cadeia de Marie Byrde na margem oeste da Antártida (KIPF et al., 2014).

Figura 29. A) modelo de *edge-driven convection* criado pela convecção de material na astenosfera, e que envolve o estabelecimento de uma barreira formada pelo continente com litosfera mais fria. B) modelo de formação dos *seamounts* da CFN, e magmatismo contemporâneo na crosta continental, dominado pelo mecanismo EDC e que pode ter sido influenciado pelas falhas e fraturas da crosta oceânica, conforme discutido por Kipf et al., 2014 para a cadeia Marie Byrd, Antártida.



Fonte: Adaptado de King e Anderson, 1998.

6. CONCLUSÕES

Apesar da carência de dados geofísicos e geológicos sobre a cadeia de *seamounts* de Fernando de Noronha foi possível desenvolver algumas informações novas sobre estas estruturas vulcânicas com base na aplicação de técnicas que não foram utilizadas antes para a modelagem de dados potenciais e morfológicos desta região (Isoterma de Curie, relações morfológicas). Com o desenvolvimento do presente trabalho foi possível estabelecer os seguintes pontos relevantes:

1 - A análise de dados morfológicos dos vulcões da CFN e outras cadeias de vulcões do Atlântico e Pacífico permitiu estabelecer que estes apresentam um volume maior do que vulcões intraplaca formados em zonas de fraturas como Sojourn e cadeias de *seamounts* existentes no Nordeste do Brasil (Pernambuco e Bahia). O volume é comparável aos valores de volumes encontrados no *hotspot* de Santa Helena, que está relacionado a uma grande pluma no Atlântico Sul. Este aspecto poderia ser utilizado para classificar a CFN como pertencente ao grupo de *seamounts* gerados por processos do manto profundo. Entretanto, a velocidade e a capacidade de extrusão de material ígneo dependem de vários fatores e estes podem resultar em uma classificação complexa sobre a origem de uma determinada cadeia de vulcões. A interação de mais de um mecanismo, por exemplo, pode apresentar dificuldade para a definição do fator preponderante na formação;

2 - O estudo da profundidade de superfície de Curie e da interface crosta-manto (Moho) revelou que a anomalia de temperatura e fluxo térmico na crosta oceânica associados ao vulcão mais jovem, aparece como uma anomalia isolada. Além disso, a Isoterma de Curie está abaixo da Moho na região da CFN e adjacências, e apenas em alguns pontos identificou-se que a Isoterma estaria cerca de 1 a 2 km acima da Moho. Esta condição de isoterma abaixo da Moho em regiões de crosta oceânica é esperada porque o manto é mais frio, e indica que não há nesta região um contato na litosfera de uma pluma e nem de um *swell* de pluma que estaria localizada em outro ponto no Atlântico sul central;

3 - Os dados gravimétricos *Free-air* e *Bouguer* regional e residual, permitiram verificar características dos vulcões, como mínimos gravimétricos residuais para os edifícios, o que pode significar que o núcleo dos vulcões pode ser formado por materiais menos densos. E dada a idade da crosta quando estes os vulcões se formaram é esperado uma pequena flexura que aparece como anomalia positiva no *Bouguer* residual porque o preenchimento da depressão criada pela flexura é também pouco espesso;

4 - Considerando os dados que demonstram que não existe uma pluma mantélica abaixo da CFN, o presente estudo propõe que o mecanismo de *Edge-driven convection* como processo formador das estruturas, e este também explicaria o vulcanismo intraplaca, e o soerguimento da Província Borborema;

5 - Propõe-se que, o fato do volume dos *seamounts* da CFN apresentarem valores próximos dos volumes de edifícios relacionados a plumas, sem que este esteja relacionado a uma pluma do manto profundo, indica que sua origem pode envolver mais de um mecanismo que potencializou a extrusão de material para a crosta. O processo que gerou vulcões na crosta continental e na crosta oceânica pode ter sido incrementado devido às falhas reativadas e novas falhas e fraturas formadas durante o Cenozóico que influenciaram a ascensão de um volume magmático mais expressivo. O presente trabalho sugere que o mecanismo de *edge-driven convection* foi ampliado porque a/as célula/células de convecção apresenta relação espacial com a ZF de Chain, e que esta associação dos mecanismos incrementou o processo de extrusão intrusão na crosta oceânica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAM, C. et al. 80-Myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the Walvis and St. Helena hotspots (South Atlantic). **Earth and Planetary Science Letters**, v. 261, n. 3-4, p. 432-442, 2007.

ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.

ALMEIDA, F. F. M. de. **Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha**. 1955. Tese (Livre Docência) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1955. Acesso em: 26 jun. 2023.

ALVES, E. C. et al. Zona de fratura de Vitória-Trindade no Oceano Atlântico sudeste e suas implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, p. 117-127, 2006.

ATTOH, K. et al. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana. **Tectonophysics**, v. 378, n. 1-2, p. 1-16, 2004.

BAI, Yongliang et al. Upper mantle density modelling for large-scale Moho gravity inversion: case study on the Atlantic Ocean. **Geophysical Journal International**, v. 216, n. 3, p. 2134-2147, 2019.

BALMINO, G. et al. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. **Journal of Geodesy**, v. 86, n. 7, p. 499-520, 2012.

BANSAL, A. R. et al. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany. **Geophysics**, v. 76, n. 3, p. L11-L22, 2011.

BECKER, J. J. et al. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS. **Marine Geodesy**, v. 32, n. 4, p. 355-371, 2009.

BEZERRA, F. H. R. et al. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, p. 78-90, 2014.

BEZERRA, F. H. et al. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. **Marine and Petroleum Geology**, v. 111, p. 88-104, 2020.

BEZERRA, F. H.R. et al. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America—Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, v. 510, n. 3-4, p. 269-290, 2011.

BHATTACHARYYA, B. K.; LEU, Lei-Kuang. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 32, p. 4461-4465, 1975.

BLAKELY, R. J. **Potential theory in gravity and magnetic applications**. Cambridge university press, 1995.

BOULIGAND, C. et al. Richard J. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 114, n. B11, 2009.

BUARQUE, Bruno V. et al. Post-rift volcanic structures of the Pernambuco Plateau, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 70, p. 251-267, 2016.

BUCHS, D.M., HOERNLE, K., GREVEMEYER, I. Seamounts. **Encyclopedia of Marine Geosciences**. v.1, p. 1-11,2015.

BUROV, E.; GERYA, T. Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes. **Nature**, v. 513, n. 7516, p. 85-89, 2014.

CALMANT, S. et al., A. Elastic layer thickening with age of the oceanic lithosphere: a tool for prediction of the age of volcanoes or oceanic crust. **Geophysical Journal International**, v. 100, n. 1, p. 59-67, 1990.

CARLSON, R. L.; RASKIN, G. S. Density of the ocean crust. **Nature**, v. 311, n. 5986, p. 555-558, 1984.

CELLI, N. L. et al. The upper mantle beneath the South Atlantic Ocean, South America and Africa from waveform tomography with massive data sets. **Geophysical Journal International**, v. 221, n. 1, p. 178-204, 2020.

CHERKIS, N. Z. et al. The Bahia seamounts, Brazil Basin. **Journal of South American earth sciences**, v. 1, n. 3, p. 295-300, 1988.

CHOUDHURI, Mainak et al. Propagation of hotspot volcanism driven flexure in oceanic crust–85° E Ridge case study. **Marine and Petroleum Geology**, v. 82, p. 134-153, 2017.

CLARK, M. R. et al. The ecology of seamounts: structure, function, and human impacts. **Annual Review of Marine Science**, v. 2, p. 253-278, 2010.

CORREIA FILHO, O. J. **Processos de reativação tectônica transcorrente cenozóica na margem oriental do NE do Brasil e crosta oceânica adjacente**. 2022. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2022.

