



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFISICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MAPEAMENTO DE COMPLEXOS DE NÚCLEOS OCEÂNICOS NA CORDILHEIRA MESOATLÂNTICA EQUATORIAL: DA ZONA DE FRATURA SÃO PAULO A ZONA FRATURA BOGDANOV

Autor:

HELIÁSIO AUGUSTO SIMÕES

Orientador:

PROF. DR. MOAB PRAXEDES GOMES

Dissertação nº 276/PPGG

Outubro de 2022

Natal/RN, Brasil

HELIÁSIO AUGUSTO SIMÕES

**MAPEAMENTO DE COMPLEXOS DE NÚCLEOS
OCEÂNICOS NA CORDILHEIRA MESOATLÂNTICA
EQUATORIAL: DA ZONA DE FRATURA SÃO PAULO A
ZONA FRATURA BOGDANOV**

Dissertação apresentada em 06 de outubro de 2022
ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e
Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio
Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção
do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica,
Área de Concentração Geodinâmica.

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. MAOB PRAXEDES GOMES
Presidente e orientador (PPGG-UFRN)

PROF. DRA. NARELLE MAIA DE ALMEIDA
Membro externo (UFC)

PROF. DRA. TEREZA CRISTINA MEDEIROS DE ARAÚJO
Membro externo (UFPE)

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Simões, Heliásio Augusto.

Mapeamento de complexos de núcleos oceânicos na cordilheira mesoatlântica equatorial: da Zona de Fratura São Paulo a Zona Fratura Bogdanov / Heliásio Augusto Simões. - 2022.
93f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2022.
Orientador: Dr. Moab Praxedes Gomes.

1. Geodinâmica - Dissertação. 2. Dorsal oceânica de espalhamento lento - Dissertação. 3. Ecosondagem multifeixe - Dissertação. 4. Mapeamento morfoestrutural - Dissertação. 5. Elevação do manto - Dissertação. 6. Complexo de núcleos oceânicos - Dissertação. I. Gomes, Moab Praxedes. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus por ter me dado paz e luz nesse momento tão difícil que todos estamos passando, me abençoado com sabedoria e colocando pessoas especiais ao longo dessa caminhada.

A minha esposa Elizangela Fatima de Almeida e ao meu filho Emanuel de Almeida Simões pela compreensão e paciência durante os longos períodos de ausências para a minha dedicação nas diversas atividades inerentes do projeto.

Agradeço em especial, ao meu orientador Moab Praxedes Gomes por aceitar orientar o meu trabalho de pesquisa, mesmo sabendo que se tratava de uma área bem distinta do tradicional, e por me nortear em todas as etapas do programa de pós-graduação, com especial atenção na construção de nosso artigo científico submetido.

Ao programa de pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN por todo apoio e dedicação de seu corpo docente, em nossa formação acadêmica. Agradeço aos professores componentes da banca de defesa. Agradeço também os colegas da pós-graduação, que mesmo à distância, sempre foram muito solícitos em todas as disciplinas, além de sempre estarem disponíveis em quaisquer dúvidas.

Aos colegas da Câmara Técnico-Científica – CTC do Serviço Geológico do Brasil – SGB, que aprovaram minha liberação para trabalhar nesse projeto. Assim como, a equipe de diretores do SGB da época, que também aprovaram meu projeto da dissertação de mestrado em suas reuniões periódicas.

Aos colegas pesquisadores e gestores da Divisão de Geologia Marinha do SGB, que sempre me apoiaram e incentivaram nessa jornada. Hortência Assis, Luciana Pereira, Victor Lopes, Patrícia Oliveira, Mauro Souza, Ronaldo Bezerra, Eugenio Frazão, Hugo Rocha, Ivo Pessanha, Vadim Harlamov, Maria Lisniowski, Roberto Alves, Marcio Valle, Joaquim das Virgens, Marcos Nóbrega, Bruno Oliveira, Adrya Ribeiro, entre tantos outros nomes que poderia mencionar.

RESUMO

A exposição de rochas da crosta inferior / manto superior é um processo de acreção comum nas cordilheiras oceânicas de espalhamento lento e ultralento, como a Cordilheira Mesoatlântica Equatorial – CMAE, sendo essa região da dorsal, ainda pouco estudada. Neste sentido, o objetivo desse projeto de pesquisa foi mapear as exumações de rochas do manto superior, os Complexos de Núcleos Oceânicos – CNOs e suas estruturas e morfologias associadas. Nesse propósito, trabalhamos aqui com um conjunto de dados que compreendem 40.000 km² de batimetria multifeixe – BM de alta resolução (100 m/pixel) e dados de gravidade do navio de alta resolução (1.750 m/pixel), levantados durante dois cruzeiros científicos entre os anos de 2012 e 2013, executados pelo Serviço Geológico do Brasil - SGB. Este conjunto de dados inclui os registros sismológicos dos últimos 100 anos e as anomalias gravimétricas ar livre derivadas da altimetria de satélites. Isso ao longo do eixo dos segmentos da Cordilheira Mesoatlântica Equatorial – CMAE, indo da Zona de Fratura São Paulo (0° 50' norte) até a Zona de Fratura Bogdanov (7° 10' norte). Cinco zonas de fraturas oceânicas (Bogdanov, Sierra Leone, Strakhov, São Pedro e São Paulo) e nove deslocamentos não transformantes dos segmentos da dorsal foram mapeados. Sendo inferido doze ocorrências de Complexos de Núcleos Oceânicos – CNOs, sendo estes associados a maciços corrugados, maciços não corrugados e cristas inclinadas para trás. Essas feições morfológicas comumente mostram padrões batimétricos suavizados paralelos à direção de acreção, anomalias Bouguer positivas e baixa sismicidade. Os Complexos de Núcleos Oceânicos – CNOs ocorrem de forma consistente e ramificada a partir das discontinuidades não transformantes nos segmentos de acreção assimétrica. Essas exumações de rochas da crosta inferior / manto superior marcam períodos na evolução tectono-magmática da Dorsal Mesoatlântica Equatorial – DMAE onde ela se apresentava fria e com esgotamento magmático.

Palavras-chave: Dorsal oceânica de espalhamento lento; ecosondagem multifeixe; mapeamento morfoestrutural; elevação do manto; Complexo de Núcleos Oceânicos.

ABSTRACT

The exposure of rocks from the lower crust / upper mantle is a common accretion process in slow and ultraslow spreading oceanic ridges, such as the Equatorial Mid-Atlantic Ridge. This region is still poorly studied. In this sense, the objective of this research project was to map the upper mantle rock exhumations, the Oceanic Core Complexes, and their associated structures and morphologies. For this purpose, we work here with a dataset comprising 40,000 km² of high-resolution multibeam bathymetry (100 m/pixel) and of high-resolution (1,750 m/pixel) ship gravity data collected on the ship during two scientific cruises between 2012 and 2013, carried out by the Geological Survey of Brazil. This dataset includes the seismological records of the last 100 years and free-air gravimetric anomalies derived from satellite altimetry. This is along with the axis ridge segments of the Equatorial Mid-Atlantic, going from the São Paulo Fracture Zone (0° 50' north) to the Bogdanov Fracture Zone (7° 10' north). Five oceanic fracture zones (Bogdanov, Sierra Leone, Strakhov, São Pedro, and São Paulo) and nine non-transform offsets of the ridge segments were mapped. Twelve occurrences of Oceanic Core Complexes were inferred, which are associated with corrugated massifs, non-corrugated massifs, and back-tilted ridges. These morphological features commonly show smoothed bathymetric patterns parallel to the accretion direction, positive Bouguer anomalies, and low seismicity. The Oceanic Core Complexes occur consistently and branch out from non-transform offsets in the asymmetric accretion segments. These exhumations of rocks from the lower crust / upper mantle mark periods in the techno-magmatic evolution of the Equatorial Mid-Atlantic Ridge, where it was cold and magmatic depletion.

Keywords: Slow-spreading ocean ridge; multibeam echo-sounding; morphostructural mapping; mantle uplift; oceanic core complexes.

LISTA DE FIGURAS:

- Figura 1: Mapa do leito oceânico publicado em 1968 com base em um grande número de sondagens do oceano profundo, compiladas por Bruce Heezen e Marie Tharp, pintadas por Heinrich Berann para a National Geographic Magazine. Imagem cortesia de Ken Field, Associação Cartográfica Internacional.....16
- Figura 2: Diferentes tipos de discontinuidades e morfologias ao longo das dorsais oceânicas. A) Dorsal de espalhamento lento (<4cm/ano). B) Dorsal de espalhamento rápido (>9cm/ano). Adaptado de Macdonald, 2001. Falha transformante (FT).....17
- Figura 3: Taxa de espalhamento atual dos assoalhos oceânicos (Seton et al., 2020).....18
- Figura 4: Configuração morfoestrutural das dorsais oceânicas (Maia., 2012). Com destaque em azul para a zona tectônica ativa e em vermelho para a zona vulcânica ativa, que ocupam extensões distintas nos diferentes tipos de cordilheiras oceânicas.....19
- Figura 5: Configuração morfoestrutural das dorsais oceânicas: A) Exemplo de um segmento de dorsal com espalhamento rápido (Cordilheira do Pacífico Leste – 11° Norte), caracterizada por um relevo mais suavizado, um vale do rifte pouco desenvolvido e um vulcanismo robusto; B: Exemplo de um segmento de dorsal com espalhamento lento (Cordilheira Mesoatlântica – 23° Norte), caracterizada por um relevo mais acidentado, dorsal mais segmentada e predominância de falhas, GEBCO (2021).....19
- Figura 6: Fontes hidrotermais de Solwara 1, autoria de Joanita Nonwo. A e D são fontes hidrotermais, B e D são exemplos da biota marinha nesse ambiente geológico extremo. (<https://ramumine.wordpress.com/2018/01/10/solwara-1-hydrothermal-vents-sources-of-riches-from-the-deep-blue-sea/>).....21
- Figura 7: Modelo de um depósito de Sulfetos Polimetálicos, adaptado de Colín-Garcia, 2016.....22
- Figura 8: Área de pesquisa com o levantamento batimétrico multifeixe de alta resolução (100m/pixel) sobre a batimetria regional, GEBCO (2021), com aproximadamente 460 metros de resolução espacial.....24
- Figura 9: Modelo (dobradiça rolante) de formação dos CNOs e de seus depósitos hidrotermais de sulfetos polimetálicos maciços associados (Tao et al., 2020).....26

Figura 10: Mapa batimétrico do segmento ao norte da falha transformante Atlantis. Mostrando um eixo de acreção assimétrico da dorsal do Atlântico Norte devido a falha de deslocamento que aloja o Complexo de Núcleo Oceânico Atlantis Massif. As linhas tracejadas mostrando a zona de separação e terminação do CNO. O furo U1309D está indicado sobre o CNO Central. O ponto 3646-1205 é a localização da amostra de dragagem (Schoolmeesters et al., 2012).....	27
Figura 11: Modelo de um perfil de refração sísmica usado para mapear a estrutura crustal ao longo da dorsal Atlântica no segmento TAMMAR (Dannowski et al., 2018).....	28
Figura 12: Modelo de exumação dos CNOs (Schoolmeesters et al., 2012).....	28
Figura 13: Mapa batimétrico de segmentos da Cordilheira do Índico Central, mostrando a interpretação dos Complexos de Núcleo Oceânicos (Kim et al., 2020).....	29
Figura 14: Gráficos de contorno mostrando as anomalias de partícula (ΔNTU) ao longo dos segmentos 1, 2 e 3 da CIC (8 a 12° Sul), indicando a localização das plumas hidrotermais (Kim et al., 2020).....	30
Figura 15: Mapa batimétrico do Sítio Hidrotermal de Moytirra, na parte norte da Dorsal Mesoatlântica, mostrando a interpretação das principais estruturas da região de pesquisa (Somoza et al., 2021).....	30
Figura 16: Batimetria multifeixe obtida durante o levantamento na região do Sítio Hidrotermal Moytirra no Atlântico Norte, sobreposta à batimetria predita (GMRT). As faixas de batimetria multifeixe também são mostradas como linhas vermelhas. Os pontos vermelhos são as localizações dos perfis de CTDs, para as medições dos parâmetros físico-químicos da coluna d'água. (Somoza et al., 2021).....	31
Figura 17: A) Expedições científicas russas e russas - italianas na Cordilheira Mesoatlântica Equatorial: Cruzeiros 6 (mostrado em amarelo), 9 (azul), 12 (verde) e 22 (vermelho) do R/V Akademik Nikolay Strakhov (adaptado de Mazarovich et al., (2001)). A área de pesquisa das Expedições do SGB está demarcada nas linhas pretas e no retângulo preto próximo a 33°W e 4°N.....	32
Figura 18: A) Mapa batimétrico (a) e gravimétrico (b) das Expedições científicas russas e russas - italianas na CMAE.....	33
Figura 19: A) Mapa batimétrico. B) Mapa Gravimétrico da Anomalia Bouguer (Mazarovich et al., 2001).....	33