COURTILLOT, V. et al. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 205, n. 3-4, p. 295-308, 2003.

CROUGH, S. T. Hotspot swells. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 11, n. 1, p. 165-193, 1983.

DAS, P. et al. Distribution and origin of seamounts in the Central Indian Ocean Basin. **Marine Geodesy**, v. 28, n. 3, p. 259-269, 2005.

DAVIS, A. S. et al. Origin of volcanic seamounts at the continental margin of California related to changes in plate margins. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 11, n. 5, 2010.

DE CASTRO, D. L. et al. Crustal evolution of divergent and transform segments of the Brazilian Equatorial Margin derived from integrated geophysical data: Insights from basement grain heritage. **Earth-Science Reviews**, p. 104132, 2022.

DE CASTRO, D. L. et al. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, v. 54, p. 29-42, 2012.

DELAUGHTER, J. E. et al. Hotspots: A view from the swells. **Special Papers-Geological Society of America**, v. 388, p. 257, 2005.

DEVEY, C. W. et al. Giving birth to hotspot volcanoes: Distribution and composition of young seamounts from the seafloor near Tahiti and Pitcairn islands. **Geology**, v. 31, n. 5, p. 395-398, 2003.

DING, H. et al. Spatiotemporal distribution of seamount volume along the Kyushu-Palau Ridge: Implications for rejuvenated volcanism. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 240, p. 105391, 2022.

DUVERNAY, T. et al. Continental magmatism: the surface manifestation of dynamic interactions between cratonic lithosphere, mantle plumes and edge-driven convection. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 23, n. 7, p. e2022GC010363, 2022.

EARLE, S. Intrusive Igneous Bodies. **Physical Geology**, v.2, p.67-96 2019.

ERNESTO, M. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle plume model. **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: Edusp/Fapesp, p. 689-705, 2005.

EPPELBAUM, L. et al. Thermal properties of rocks and density of fluids. **Applied geothermics**, p. 99-149, 2014.

EZER, T. On the interaction between the Gulf Stream and the New England seamount chain. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 1, p. 191-204, 1994.

FAN, C. et al. New insights into the magmatism in the northern margin of the South China Sea: spatial features and volume of intraplate seamounts. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, n. 6, p. 2216-2239, 2017.

FERRARI, A. L.; RICCOMINI, C. Campo de esforços plio-pleistocênico na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 195-202, 1999.

FITTON, J. G. et al. The role of lithosphere thickness in the formation of ocean islands and seamounts: contrasts between the Louisville and Emperor–Hawaiian hotspot trails. **Journal of Petrology**, v. 61, n. 11-12, p. 111, 2020.

FODOR R.V. et al. Petrologia de xenólitos de espinélio peridotito do nordeste do Brasil: litosfera com alto gradiente geotérmico impactado pela pluma de Fernando de Noronha. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, p. 199-214, 2002.

FORSYTH, D. W. et al. Distribution of recent volcanism and the morphology of seamounts and ridges in the GLIMPSE study area: Implications for the lithospheric cracking hypothesis for the origin of intraplate, non-hot spot volcanic chains. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. B11, 2006.

FRENCH, S.W.; ROMANOWICZ, B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. **Nature**, v. 525, n. 7567, p. 95-99, 2015.

FRYER, P. et al. Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. **Geology**, v. 13, n. 11, p. 774-777, 1985.

FRYER, P.; FRYER, G. J. Origins of nonvolcanic seamounts in a forearc environment. **Seamounts, Islands, and Atolls**, v. 43, p. 61-69, 1987.

FULLEA, J. et al. FA2BOUG—A FORTRAN 90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free-air anomalies: Application to the Atlantic-Mediterranean transition zone. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 12, p. 1665-1681, 2008.

GAILLER, L. S. et al. Depth to Curie temperature or bottom of the magnetic sources in the volcanic zone of la Réunion hot spot. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 324, p. 169-178, 2016.

GASPERINI, L. et al. Lower Cretaceous to Eocene sedimentary transverse ridge at the Romanche Fracture Zone and the opening of the equatorial Atlantic. **Marine Geology**, v. 176, n. 1-4, p. 101-119, 2001.

GASPERINI, L. U. C. A. et al. New data on the geology of the Romanche FZ, equatorial Atlantic: PRIMAR-96 cruise report. **Giornale di Geologia**, v. 59, n. 1-2, p. 3-18, 1997.

GERALDES, M. C. et al. Geochronology (Ar/Ar and K–Ar) of the South Atlantic post-break-up magmatism. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 369, n. 1, p. 41-74, 2013.

GERLACH, D. C. et al., Paul A. Isotopic geochemistry of Fernando de Noronha. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 85, n. 1-3, p. 129-144, 1987.

GEVORGIAN, Julie et al. Global distribution and morphology of small seamounts. **Earth and Space Science**, v. 10, n. 4, p. e2022EA002331, 2023.

GOMES, P. O. **Distensão Crustal, Implantação de Crosta Oceânica e Aspectos Evolutivos das Zonas de Fratura e da Sedimentação no Segmento Nordeste da Margem Continental Brasileira**. 2000, 145f. Dissertação (Mestrado em análise de bacias) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro 2000.

GÓMEZ-ORTIZ, David; AGARWAL, Bhriugu NP. 3DINVER. M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker–Oldenburg's algorithm. **Computers & geosciences**, v. 31, n. 4, p. 513-520, 2005.

GUIMARÃES, A. R. et al. Contemporaneous intraplate magmatism on conjugate South Atlantic margins: a hotspot conundrum. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 536, p. 116147, 2020.

GUPTA, S. et al. Magmatic underplating of crust beneath the Laccadive Island, NW Indian Ocean. **Geophysical Journal International**, v. 183, n. 2, p. 536-542, 2010.

HAAS, P. et al. Modeling lithospheric thickness along the conjugate South Atlantic passive margins implies asymmetric rift initiation. **Tectonics**, v. 41, n. 9, p. e2021TC006828, 2022.

HARMON, N. et al. Analysis of gravity and topography in the GLIMPSE study region: Isostatic compensation and uplift of the Sojourn and Hotu Matua Ridge systems. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. B11, 2006.

HEIN, J. R. et al. Seamount mineral deposits: a source of rare metals for high-technology industries. **Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 184-189, 2010.

HIERONYMUS, C. F.; BERCOVICI, D. Non-hotspot formation of volcanic chains: Control of tectonic and flexural stresses on magma transport. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 181, n. 4, p. 539-554, 2000.

HILLIER, J. K. Pacific seamount volcanism in space and time. **Geophysical Journal International**, v. 168, n. 2, p. 877-889, 2007.

HILLIER, J. K.; WATTS, A. B. Global distribution of seamounts from ship-track bathymetry data. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 13, 2007.

HIRANO, N. et al. Seamounts, knolls and petit-spot monogenetic volcanoes on the subducting Pacific Plate. **Basin Research**, v. 20, n. 4, p. 543-553, 2008.

HIRANO, N. et al. Volcanism in response to plate flexure. **Science**, v. 313, n. 5792, p. 1426-1428, 2006.

HOERNLE, K. et al. Origin of Indian Ocean Seamount Province by shallow recycling of continental lithosphere. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 12, p. 883-887, 2011.

HU, J. et al. Modification of the Western Gondwana craton by plume–lithosphere interaction. **Nature Geoscience**, v. 11, n. 3, p. 203-210, 2018.

HU, Minzhang et al. Three-dimensional estimate of the lithospheric effective elastic thickness of the Line ridge. **Tectonophysics**, v. 658, p. 61-73, 2015.

JOKAT, W.; REENTS, S. Hotspot volcanism in the southern South Atlantic: geophysical constraints on the evolution of the southern Walvis Ridge and the Discovery Seamounts. **Tectonophysics**, v. 716, p. 77-89, 2017.