Figura 20: Mapas batimétricos com a sobreposição das áreas levantadas pelos pesquisadores russos (Mazarovich et al., 2001) e pelo atual projeto de pesquisa. A área de pesquisa dos russos esta com o mapa batimétrico em contorno cinza claro e o mapa batimétrico atual está com contorno vermelho, além das linhas de aquisição na cor preta.....	34
Figura 21: (a) Batimetria de alta resolução da área de Ashadze 2, (b) batimetria sombreada com localização das imagens do fundo do mar (Figs 20c–20f), (c) chaminé hidrotermal fóssil; (d) gabros maciços, (e) fumarolas negras e (f) ventilação difusa em pilha de detritos de sulfeto e peridotito serpentinizado (Ondréas et al., 2012).....	35
Figura 22: (a) Microbatimetria de alta resolução (2 metros de célula) da área do OCC 13° 20' N (Escartin et al, 2017).).....	36
Figura 23: Equipamento para amostragens geológicas (RD2) pontuais no leito oceânico do Serviço Geológico Britânico (https://www.bgs.ac.uk/geological-research/science-facilities/marine-operations/rd2/	37
Figura 24: Principais equipamentos para o mapeamento de detalhe do leito oceânico, especialmente nas dorsais oceânicas (Petersen, 2012).....	37
Figura 25: A) Ilustração simplificada de um pulso acústico de feixe único viajando através da coluna d'água, um transmissor envia um sinal de som, um receptor capta o retroespalhamento e um display fornece o tempo de viagem e força do retorno. (Medwin, Clay & Stanton, 1998). B) Ilustração simplificada de um exemplo de aquisição da batimetria multifeixe.....	39
Figura 26: Ilustração da geometria de uma área ensonificada por uma ecossonda de feixe único mostrando o erro no registro de profundidade (Odom, 2003).....	40
Figura 27: Geometria do ecobatímetro multifeixe, onde “Sw” é a faixa total. (A) Beams vistos de cima com largura de feixe transmitido ao longo do caminho (ϕ_l). (B) Vista frontal da abertura total dos feixes (ϕ_t) em vista transversal e largura de feixe individual (ϕ_i) (Bjørnø, 2017).....	41
Figura 28 (a, b e c) <i>pitch</i> , <i>yaw</i> e <i>roll</i> (d) Ilustração de erro na medição causado pelo ângulo de inclinação (SeaBeam, 2000) ("Multibeam Sonar Theory of Operation,"n.d.).....	42
Figura 29: (A) Navio de pesquisa R/V <i>Ocean Stalwart</i> , da empresa CEPEMAR. (B) ecossonda multifeixe RESON 7150 instalada no casco do navio.....	44

Figura 30: Planejamento das linhas de aquisição dos dados da BM, sobre a gravimetria ar livre derivados da altimetria de satélite (Sandwell, et al., 2014). O retângulo azul é a área das figuras do item 3.1.7 (Análise Morfológica).....	44
Figura 31: Fluxograma das fases de trabalho da metodologia aplicada aos dados de batimetria multifeixe.....	45
Figura 32: Fluxo de processamento dos dados de batimetria multifeixe no software Caris HIPS & SIPS (Modificado do manual do usuário, versão 11).....	45
Figura 33: A) Modelo digital do Terreno – MDT, gerado a partir dos dados de batimetria multifeixe da área do projeto de pesquisa. B) Modelo digital do Terreno – MDT com a adição de isóbatas com intervalo de 20 metros, ressaltando a estruturação da dorsal.....	46
Figura 34: MDT da batimetria com ângulos de iluminação de 90 (A) e 270° (B), ressaltando os diferentes ângulos de mergulhos das estruturas.....	46
Figura 35: Perfil batimétrico extraído a partir do MDT da batimetria multifeixe.....	47
Figura 36: Mapa de declividade da área de pesquisa.....	47
Figura 37: Mapa de da intensidade do retroespalhamento acústico (RA).....	48
Figura 38: Gravímetro instalado a bordo do navio de pesquisa R/V Ocean Starwart. A) Figura do navio com a localização do gravímetro (quadrado branco). B) Gravímetro instalado a bordo.....	49
Figura 39: Mapa batimétrico predito GEBCO (2021) do Oceano Atlântico, com as suas principais feições morfológicas.....	51
Figura 40: Mapa de Anomalias Gravimétricas do Oceano Atlântico (Sandwell et al ., 2014), com as suas principais feições morfológicas.....	52
Figura 41: Distribuição dos epicentros dos terremotos dos últimos 100 anos USGS (2021), pontos pretos, sobre o mapa batimétrico predito GEBCO (2021) do Oceano Atlântico.....	53

LISTA DE TABELAS:

Tabela 1 (Table 1).....	85
Tabela 2 (Table 2).....	85

LISTA DE EQUAÇÕES:

Equação I.....39

Equação II.....39

ANEXOS

Anexo 1.....	91
Anexo 2.....	91
Anexo 3.....	92
Anexo 4.....	93

ABREVIATURAS:

Autonomous Underwater Vehicles – AUV

Batimetria Multifeixe – BM

Cordilheira Vulcânica Axial – CVA

Cordilheira Mesoatlântica – CMA

Cordilheira Mesoatlântica Equatorial – CMAE

Complexos de Núcleos Oceânicos – CNOs

Conductivity, Temperature and Depth – CTD

CUBE – *Combined Uncertainty and Bathymetry Estimator*

Descontinuidades não-transformantes – DNT

Dorsal Mesoatlântica – DMA

Dorsal Mesoatlântica Equatorial – DMAE

Dorsal Meso-oceânica – DMO

Ecobatímetro Multifeixe – EM

Falha Transformante – FT

Modelo Digital do Terreno – MDT.

Projeto de Prospecção e Exploração de Sulfetos Polimetálicos da Cordilheira Mesoatlântica Equatorial – PROCORDILHEIRA

Retroespalhamento Acústico – RA

Remotely Operated Vehicle – ROV

Serviço Geológico do Brasil – SGB

Vale do Axial do Rift – VAR

Zona de Fratura – ZF

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Apresentação	22
1.2. Área de Estudo	22
1.3. Objetivos	24
1.4. Motivação	24
2. ESTADO DA ARTE SOBRE A PESQUISA EM DORSAIS OCEÂNICAS	27
2.1. Mapeamentos Regionais Realizados nas Dorsais Oceânicas	29
2.2. Mapeamentos de Detalhes Realizados nas Dorsais Oceânicas	35
3. MATERIAIS E MÉTODOS	38
3.1 Batimetria Multifeixe	38
3.1.1 Batimetria	38
3.1.2 Princípios de Hidroacústica	38
3.1.3 Ecossondas Multifeixe	41
3.1.4 Limitações do Método	42
3.1.5 Aquisição dos Dados de Batimetria Multifeixe	43
3.1.6 Processamento dos Dados de Batimetria Multifeixe	45
3.1.7 Análises Morfológicas	46
3.1.8 Interpretações Morfoestruturais	48
3.2 Levantamento Gravimétrico do Navio	49
3.3 Dados Públicos Regionais Trabalhados na Pesquisa	50
3.3.1 Batimetria Derivada por Altimetria de Satélite	50
3.3.2 Gravimetria por Satélite	51
3.3.3 Sismicidade	52
4. ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO: Significant mantle uplift and exhumation along non-transform offsets: Equatorial Mid-Atlantic Ridge (7° 10' – 0° 50' N)	54
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	86
REFERÊNCIAS	88
ANEXOS	91

1. INTRODUÇÃO

Dorsais oceânicas marcam centros divergentes de placas onde a nova litosfera oceânica é criada. Elas representam a mais longa feição linear soerguida da superfície terrestre (Fig. 1) e podem ser traçadas por um cinturão de terremotos focais rasos que seguem as regiões de cristas e falhas transformantes que conectam diferentes segmentos das dorsais (Kearey et al., 2014). O comprimento total das dorsais oceânicas é de aproximadamente 65.000 km. O comprimento total das falhas transformantes ativas excede os 30.000 km (Kearey et al., 2014). A expressão topográfica das dorsais oceânicas é de 1.000 a 3.000 km de largura (Wilson, 1989). Suas cristas ficam geralmente 2-3 km acima das bacias oceânicas vizinhas, sendo que localmente a topografia pode ser bastante resistente e paralela à crista.



Figura 1: Mapa do leito oceânico de 1968, compiladas por Bruce Heezen e Marie Tharp, pintadas por Heinrich Berann para a National Geographic Magazine. Imagem cortesia de Ken Field, Associação Cartográfica Internacional

As dorsais oceânicas são estruturas descontínuas que são deslocadas em ângulos retos em relação ao seu comprimento por inúmeras falhas transformantes de dezenas a centenas de quilômetros de comprimento (Fig. 2). Geólogos marinhos descobriram que muitas das variações mais reveladoras devem ser observadas explorando ao longo do eixo

ativo da dorsal (Macdonald, 2001). Essa perspectiva revelou a arquitetura do sistema global das dorsais. O eixo da dorsal ondula para cima e para baixo de forma sistemática, definindo uma partição fundamental da dorsal em segmentos delimitados por uma variedade de discontinuidades (Fig. 2). Esses segmentos se comportam como fissuras gigantes no fundo do mar que podem aumentar ou diminuir, e apresentam episódios de aumento da atividade vulcânica e tectônica (Macdonald, 2001).

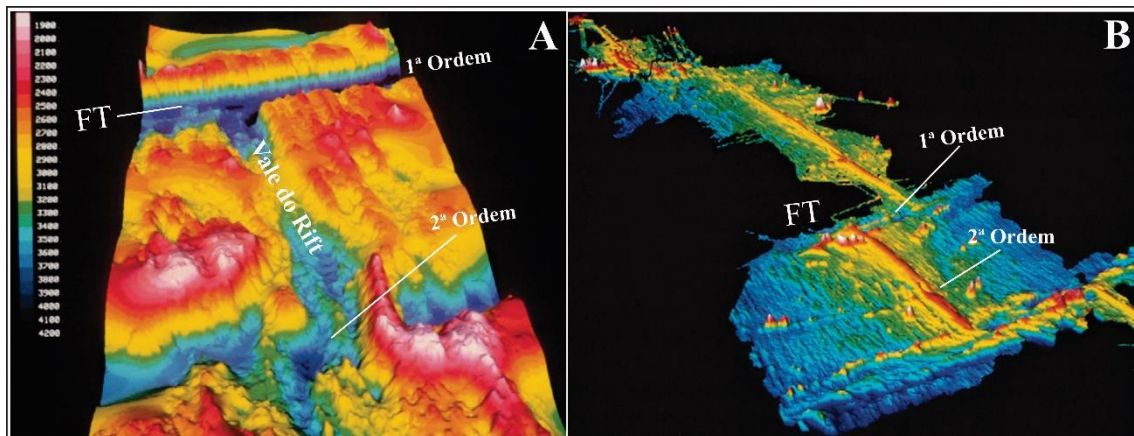


Figura 2: Diferentes tipos de discontinuidades e morfologias ao longo das dorsais oceânicas. A) Dorsal de espalhamento lento ($<4\text{cm/ano}$). B) Dorsal de espalhamento rápido ($>9\text{cm/ano}$). Adaptado de Macdonald, 2001. Falha transformante (FT) são deslocamento de 1ª ordem. Os deslocamentos de 2ª ordem são os desvios menores do eixo da dorsal.

A morfologia das dorsais meso-oceânicas varia de acordo com as taxas de propagação das placas tectônicas (Fig. 3) e do suprimento de magma. Em taxas expansão lentas (por exemplo, $<4\text{ cm/ano}$), o eixo desenvolve um vale central estreito e profundo (Small, 1994), enquanto em taxas de propagação rápidas (por exemplo, $>9\text{ cm/ano}$), o eixo forma uma elevação do fundo do mar com várias centenas de metros (Figs. 4 e 5), chamado de alto axial (Small, 1994). A elevação do manto pode intensificar o fluxo de calor e a atividade magmática, proporcionando maior volume de magma lançado no fundo do mar. Por exemplo, um suprimento de magma muito alto pode gerar o alto axial mesmo em uma zona de espalhamento de taxa lenta, no entanto, o processo e os resultados ainda exigem mais pesquisas.

Rochas da crosta inferior e do manto superior podem ser exumadas no contexto de taxa de propagação lenta, por falhas transformantes de longa duração e deslocamento, também conhecidas como falhas de desprendimento (Smith et al., 2014), que podem ocorrer em qualquer lugar ao longo de um segmento dorsal (Cannat et al., 2006; Smith et al., 2008). Essas rochas, os Complexo de Núcleos Oceânicos – CNO são afloramentos rochosos maciços em forma de cúpula, que ocorrem no fundo do mar, nas paredes de base das falhas descolamento (MacLeod et al., 2009) e, portanto, os maciços de CNOs são normalmente as porções mais rasas dos flancos do eixo da dorsal. As falhas de desprendimento de baixo ângulo associadas à tectônica extensional promovem essas estruturas (Maia et al., 2016). Como resultado, o fundo oceânico de expansão lenta expõe blocos de crosta inferior e manto superior por falhas de baixo ângulo, compreendendo os Complexo de Núcleos Oceânicos (Cann et al., 1997; Tucholke et al., 1998).