JONES, S. M.; WHITE, N. Shape and size of the starting Iceland plume swell. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 216, n. 3, p. 271-282, 2003.

JORDAN, T. A. et al. High-resolution airborne gravity imaging over James Ross Island (West Antarctica). In: **Antarctica: A Keystone in a Changing World—Online Proceedings of the 10th ISAES**, edited by AK Cooper and CR Raymond et al., USGS Open-File Report. 2007.

KAISLANIEMI, L.; VAN HUNEN, J. Dynamics of lithospheric thinning and mantle melting by edge-driven convection: Application to Moroccan Atlas Mountains. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 15, n. 8, p. 3175-3189, 2014.

KAPPELMEYER, O.; HAENEL, R. Geothermics with special reference to application. **Berlin gebrueder borntraeger geoexploration monographs series**, v. 4, p. 31, 1974.

KING, S. D.; ADAM., C. Hotspot swells revisited. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 235, p. 66-83, 2014.

KING, S. D.; ANDERSON, D. L. Edge-driven convection. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 160, n. 3-4, p. 289-296, 1998.

KING, S. D.; RITSEMA, J. African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. **Science**, v. 290, n. 5494, p. 1137-1140, 2000.

KING, S. D. Hotspots and edge-driven convection. **Geology**, v. 35, n. 3, p. 223-226, 2007.

KIM, S. S.; WESSEL, P. New global seamount census from altimetry-derived gravity data. **Geophysical Journal International**, v. 186, n. 2, p. 615-631, 2011.

KIPF, A. **Enigmatic Intraplate Volcanism: A geochronological and geochemical approach for the Marie Byrd Seamounts (Antarctica) and the Christmas Island Seamount Province (Indian Ocean)**. 2014. Tese de Doutorado. Christian-Albrechts-Universität, 2014.

KLÖCKING, M. et al. A tale of two domes: Neogene to recent volcanism and dynamic uplift of northeast Brazil and southwest Africa. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 547, p. 1164, 2020.

KNESEL, K. M. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology reveals the youngest volcanism in mainland Brazil and no evidence for a plume trace on the continent. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, p. 38-50, 2011.

KOPPERS, A. P. et al. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism?. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 4, n. 10, 2003.

KOPPERS, A.P. et al. Testing the fixed hotspot hypothesis using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age progressions along seamount trails. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 185, n. 3-4, p. 237-252, 2001.

KOPPERS, A. P.; WATTS, A. B. Intraplate seamounts as a window into deep Earth processes. **Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 42-57, 2010.

KUSZNIR, N. J. et al. Crustal structure of the conjugate Equatorial Atlantic Margins, derived by gravity anomaly inversion. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 476, n. 1, p. 83-107, 2020.

LASKE, G. et al. Update on CRUST 1. 0—A 1-degree global model of Earth's crust. In: **Geophysical research abstracts**. v.15, p. 2658, 2013.

LAVELLE, J. W.; MOHN, C. Motion, commotion, and biophysical connections at deep ocean seamounts. **Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 90-103, 2010.

LÉNAT, Jean-François; MERLE, Olivier; LESPAGNOL, Ludovic. La réunion: An example of channeled hot spot plume. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 184, n. 1-2, p. 1-13, 2009.

LI, C. F. et al. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. **Scientific reports**, v. 7, n. 1, p. 45129, 2017.

LI, C. F. et al. Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications. **Geophysical Journal International**, v. 182, n. 3, p. 1229-1247, 2010.

LI, C. F. et al. Thermal evolution of the North Atlantic lithosphere: new constraints from magnetic anomaly inversion with a fractal magnetization model. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 12, p. 5078-5105, 2013.

LONG, X. et al. Origin of isolated seamounts in the Canary Basin (East Atlantic): The role of plume material in the origin of seamounts not associated with hotspot tracks. **Terra Nova**, v. 32, n. 5, p. 390-398, 2020.