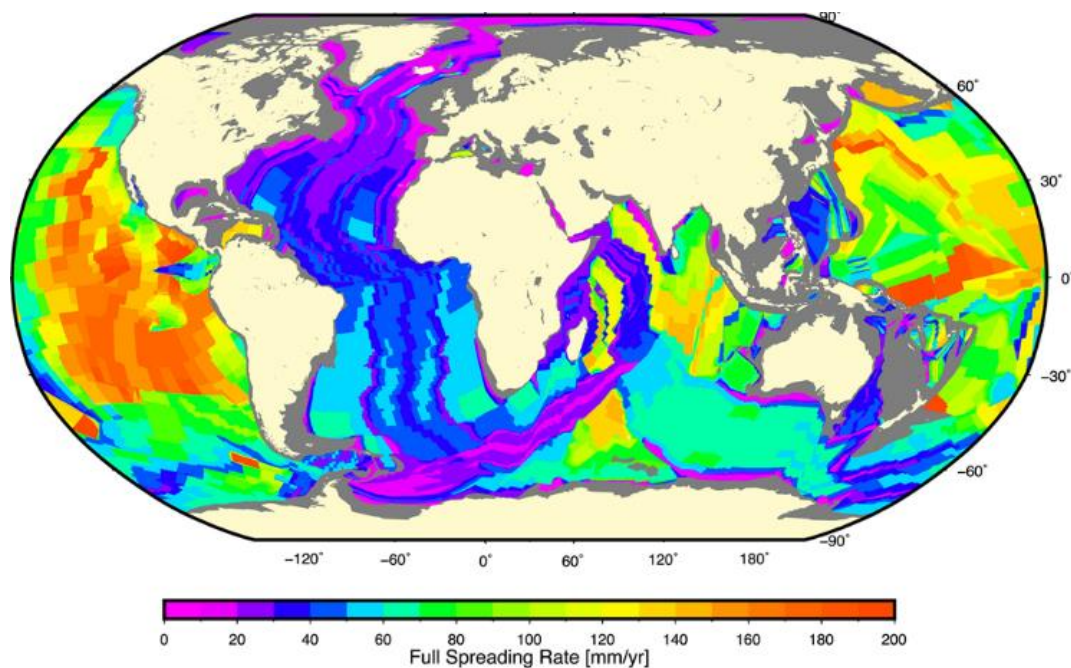


Figura 3: Taxa de espalhamento atual dos assoalhos oceânicos (Seton et al., 2020).

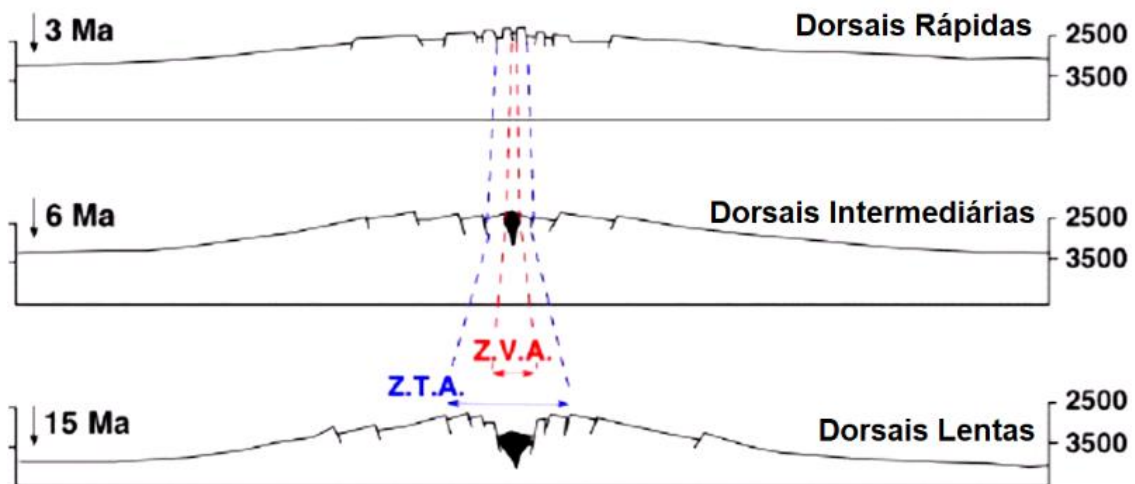


Figura 4: Configuração morfoestrutural das dorsais oceânicas (Maia., 2012). Com destaque em azul para a zona tectônica ativa e em vermelho para a zona vulcânica ativa, que ocupam extensões distintas nos diferentes tipos de cordilheiras oceânicas.

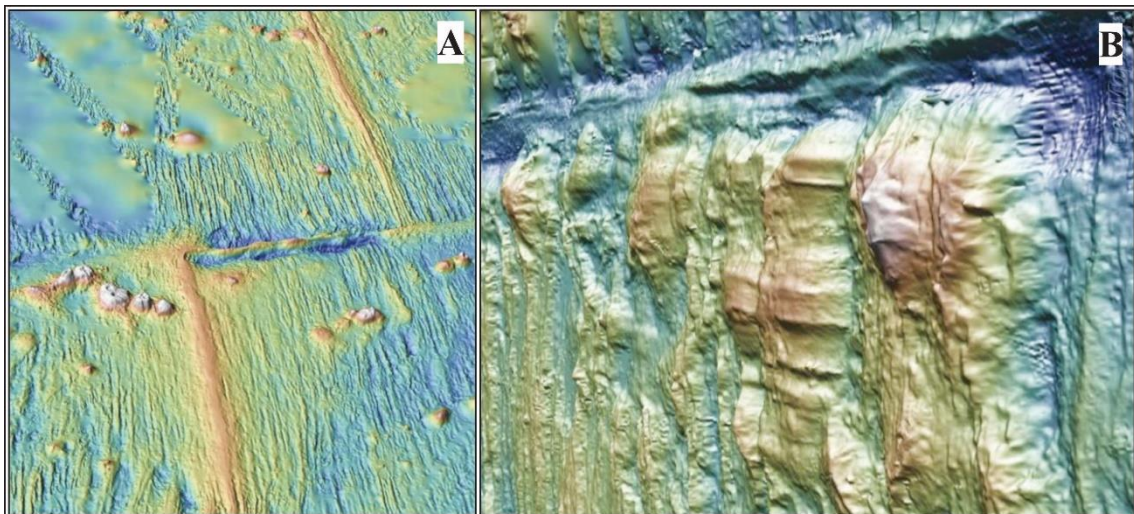


Figura 5: Configuração morfoestrutural das dorsais oceânicas: A) Exemplo de um segmento de dorsal com espalhamento rápido (Cordilheira do Pacífico Leste – 11° Norte), caracterizada por um relevo mais suavizado, um vale do rifte pouco desenvolvido e um vulcanismo robusto; B: Exemplo de um segmento de dorsal com espalhamento lento (Cordilheira Mesoatlântica – 23° Norte), caracterizada por um relevo mais acidentado, dorsal mais segmentada e predominância de falhas, GEBCO (2021).

As principais feições morfoestruturais presentes na CMAE são: (a) segmentos de dorsal, unidades fundamentais de acreção magmática e de deformação tectônica (Escartín, 1996) delimitados pelos deslocamentos no eixo de acreção da litosfera oceânica, que podem ser descontinuidades não transformantes – DNT ou por falhas transformantes (FT) oceânicas; (b) as FT oceânicas, representam uma descontinuidade tectônica de primeira ordem que separa os segmentos de dorsal com movimento transcorrente entre duas placas (Menard, 1967; Wilson, 1965); (c) zona de fratura (ZF) oceânica é o limite da FT que se estende além da interseção dorsal FT na litosfera mais antiga por vários milhares de quilômetros (Bonatti & Crane, 1982; Morgan, 1968); (d) descontinuidade tectônica de segunda ordem são descontinuidade não transformante (DNT) em centros de propagação lenta (Carbotte et al., 2015; Macdonald et al., 1991). Trata-se no fundo do mar de uma crista escalonada delimitada por falhas (com deslocamento de 15 a 30 km), como zona de cisalhamento oblíquo e como deslocamento no eixo vulcânico (Sempéré et al., 1993); (e) falhas de desprendimento oceânico, falhas normais de baixo ângulo com deslocamento muito grande que exumam rochas da crosta inferior/ manto superior para o fundo do mar em dorsais de expansão lenta (MacLeod et al., 2009); (f) complexo de núcleo oceânico (CNO) são os paredões soergidos por falhas normais de baixo ângulo e grande deslocamento que exumam rochas da crosta inferior/manto superior para o fundo do mar em dorsais de propagação lenta (MacLeod et al., 2009); (g) a cordilheira vulcânica axial (CVA) é uma coalescência de pequenos vulcões de 1 a 2 km de largura em dorsais de expansão lenta; (h) o vale axial do rifte (VAR) é um graben ativo sobre o limite tectônico; (i) o eixo da dorsal é o centro de acreção nas cordilheiras oceânicas onde a nova litosfera é criada; (j) as falhas e fraturas são grandes deslocamentos de cisalhamento (deslocamentos paralelos à falha) acomodados por deslizamento com atrito (Schultz, 2019); (l) bacia nodal, é a interseção da falha transformante com o eixo da dorsal, pelo menos no Atlântico, marcado por uma bacia profunda, a bacia nodal, onde o vulcanismo é muito menos intenso do que em outras partes do eixo (Pomerol et al., 2013); (m) planícies sedimentadas são pequenas bacias alongadas (alguns quilômetros de extensão), principalmente onde os segmentos da cordilheira apresentam deslocamentos (Klischies et al., 2019).

Outra importante perspectiva nas dorsais oceânicas são as fontes hidrotermais, que foram descobertas em 1977 no mar da Galápagos a aproximadamente 2700 m de profundidade (Beaulieu et al., 2015). Onde ficou claro a correlação das atividades

tectônicas e vulcânicas ao hidrotermalíssimo (Macdonald, 2001). Sistemas hidrotérmicos atuam como uma ponte entre o manto da terra e o oceano, com fornecimento de calor a partir do interior da terra para as profundezas do oceano, transferindo espécies químicas como metais ou gases para a coluna de água (Wheat, 2020), figura 6. Toda essa exportação de matéria dos sistemas hidrotermais para o oceano pode estar associada a uma rica biodiversidade nos sítios hidrotermais (Wheat, 2020). Lá se encontram os maiores mexilhões e vermes até hoje estudados, figura 06.

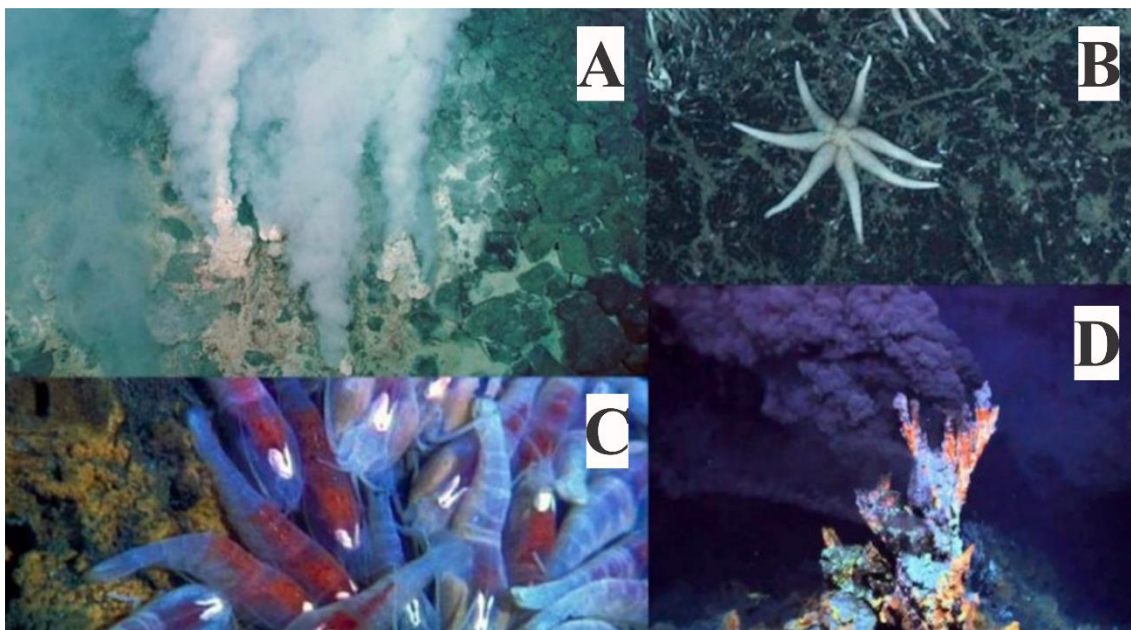


Figura 6: Fontes hidrotermais de Solwara 1, autoria de Joanita Nonwo. A e D são fontes hidrotermais, B e D são exemplos da biota marinha nesse ambiente geológico extremo. (<https://ramumine.wordpress.com/2018/01/10/solwara-1-hydrothermal-vents-sources-of-riches-from-the-deep-blue-sea/>).

As dorsais meso-oceânicas (DMOs) representam o maior sistema vulcânico ativo da Terra, concentrando mais de 75% de toda atividade vulcânica do planeta, figura 1. Sendo o calor de toda essa atividade dispersa sobre a forma da circulação hidrotermal na água do mar (Harris, 2012).