LOPES, R. P.; ULBRICH, M. N. C. Geochemistry of the alkaline volcanic subvolcanic rocks of the Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 307-333, 2015.

LOPES, R. P. et al. The volcanic-subvolcanic rocks of the Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean: mineral chemistry. **Central European Journal of Geosciences**, v. 6, p. 422-456, 2014.

MAGINI, C. et al. Genesis and evolution of the Fernando de Noronha mantle plume. In: Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism. **Academic Press**, 2022. p. 167-188.

MATOS, R. M. D. Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 129, p. 105077, 2021.

MAUS, S. et al. Curie-temperature depth estimation using a self-similar magnetization model. **Geophysical Journal International**, v. 129, n. 1, p. 163-168, 1997.

MAUS, S. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 10, n. 8, 2009.

MCNUTT, M. K. et al. Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral islands. **Nature**, v. 389, n. 6650, p. 479-482, 1997.

MOHAMED, Ahmed et al. Geometry of the magma chamber and curie point depth beneath Hawaii Island: Inferences from magnetic and gravity data. **Front. Earth Sci. Sect. Solid Earth Geophys**, v. 10, p. 847984, 2022.

MOONEY, Walter D. et al. Earth crustal model 1 (ECM1): A 1 x 1 global seismic and density model. **Earth-Science Reviews**, p. 104493, 2023.

MORATO, T. et al. Seamounts are hotspots of pelagic biodiversity in the open ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 107, n. 21, p. 9707-9711, 2010.

MOTOKI, A.; MOTOKI, K. F. Gravimetric structure and growth history of the volcanic seamounts of the Vitória-Trindade Chain, State of Espírito Santo, Brazil, based on the satellite-derived data. In: **13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF**, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013. Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society, 2013. p. 1707-1712.

MOTOKI, A.; MOTOKI, K. F. Satellite gravimetry for the Fernando de Noronha Chain, Northeast Brazil, and its bearing on the volcanic seamount structure. In: V Simpósio Brasileiro de Geofísica. **European Association of Geoscientists & Engineers**, 2012. p. cp 341-00119.

MUKHOPADHYAY, R.; BATIZA, R. Basinal seamounts and seamount chains of the Central Indian Ocean: Probable near-axis origin from a fast-spreading Ridge. **Marine geophysical researches**, v. 16, p. 303-314, 1994.

MÜLLER, R. D. et al. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 4, 2008.

OAKLEY, A. J. et al. Emplacement, growth, and gravitational deformation of serpentinite seamounts on the Mariana forearc. **Geophysical Journal International**, v. 170, n. 2, p. 615-634, 2007.

OLDENBURG, Douglas W. The inversion and interpretation of gravity anomalies. **Geophysics**, v. 39, n. 4, p. 526-536, 1974.

OLIVEIRA, J. T. C. **Estimativa da Superfície de Curie nas bacias marginais de Pernambuco, Paraíba e da Plataforma de Natal, NE do Brasil, a partir de dados aeromagnéticos: implicações para o modelo de margem hiper-estendida**. 2018. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018.

OLIVEIRA, J. T. C. et al. Precambrian tectonic inheritance control of the NE Brazilian continental margin revealed by Curie point depth estimation. **Annals of Geophysics**, v. 64, n. 2, p. GT213-GT213, 2021.

PARKER, R. L. The rapid calculation of potential anomalies. **Geophysical Journal International**, v. 31, n. 4, p. 447-455, 1973.

PASQUALON, N. G. et al. Emplacement dynamics of alkaline volcanic and subvolcanic rocks in Trindade Island, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 406, p. 107078, 2020.

PAVLIS, N. K. et al. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). **Journal of geophysical research: solid earth**, v. 117, n. B4, 2012.

PEIVE, A. A. Linear volcanic chains in oceans: Possible formation mechanisms. **Geotectonics**, v. 41, n. 4, p. 281-295, 2007.

PERLINGEIRO, G. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Fernando de Noronha Archipelago and implications for the origin of alkaline volcanism in the NE Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 249, p. 140-154, 2013.