Fontes hidrotermais são aberturas no fundo oceânico, onde a água do mar está aquecida a altas temperaturas, e que pode variar dos 40°C aos 450°C, sendo que a água a estas profundidades se encontra normalmente a 2°C. As profundidades, mínima e máxima, registadas para as fontes hidrotermais estão entre 400m e 6000m (Beaulieu et

al., 2015). Ao penetrar na crosta oceânica a água do mar mais fria interage com as rochas intensamente aquecidas e transforma-se num fluido hidrotermal de alta temperatura (300° - 400°C) com baixo pH e Eh. Este fluido retorna para a superfície lixiviando e transportando metais e outros elementos, os quais serão eventualmente precipitados como depósitos de sulfetos maciços na superfície do fundo oceânico ou como depósitos do tipo stockwork em subsuperfície (Mello & Quental, 2000), figura 7.

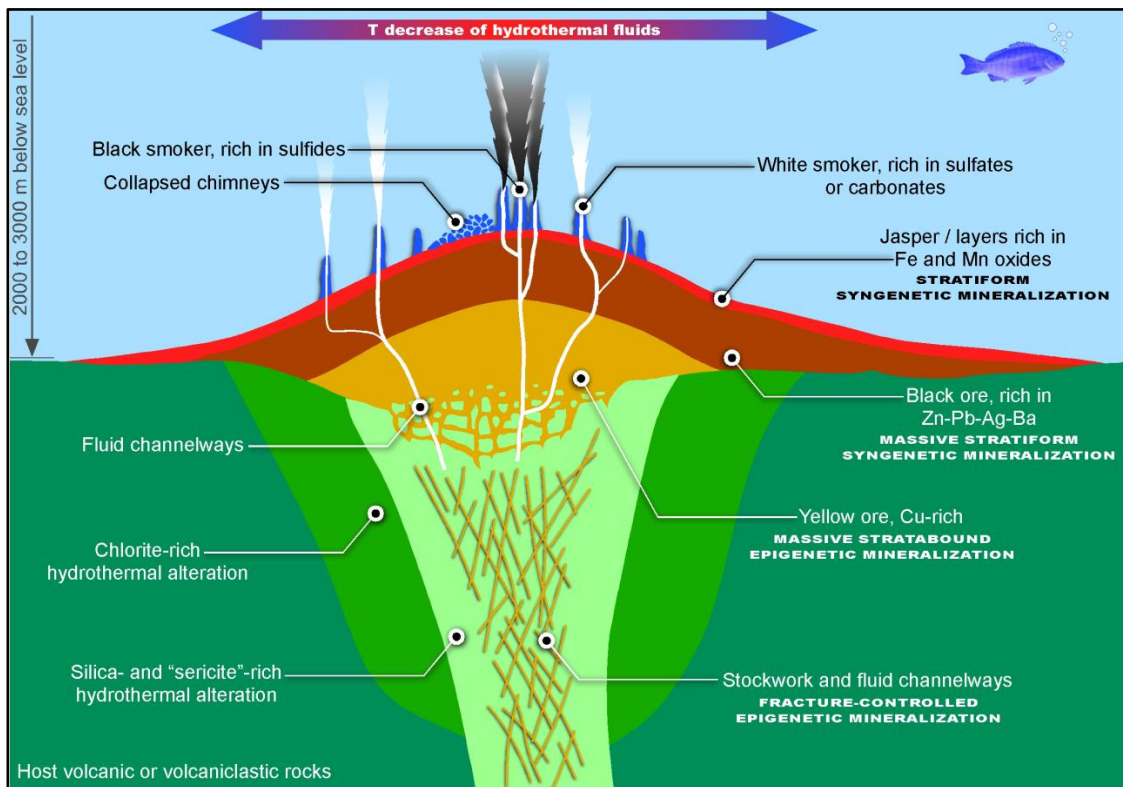


Figura 7: Modelo de um depósito de Sulfetos Polimetálicos, adaptado de Colín-Garcia, 2016.

1.1. Apresentação

A presente Dissertação de Mestrado, intitulada “ Mapeamento de Complexos de Núcleos Oceânicos na Cordilheira Mesoatlântica Equatorial: Da Zona de Fratura São Paulo a Zona de Fratura Bogdanov ”, constitui um requisito obrigatório para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande (UFRN). Esse estudo foi desenvolvido com dados cedidos do Projeto de Prospecção e Exploração de Sulfetos Polimetálicos da Cordilheira Mesoatlântica (PROCORDILHEIRA), que está sendo desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil – SGB.

Durante os anos de 2012 e 2013 o SGB foram realizadas quatro expedições científicas em águas nacionais e internacionais, através da divisão de geologia marinha do SGB. O PROCORDILHEIRA envolveu a aquisição de dados geofísicos e oceanográficos através dessas expedições, que foram executadas através do navio de pesquisa R/V Ocean Stalwart, da empresa CEPEMAR Soluções Ambientais.

Esta pesquisa utiliza os dados de batimetria multifeixe e de gravimetria de navio, levantados no projeto PROCORDILHEIRA pelo SGB. Como base também em dados regionais derivados de satélites da batimetria (GEBCO 2021) e da gravimetria (Sandwell, 2014), assim como os dados sismológicos mais recentes (últimos cem anos) registrados ao longo da área de estudo (USGS, 2021) ao longo da Cordilheira Mesoatlântica Equatorial-CMAE.

A partir dos dados de detalhe adquiridos junto ao SGB e dos dados públicos regionais foi redigido um manuscrito, apresentado no capítulo 4, o qual foi submetido à revista Journal of Geological Survey of Brazil, buscando compreender a evolução tectono-magmática da área de pesquisa.

1.2. Área de Estudo

A área de pesquisa do projeto se estende desde a Zona de Fratura – ZF São Paulo (0° 50’ Norte) até a ZF Bogdanov (7° 10’ Norte), perfazendo aproximadamente 900 km de extensão e 40.000 km² de área mapeada no eixo da dorsal. Iniciando ao sul pela Falha Transformante – FT / ZF São Paulo, passando pela ZF São Pedro, chegando a FT / ZF Strakhov, passando pela ZF Sierra Leone (Mazarovich et al., 2001), e terminando ao

norte, na FT /ZF Bogdanov. Além de diversas pequenas descontinuidades não transformantes – DNT no eixo da cordilheira, figura 8.

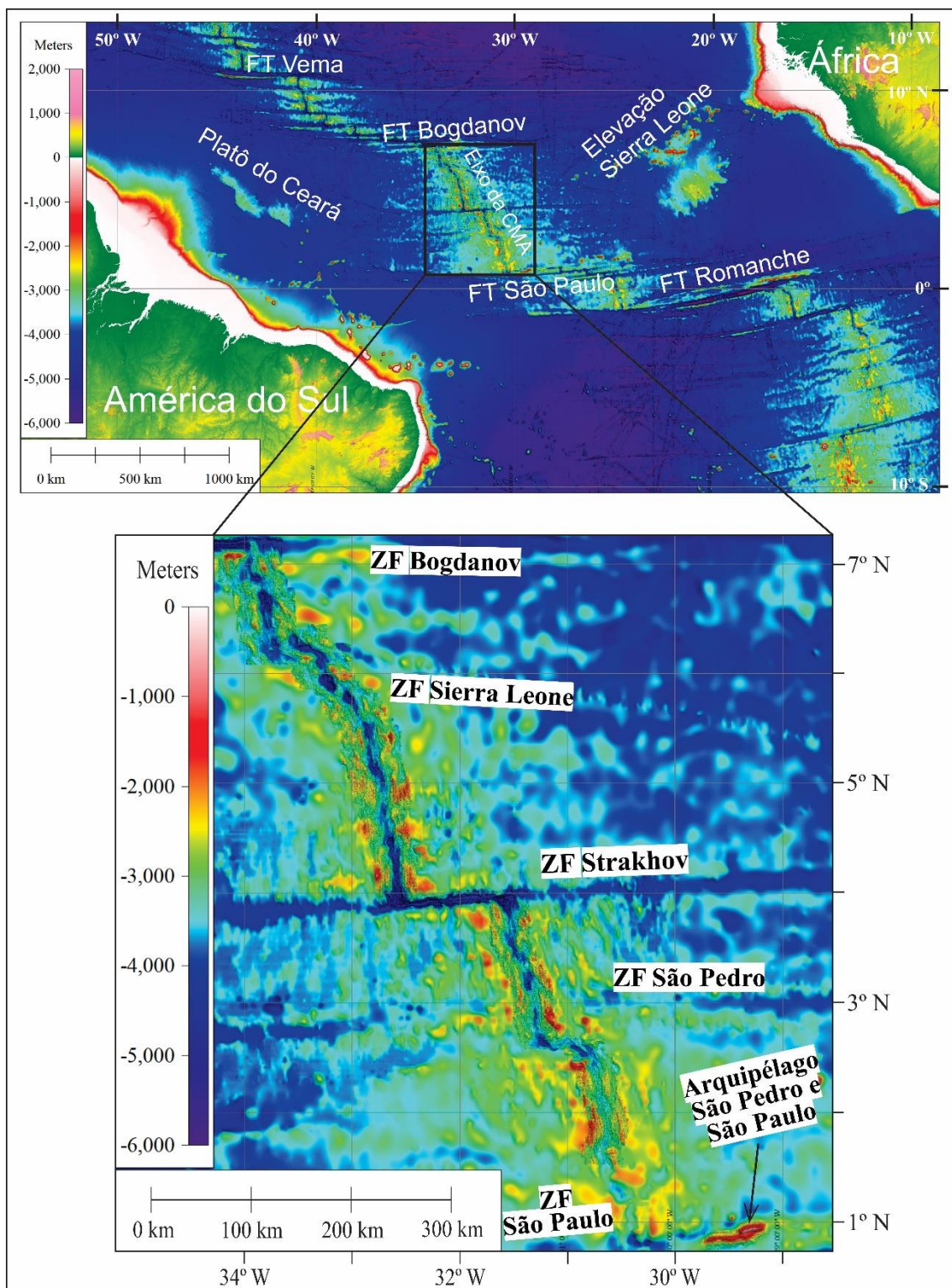


Figura 8: Área de pesquisa com o levantamento batimétrico multifeixe de alta resolução (100m/pixel) sobre a batimetria regional, GEBCO (2021), com aproximadamente 460 metros de resolução espacial.

1.3. Objetivos

Como objetivo geral, essa pesquisa buscou melhorar o entendimento da evolução tectono-magmática das dorsais oceânicas, especialmente as com taxa de espalhamento lento. Buscamos entender a disposição das exumações das ocorrências de Complexos de Núcleos Oceânicos – CNOs, a partir da morfologia e das anomalias gravimétricas locais. Assim com a correlação das exposições CNOs com a estruturação geral da dorsal. Dessa forma, buscando áreas/estruturas favoráveis a ocorrência de fontes hidrotermais ativas e de seus depósitos de sulfetos polimetálicos associados. Possibilitando assim direcionar as futuras expedições científicas, nessa área de pesquisa, no mapeamento de detalhe das fontes hidrotermais (fumarolas) presentes nesse ambiente geológico.

Objetivos específicos:

- Dividir a área de pesquisa, de forma regional, em segmentos de dorsal, de acordo com as suas principais descontinuidades geológicas, as falhas transformantes – FT (descontinuidade de 1ª Ordem) e as descontinuidades não transformantes (descontinuidade de 2ª Ordem);
- Interpretar e descrever as principais morfologias e estruturas típicas desse ambiente geológico, a partir dos dados de batimetria e gravimetria, secundariamente com apoio dos dados derivados de satélites (gravimetria e batimetria) e sismologia;
- Interpretação morfoestrutural, em escala regional, na área de pesquisa do projeto nessa dissertação de mestrado;
- Inferir as ocorrências de CNOs e suas falhas associadas;
- Definir áreas favoráveis a ocorrência de fontes hidrotermais ativas.

1.4. Motivação

Entender a evolução morfoestrutural das dorsais oceânicas a partir de dados de geofísica marinha (batimetria e gravimetria), especialmente das dorsais com espalhamento lento, onde temos as exumações dos CNOs. Sendo esse ambiente de exumação de rochas da crosta inferior / manto superior, favoráveis a percolação de fluidos hidrotermais e geração de depósitos de sulfetos polimetálicos maciços, devido a

configuração das suas falhas de grande deslocamento e profundidades, como pode ser visto abaixo no modelo de exumação dos CNOs, e de sua correlação com a formação dos depósitos hidrotermais de sulfetos polimetálicos, figura 9.

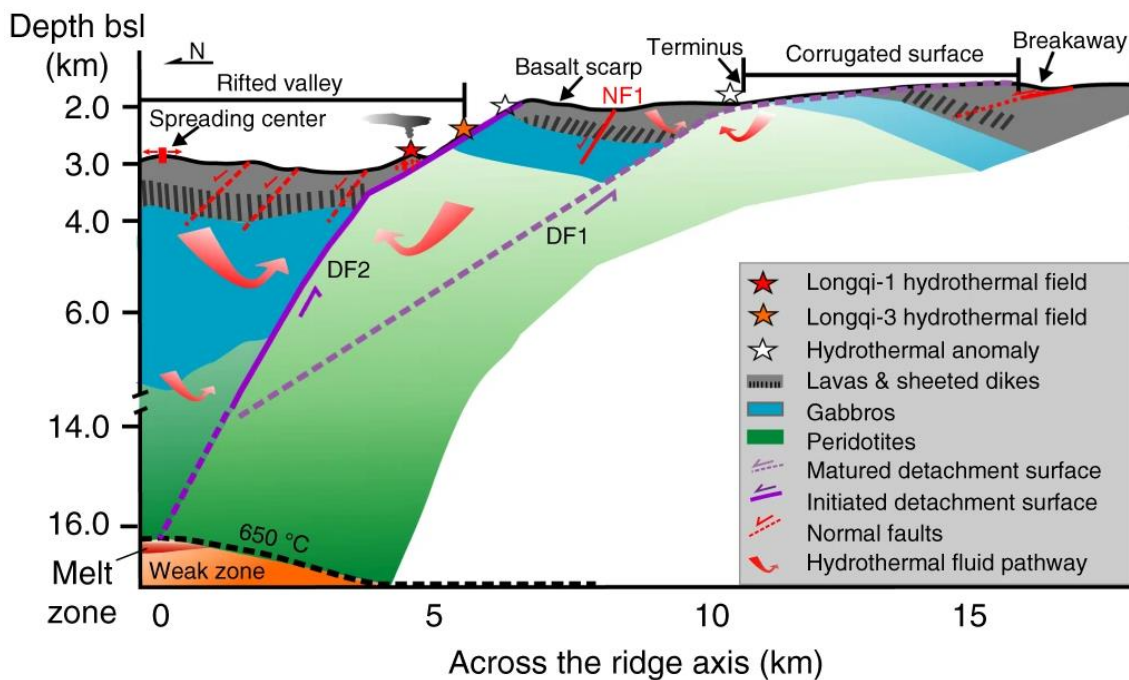


Figura 9: Modelo (dobradiça rolante) de formação dos CNOs e de seus depósitos hidrotermais de sulfetos polimetálicos maciços associados (Tao et al., 2020).

2. ESTADO DA ARTE SOBRE A PESQUISA EM DORSAIS OCEÂNICAS

As principais pesquisas em oceano profundo, nas dorsais meso-oceânicas, estão localizadas em seus centros de expansão, no vale do rifte e em suas colinas abissais adjacentes, figura 10. Isso é devido a pesquisa para o entendimento dos mecanismos que atuam na zona ativa das dorsais, na configuração da litosfera oceânica (Fig. 11), bem como no conhecimento das estruturas associadas a fontes hidrotermais e aos seus depósitos de sulfetos polimetálicos associados, figura 12.

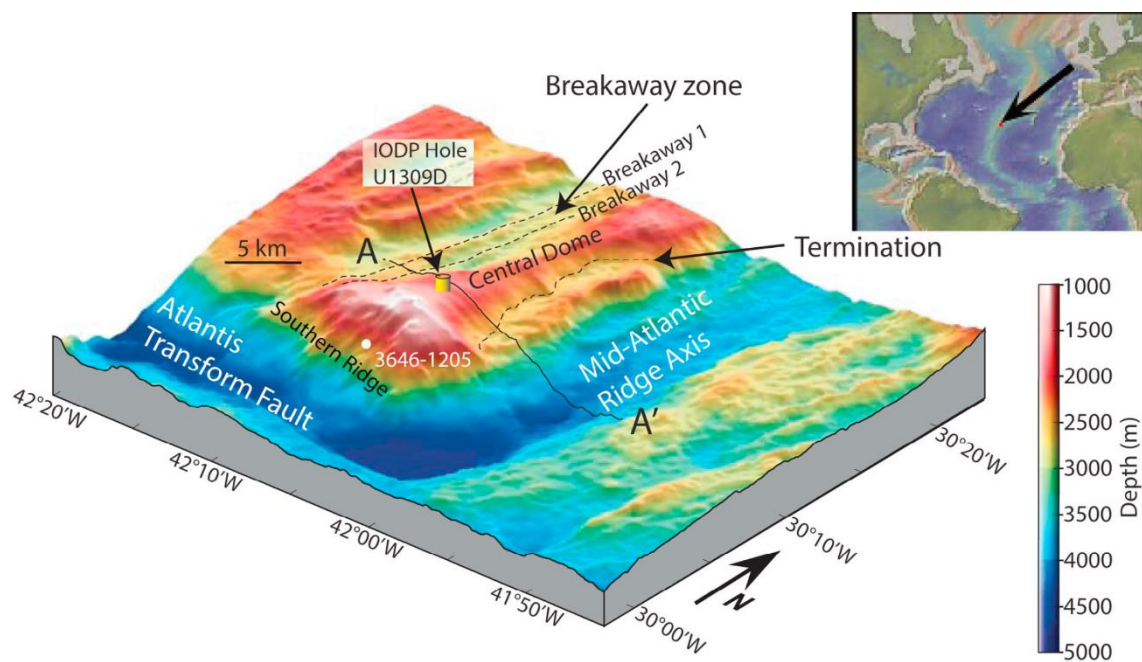


Figura 10: Mapa batimétrico do segmento ao norte da falha transformante Atlantis. Mostrando um eixo de acreção assimétrico da dorsal do Atlântico Norte devido a falha de deslocamento que aloja o Complexo de Núcleo Oceânico Atlantis Massif. As linhas tracejadas mostrando a zona de separação e terminação do CNO. O furo U1309D está indicado sobre o CNO Central. O ponto 3646-1205 é a localização da amostra de dragagem (Schoolmeesters et al., 2012).

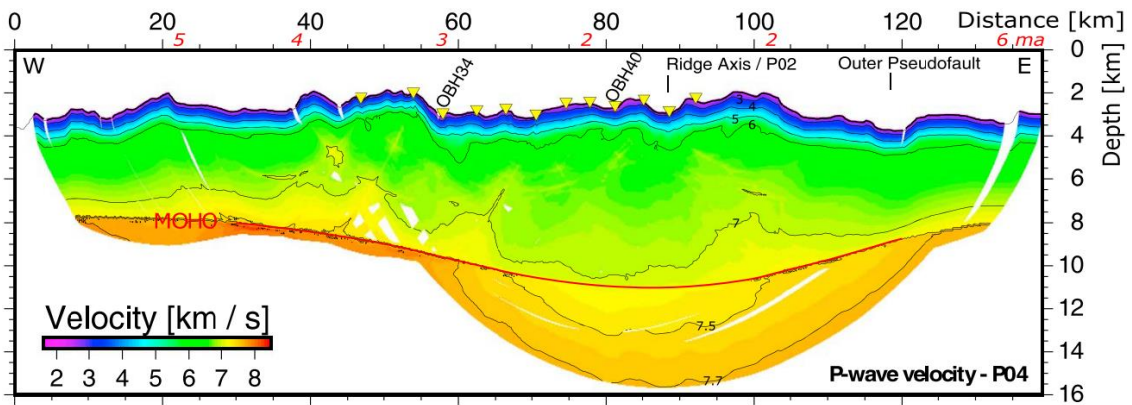


Figura 11: Modelo de um perfil de refração sísmica usado para mapear a estrutura crustal ao longo da dorsal Atlântica no segmento TAMMAR (Dannowski et al., 2018).

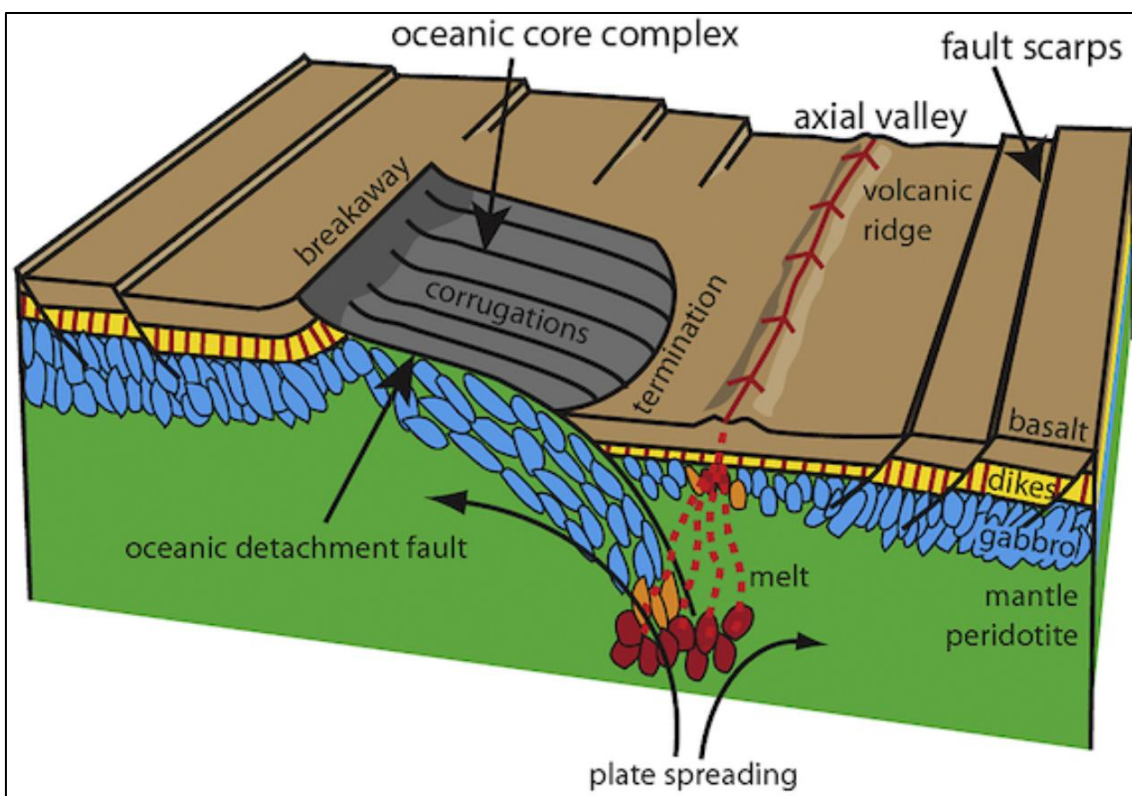


Figura12: Modelo de exumação dos CNOs (Schoolmeesters et al., 2012).

Dessa forma as pesquisas nas dorsais oceânicas são divididas pelo nível de detalhe dos levantamentos que são realizados e de seus objetivos, onde os as expedições que trabalham com equipamentos no nível do mar, a alguns quilômetros de distância do leito marinho, são ditas levantamentos regionais ou de reconhecimento. Enquanto as expedições que executam seu trabalho com equipamentos próximos do leito marinho, a

alguns metros do fundo, são ditos mapeamentos de detalhe. Assim os levantamentos batimétricos e gravimétricos de navio são aquisições de dados regionais, enquanto os levantamentos com ROVs e AUVs, são levantamentos de detalhe (Escartín et al., 2017).

2.1. Mapeamentos Regionais Realizados nas Dorsais Oceânicas

Nas dorsais de expansão lenta (Cordilheira Mesoatlântica - CMA) e ultralenta (Cordilheira do Índico Central - CIC) a exposição de rochas da crosta inferior/manto superior, os complexos de núcleos oceânicos (CNOs). Estudar essas estruturas se mostra muito importante no entendimento da evolução tectono-magmática dessas dorsais, assim como na compreensão da atuação das falhas de desprendimento na origem das fontes hidrotermais. Na Cordilheira do Indico Central, a pesquisas trabalhando com o mapeamento batimétrico regional na interpretação dos CNOs, figura 13, isso em associação com as perfilagens dos parâmetros físico-químicos da coluna d'água, figura 14, para a localização das fontes hidrotermais associados as falhas de desprendimentos nos CNOs.

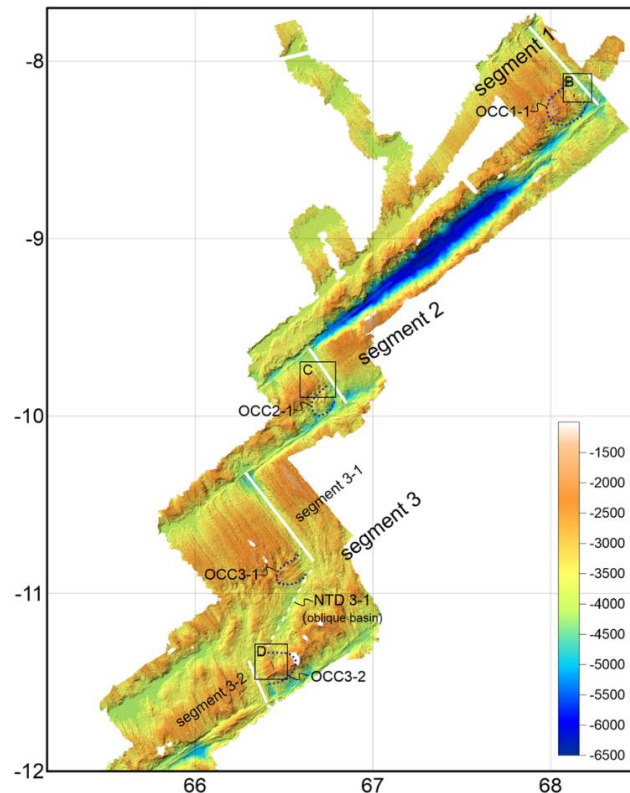


Figura13: Mapa batimétrico de segmentos da Cordilheira do Índico Central, mostrando a interpretação dos CNOs (Kim et al., 2020).