PILKINGTON, M.; TODOESCHUCK, J. P. Fractal magnetization of continental crust. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 7, p. 627-630, 1993.

RAVAT, D. et al. Probing magnetic bottom and crustal temperature variations along the Red Sea margin of Egypt. **Tectonophysics**, v. 510, n. 3-4, p. 337-344, 2011.

RIVADENEYRA V. C. et al. An updated crustal thickness map of central South America based on receiver function measurements in the region of the Chaco, Pantanal, and Paraná Basins, southwestern Brazil. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 124, n. 8, p. 8491-8505, 2019.

RIVALENTI, G. et al. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 138, p. 308-325, 2000.

RIVALENTI, G. et al. The effect of the Fernando de Noronha plume on the mantle lithosphere in north-eastern Brazil. **Lithos**, v. 94, n. 1-4, p. 111-131, 2007.

SACEK, V. et al. Numerical modeling of weathering, erosion, sedimentation, and uplift in a triple junction divergent margin. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 20, n. 5, p. 2334-2354, 2019.

SACEK, V. Post-rift influence of small-scale convection on the landscape evolution at divergent continental margins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 459, p. 48-57, 2017.

SALEM, A. et al. Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method. **Tectonophysics**, v. 624, p. 75-86, 2014.

SANTOS, M. V. M. et al. Seismic evidences of recurrent volcanism across the North Brazilian and the Fernando de Noronha ridges–Brazilian Equatorial Atlantic Ocean. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 40, n. 1, p. 1-11, 2022.

SCHIPPER, S.; MATTOX, S. Using Google Earth to study the basic characteristics of volcanoes. **Science Scope**, v. 34, n. 3, p. 28-37, 2010.

SETON, Maria et al. A global data set of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 21, n. 10, p. e2020GC009214, 2020.

SHANG, L. et al. Hotspot volcanism along a leaky fracture zone contributes the formation of the 85° E Ridge at 11° N latitude, Bay of Bengal. **Tectonophysics**, v. 837, p. 229453, 2022.

SHIMODA, G. et al. Tectonic influence on chemical composition of ocean island basalts in the West and South Pacific: Implication for a deep mantle origin. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 12, n. 7, 2011.

SKOLOTNEV, S. G. et al. New data on composition and structure of the Pernambuco Seamounts, Brazil basin, south Atlantic region. In: Doklady Earth Sciences. **Springer Nature BV**, p. 330, 2012.

SIAL, A. et al. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, northeastern Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 53, n. 1, p.115-122, 1981.

SMITH, D. K.; JORDAN, T. H. Seamount statistics in the Pacific Ocean. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 93, n. B4, p. 2899-2918, 1988.

SMITH, D. K. Shape analysis of Pacific seamounts. **Earth and planetary science letters**, v. 90, n. 4, p. 457-466, 1988.

SPECTOR, A.; GRANT, F. S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 35, n. 2, p. 293-302, 1970.

STAUDIGEL, H.; CLAGUE, D. A. The geological history of deep-sea volcanoes: Biosphere, hydrosphere, and lithosphere interactions. **Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 58-71, 2010.

STAUDIGEL, H. et al. Defining the word "Seamount". **Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 20-21, 2010.

STEPASHKO, A. A. Origin of West Pacific seamounts and features of the cretaceous dynamics of the Pacific plate. **Oceanology**, v. 46, p. 411-417, 2006.

TAMARA, J. et al. Crustal structure of the central sector of the NE Brazilian equatorial margin. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 476, n. 1, p. 163-191, 2020.

TAMURA, Y. et al. The nature of the Moho beneath fast-spreading centers: Evidence from the Pacific plate and Oman ophiolite. **Island Arc**, v. 31, n. 1, p. e12460, 2022.

TARDUNO, J. A. et al. The Emperor Seamounts: Southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. **Science**, v. 301, n. 5636, p. 1064-1069, 2003.