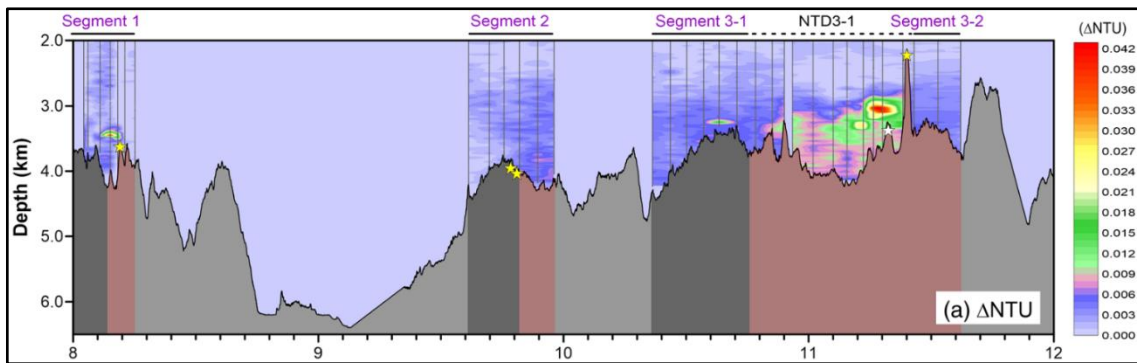


Figura14: Gráficos de contorno mostrando as anomalias de partícula (ΔNTU) ao longo dos segmentos 1, 2 e 3 da CIC (8 a 12° Sul), indicando a localização das plumas hidrotermais (Kim et al., 2020).

Da mesma forma, levantamentos batimétricos regionais foram usados na interpretação das principais estruturas presentes no eixo da dorsal no Atlântica Norte, figuras 15 e 16, no Campo Hidrotermal de Moytirra (Somoza et al., 2021).

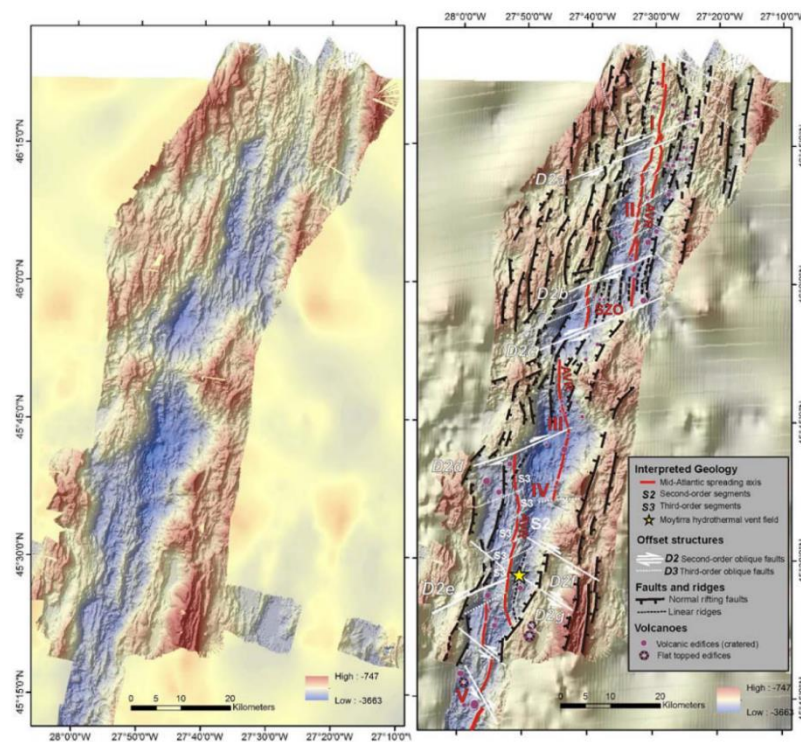


Figura15: Mapa batimétrico do Sítio Hidrotermal de Moytirra, na parte norte da Dorsal Mesoatlântica, mostrando a interpretação das principais estruturas da região de pesquisa (Somoza et al., 2021).

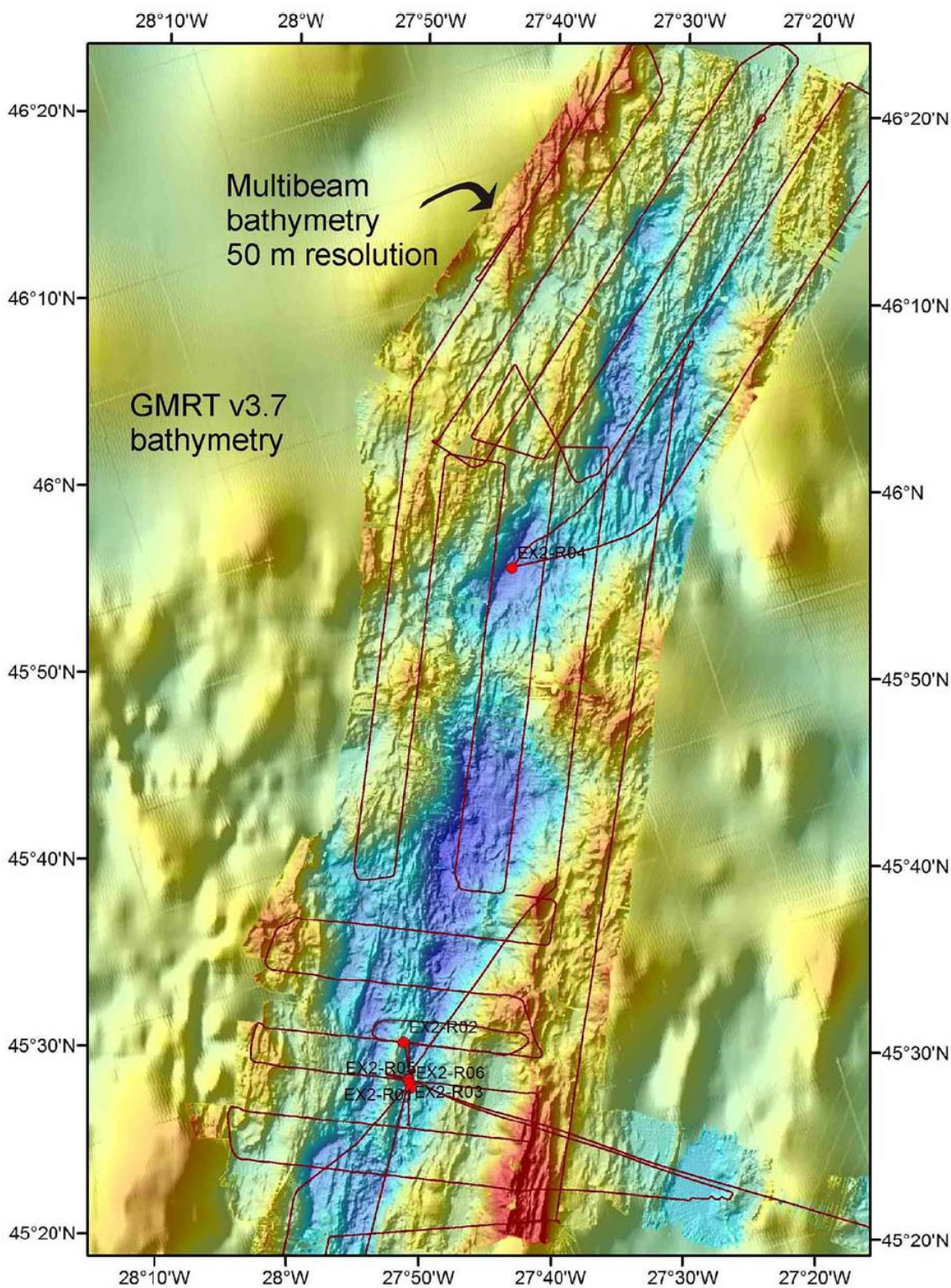


Figura16: Batimetria multifeixe obtida durante o levantamento na região do Sítio Hidrotermal Moytirra no Atlântico Norte, sobreposta à batimetria predita (GMRT). As faixas de batimetria multifeixe também são mostradas como linhas vermelhas. Os pontos vermelhos são as localizações dos perfis de CTDs, para as medições dos parâmetros físico-químicos da coluna d'água. (Somoza et al., 2021).

Na área de pesquisa, no oceano atlântico equatorial, alguns levantamentos regionais já foram realizados durante as expedições russo-italianas a bordo do R/V Akademik Nikolai Strakhov (Mazarovich et al., 2001), figura 17. A área de pesquisa é limitada ao norte pelo sistema transformante de múltiplas falhas Doldrums (Skolotnev et al., 2020) e ao sul, pela transformante São Paulo. A área de pesquisa dessa dissertação está limitada ao trecho sul, da zona de fratura São Paulo até a zona de fratura Bougadanov, figura 17.

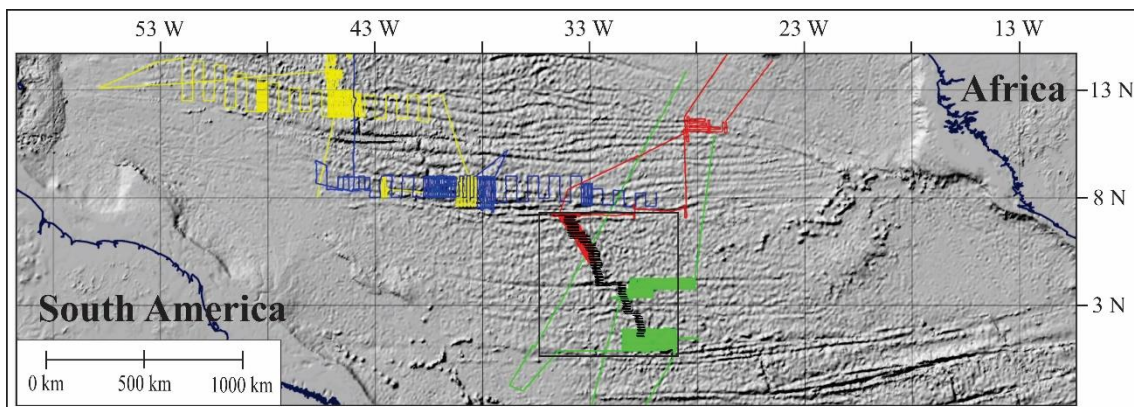


Figura 17: A) Expedições científicas russas e russas - italianas na Cordilheira Mesoatlântica Equatorial: Cruzeiros 6 (mostrado em amarelo), 9 (azul), 12 (verde) e 22 (vermelho) do R/V Akademik Nikolay Strakhov (adaptado de Mazarovich et al., (2001)). A área de pesquisa das Expedições do SGB está demarcada nas linhas pretas e no retângulo preto próximo a 33°W e 4°N.

A área trabalhada na Expedição Russo-Italiana número 9 levantou dados regionais de batimetria e gravimetria, figura 18. Sendo esses dados trabalhados na interpretação do sistema transformante Doldrums, isso em escala regional.

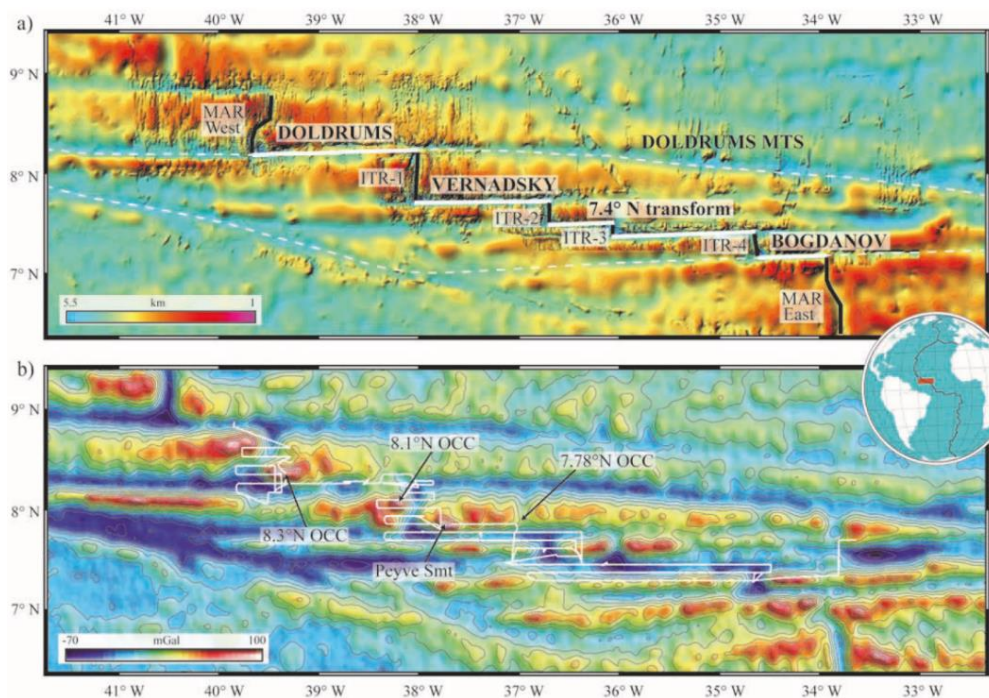


Figura 18: A) Mapa batimétrico (a) e gravimétrico (b) das Expedições científicas russas e russas - italianas na CMAE.

Na Expedição doze, desse grupo de pesquisa, também foram feitos levantamentos regionais de dados de batimetria e gravimetria, figura 19. Sendo interpretadas as principais estruturas da dorsal nesse ambiente geológico. Essa área de pesquisa é coincidente aos dados do levantamento do presente trabalho, figura 20.

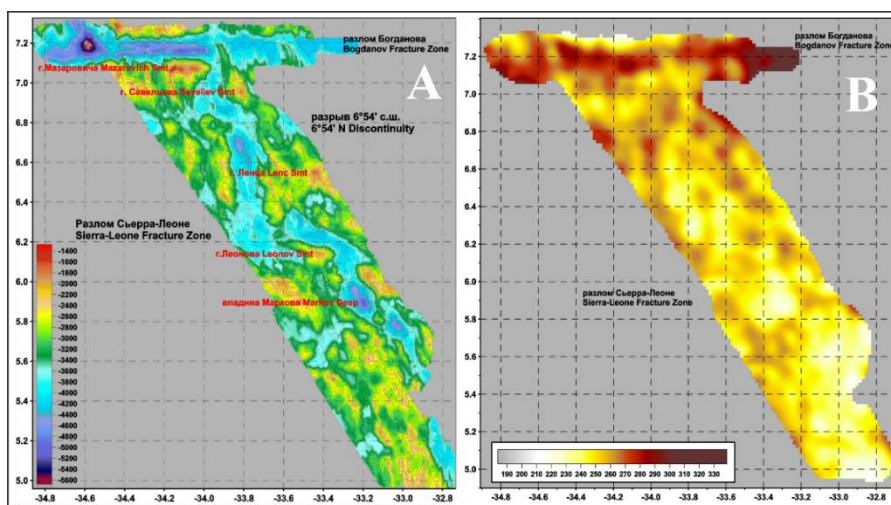


Figura 19: A) Mapa batimétrico. B) Mapa Gravimétrico da Anomalia Bouguer (Mazarovich et al., 2001).

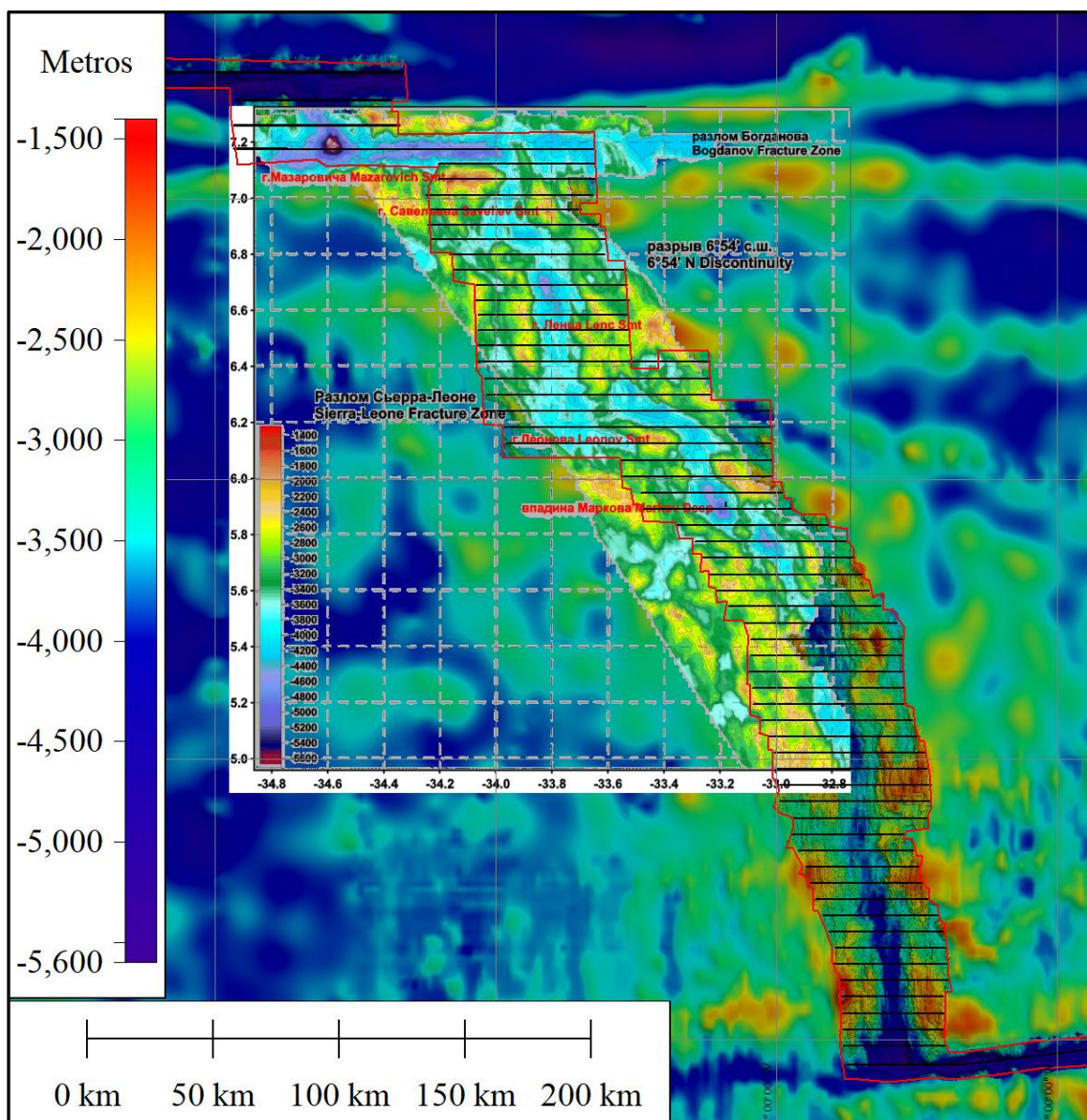


Figura 20: Mapas batimétricos com a sobreposição das áreas levantadas pelos pesquisadores russos (Mazarovich et al., 2001) e pelo atual projeto de pesquisa. A área de pesquisa dos russos esta com o mapa batimétrico em contorno cinza claro e o mapa batimétrico atual está com contorno vermelho, além das linhas de aquisição na cor preta.

2.2. Mapeamentos de Detalhes Realizados nas Dorsais Oceânicas

Alguns casos de trabalhos no mapeamento de detalhe realizados nas dorsais oceânicas do mundo, onde temos a utilização de equipamentos que trabalham próximos ao leito marinho ou em contato com eles.

Um dos principais métodos do mapeamento de detalhe do fundo marinho é através da utilização de ROVs, que são equipamentos operados remotamente, onde podemos acoplar equipamentos geofísicos, sensores diversos, fazer filmagens e fotos do fundo, além dos “braços articulados” para amostragens geológicas pontuais. Nesse primeiro exemplo, no sítio Hidrotermal Ashadze 2, a utilização do ROV foi configurado com um sistema multifeixe fazendo levantamentos próximos ao fundo marinho, assim obtendo dados de batimetria de alta resolução, além de fotos e filmagens, figura 21.

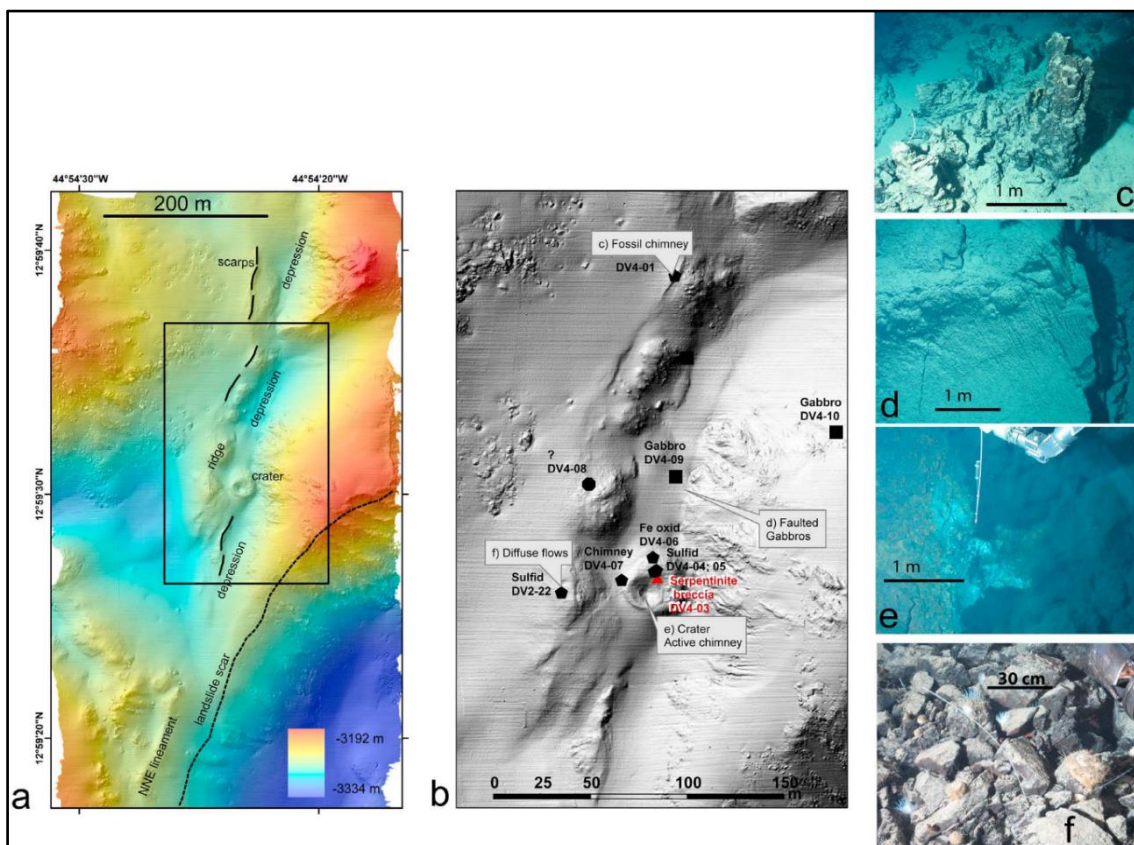


Figura 21: (a) Batimetria de alta resolução da área de Ashadze 2, (b) batimetria sombreada com localização das imagens do fundo do mar (Figs 20c–20f), (c) chaminé hidrotermal fóssil; (d) gabros maciços, (e) fumarolas negras e (f) ventilação difusa em pilha de detritos de sulfeto e peridotito serpentizado (Ondréas et al., 2012).

Outros equipamentos utilizados no mapeamento de detalhe dos fundos marinhos são os AUVs, que são equipamentos autônomos, configurados a bordo, podendo ser acoplado equipamentos geofísicos, sensores diversos, além de fazerem filmagens e fotos do fundo. Nesse exemplo no OCC 13° 20' N (Escartin et al., 2017), foi trabalhado com o AUV configurado com um sistema multifeixe, fazendo o levantamento próximo ao fundo marinho, aquisitando dados de batimetria de alta resolução, figura 22.

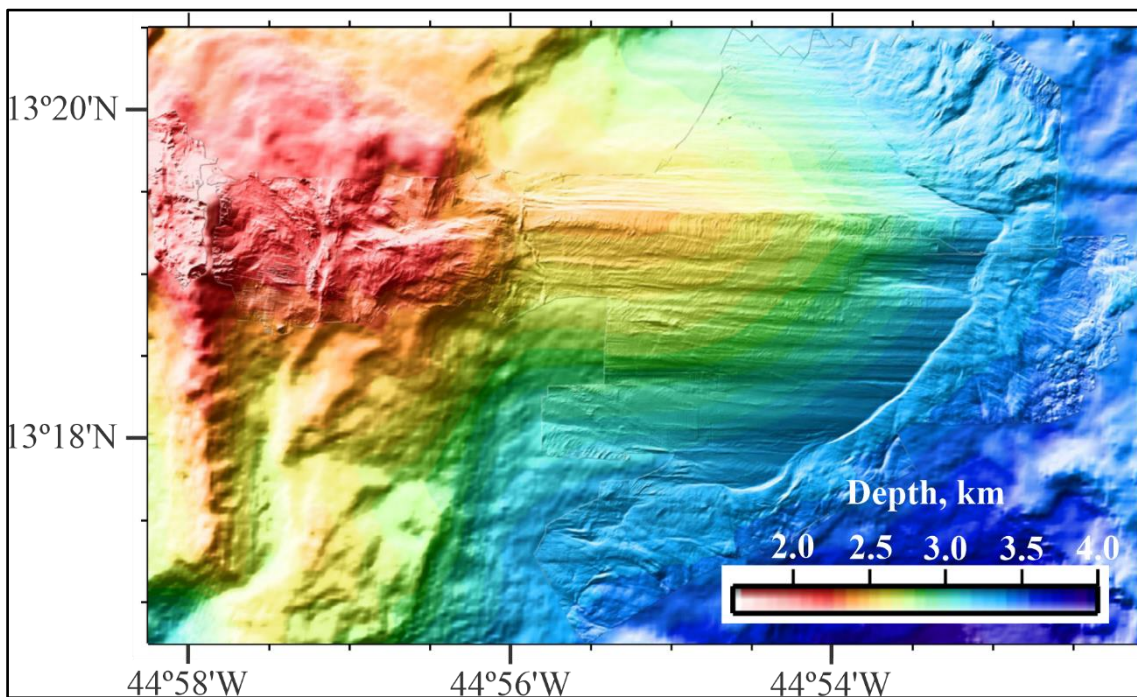


Figura 22: Microbatimetria de alta resolução (2 metros de célula) da área do OCC 13° 20' N (Escartin et al, 2017).