TARDUNO, J. A. On the motion of Hawaii and other mantle plumes. **Chemical Geology**, v. 241, n. 3-4, p. 234-247, 2007.

TAVARES, A. C. et al. The Romanche fracture zone influences the segmentation of the equatorial margin of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102738, 2020.

ULBRICH, M. N. C. et al. **As ilhas vulcânicas brasileiras: Fernando de Noronha e Trindade. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, Editora Becca, p. 554-571, 2004.

ULBRICH, M. N. C. Petrography of alkaline volcanic-subvolcanic rocks from the Brazilian Fernando de Noronha archipelago, Southern Atlantic Ocean. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 24, p. 77-94, 1993.

VASCONCELOS, D. L. et al. Influence of Precambrian shear zones on the formation of oceanic fracture zones along the continental margin of Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 101, p. 322-333, 2019.

VÁZQUEZ, J. T. et al. Seamounts along the Iberian continental margins. **Boletín Geológico y Minero**, v.126, p.483-514, 2015.

WANG, J.; LI, C. F. Crustal magmatism and lithospheric geothermal state of western North America and their implications for a magnetic mantle. **Tectonophysics**, v. 638, p. 112-125, 2015.

WANG, J.; LI, C. F. Curie point depths in Northeast China and their geothermal implications for the Songliao Basin. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 163, p. 177-193, 2018.

WATTS, A. B. An analysis of isostasy in the world's oceans 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 83, n. B12, p. 5989-6004, 1978.

WATTS, A. B. et al. A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian–Emperor seamount chain. *Nature*, v. 315, n. 6015, p. 105-111, 1985.

WATTS, A. B. et al. Global gravity, bathymetry, and the distribution of submarine volcanism through space and time. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, n. B8, 2006.

WATTS, A. B. et al. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere: A three-dimensional study of the Great Meteor Seamount, northeast Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, v. 80, n. 11, p. 1391-1398, 1975.

WATTS, A. B. et al. Seismic structure, gravity anomalies and flexure along the Emperor Seamount chain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 126, n. 3, p. e2020JB021109, 2021.

WATTS, A. B.; RIBE, N. M. On geoid heights and flexure of the lithosphere at seamounts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 89, n. B13, p. 11152-11170, 1984.

WESSEL, P. et al. Models for the evolution of seamounts. *Geophysical Journal International*, v. 231, n. 3, p. 1898-1916, 2022.

WESSEL, P. et al. The global seamount census. *Oceanography*, v. 23, n. 1, p. 24-33, 2010.

WESSEL, P. Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 106, n. B9, p. 19431-19441, 2001.

WESSEL, P.; KROENKE, L. W. The geometric relationship between hotspots and seamounts: Implications for Pacific hot spots. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 158, n. 1-2, p. 1-18, 1998.

WESSEL, P. Regional–residual separation of bathymetry and revised estimates of Hawaii plume flux. *Geophysical Journal International*, v. 204, n. 2, p. 932-947, 2016.

WHITTAKER, J.M. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 8, p. 3297-3305, 2013.

XU, Y. et al. Discovery of Late Mesozoic volcanic seamounts at the ocean-continent transition zone in the Northeastern margin of South China Sea and its tectonic implication. (in press). **Gondwana Research**, 2022.

YESSON, C. et al. The global distribution of seamounts based on 30 arc seconds bathymetry data. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 58, n. 4, p. 442-453, 2011.

ZHANG, H. et al. The involvement of deep plume-related materials in the South Atlantic Ocean asthenosphere as indicated by isotopic independent component analysis of basalts. **International Journal of Earth Sciences**, p. 1-17, 2023.

ZHANG, H. et al. Tracing material contributions from Saint Helena plume to the South Mid-Atlantic ridge system. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 572, p. 117130, 2021.

ZHAO, Y. et al. How strongly do plumes influence Pacific seamount distribution?. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 595, p. 117786, 2022.

ZHAO, D. Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. **Gondwana Research**, v. 12, n. 4, p. 335-355, 2007.