No mapeamento de detalhe com amostragens geológicas pontuais trabalha-se com o equipamento chamado de “rock drill”, figura 23, que funciona em comunicação com a embarcação por um cabo eletromecânico, onde podem ser feitas observações em tempo real por vídeo, assim como nos ROVs, dos pontos a serem escolhidos para as amostragens geológicas, figura 22. Além do “rock drill” temos diversos outros equipamentos que podem ser trabalhados para amostragens geológicas, biológicas e oceanográficas, figura 24, tais como as dragas de arrasto, os piston cores, os boxes cores, os TV-Grabs, os ROVs, os CTDs e os submersíveis.



Figura 23: Equipamento para amostragens geológicas (RD2) pontuais no leito oceânico, fonte: Serviço Geológico Britânico (<https://www.bgs.ac.uk/geological-research/science-facilities/marine-operations/rd2/>).



Figura 24: Principais equipamentos para o mapeamento de detalhe do leito oceânico, especialmente nas dorsais oceânicas (Petersen, 2012)

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Batimetria Multifeixe

3.1.1 Batimetria

O oceano é a última fronteira em nossa busca para desvendar as origens do nosso planeta. O oceano profundo ainda é uma área pouco explorada, com uma riqueza de tesouros não descobertos. O termo "batimetria" refere-se ao estudo do relevo subaquático, e "mapeamento batimétrico" é o ponto de partida para a pesquisa do fundo do mar. Assim como na topografia terrestre, a batimetria oferece informações sobre a profundidade em relação ao nível do mar (Lawrence, 2009).

Os equipamentos que realizam esse trabalho são os ecobatímetros ou ecossondas. Para o mapeamento do leito oceânico, a tecnologia comumente aplicada é a presente nos ecobatímetros multifeixe – EM, figura 25B. Ecobatímetros monofeixe são mais comumente usados para navegação e no mapeamento biológico, embora tenham sido usados no passado para batimetria.

3.1.2 Princípios de Hidroacústica

As ondas sonoras são ondas mecânicas, que caracteristicamente viajam através de um meio produzindo deformações pela diferença de pressão em um meio material elástico. Em uma coluna d'água, o pulso gerado por uma fonte acústica (transmissor) viaja através dela até atingir um alvo (ou o fundo do mar) e é refletido de volta para a superfície, onde é registrado por um receptor a bordo de um navio de pesquisa (Medwin, Clay, & Stanton, 1998) , figura 25A. Entretanto, nem toda a energia emitida volta para o receptor, sendo parcialmente perdida na forma de retroespalhamento na interface entre a água e o fundo do mar.

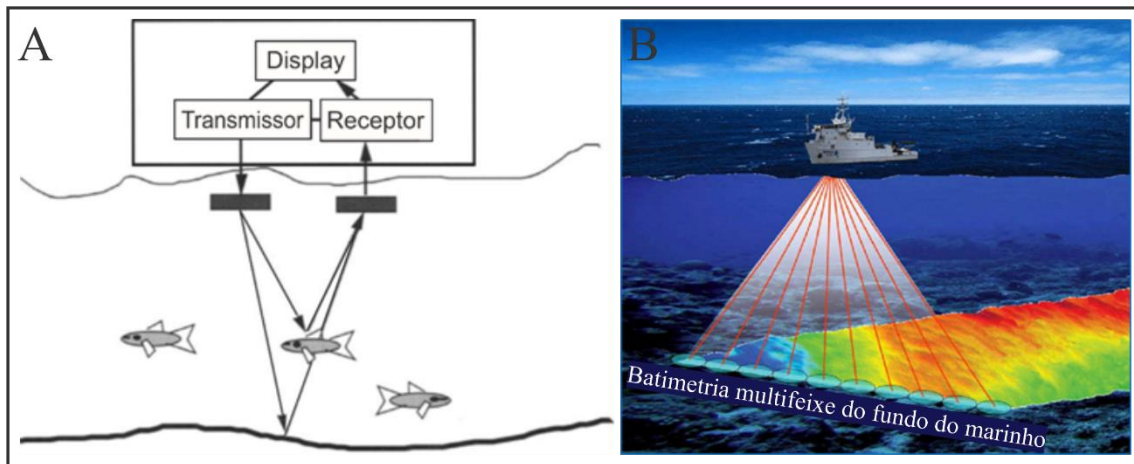


Figura 25: A) Ilustração simplificada de um pulso acústico de feixe único viajando através da coluna d'água, um transmissor envia um sinal de som, um receptor capta o retroespalhamento e um display fornece o tempo de viagem e força do retorno. (Medwin, Clay & Stanton, 1998). B) Ilustração simplificada de um exemplo de aquisição da batimetria multifeixe.

O tempo de transito do pulso acústico é calculado quando o seu retorno chega na superfície do receptor, e a profundidade do alvo é obtida pela derivada da relação entre o tempo e a velocidade da onda acústica (equação I). A velocidade, por outro lado, depende das propriedades do meio em que a onda sonora se propaga. No oceano, essas propriedades correspondem à pressão (profundidade), salinidade e temperatura (equação II) (Wille, 2005).

V^* : Velocidade do som

T: Temperatura

S: Salinidade

$$V = \frac{2P}{T} \quad \text{equação I}$$

P: Profundidade

T: Tempo de transito

equação II

$$V(T, S, P) = 1448,96 + 4,591T - 0,05304T^2 + 0,0002374T^3 + 1,34(S - 35) + 0,0163P + 1,675 * 10^{-7} P^2 - 0,0125T(S - 35) - 7,139 * 10^{-13}TP^3$$

O receptor registra o valor do primeiro feixe que atinge a superfície e o calcula como a profundidade de um único ponto no fundo do mar, em combinação com uma medição DGPS. No entanto, a porção do fundo do mar ensonificada pelo feixe acústico, na verdade corresponde a uma área circular que é diretamente proporcional à distância percorrida, aumentando em função da profundidade. Em profundidades maiores, a área ensonificada também é maior e, uma vez que o valor registrado é da primeira chegada, pode não corresponder exatamente ao ponto logo abaixo do receptor, comprometendo a precisão da profundidade real, figura 26.

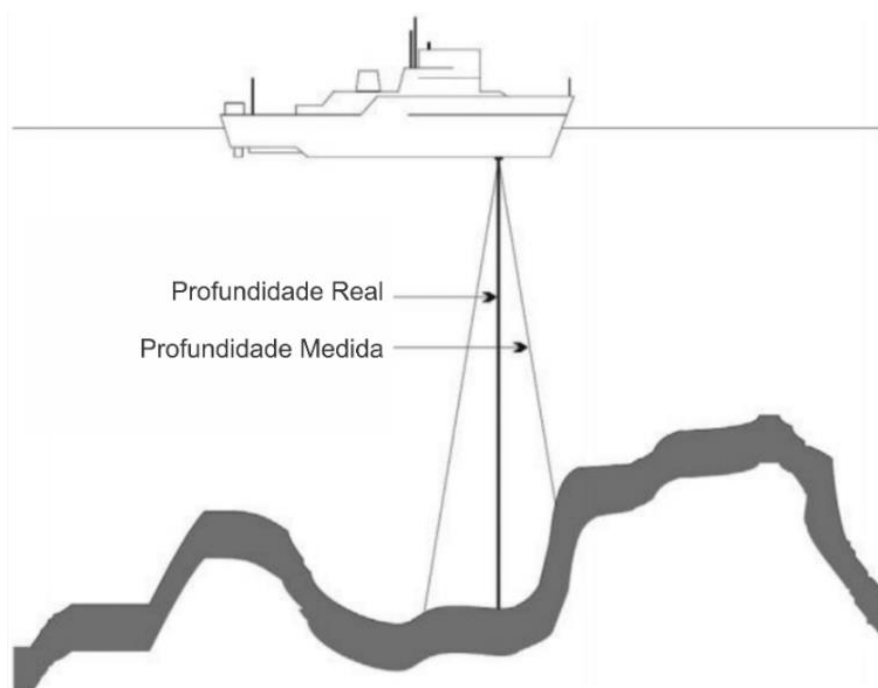


Figura 26: Ilustração da geometria de uma área ensonificada por uma ecossonda de feixe único mostrando o erro no registro de profundidade (Odom, 2003).

A resolução final da imagem batimétrica depende da frequência do pulso acústico e da potência do transdutor. Frequências mais altas proporcionam melhor resolução, porém com o custo de atingir profundidades menores devido à maior tensão de cisalhamento e dissipação do espalhamento (Odom, 2003). Dessa forma, as áreas profundas do oceano só podem ser pesquisadas por fontes de frequência relativamente baixa, resultando em resoluções relativamente pobres quando comparadas aos produtos de águas rasas (Richardson & Jackson, 2017).

3.1.3 Ecossondas Multifeixe

Ecobatímetros multifeixe são comumente usados para o mapeamento do fundo do mar, sendo a tecnologia mais eficiente existente no mercado. O principal motivo pelo qual este método é considerado satisfatório é que permite o levantamento de uma grande área em relativamente pouco tempo, fornecendo uma imagem (Bjørnø, 2017). O EM opera com uma série de feixes múltiplos lado a lado, mapeando uma faixa do fundo do mar de uma vez. A figura 27 mostra a geometria do EM e como os feixes de som estão dispostos em perspectiva com o fundo do mar. Os feixes individuais atingem o fundo do mar em ângulos diferentes e, portanto, a medição do EM deve levar em conta essa discrepância. A medição da profundidade é baseada principalmente no tempo de viagem e nos valores de ângulo de cada feixe individual (Bjørnø, 2017).

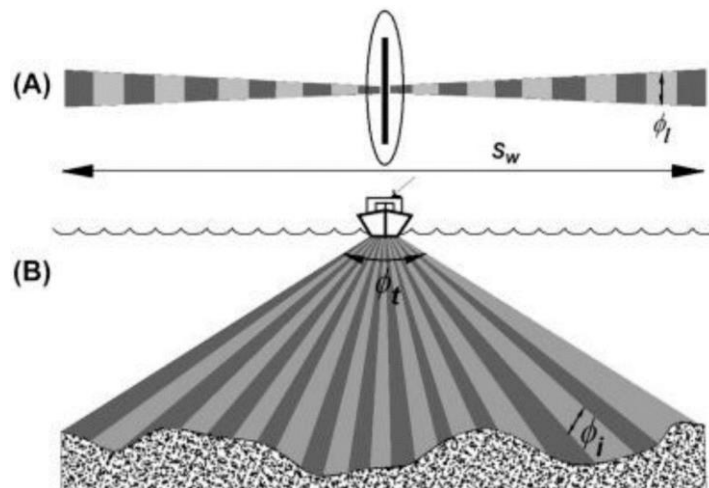


Figura 27: Geometria do ecobatímetro multifeixe, onde “Sw” é a faixa total. (A) Beams vistos de cima com largura de feixe transmitido ao longo do caminho (ϕ_l). (B) Vista frontal da abertura total dos feixes (ϕ_t) em vista transversal e largura de feixe individual (ϕ_i) (Bjørnø, 2017).

O comprimento da faixa ensonificada por um EM é diretamente proporcional à profundidade do fundo do mar, e também é o espaçamento entre os feixes individuais. Ou seja, quanto maior a profundidade, maior a área total levantada, porém menor a resolução, uma vez que os pontos medidos resultantes estão bastante espaçados uns dos outros. Os melhores sistemas multifeixe existentes operam com 800 feixes e uma largura de faixa máxima de 7,5 vezes a profundidade com um ângulo de abertura total de 150 graus. (Bjørnø, 2017).

Além da profundidade, a largura total da faixa também depende do nível de ruído e do espectro, do estado do mar e das condições da coluna d'água. Por uma série de razões mencionadas antes, os feixes que têm largura individual maior são os mais afetados por ruído e outras fontes ambientais de medições imprecisas. Esses feixes estão localizados nas extremidades da faixa e, portanto, pode-se esperar que as extremidades laterais da faixa ensonificada forneçam resultados menos confiáveis (Bjørnø, 2017).

3.1.4 Limitações do Método

Ao detectar o fundo do mar, os corpos presentes na coluna d'água podem afetar a qualidade dos dados, causando ruído. Fontes comuns de ruído em dados geoacústicos incluem a presença de cardumes de peixes, grandes mamíferos, bolhas de ar, fitoplâncton, a superfície do mar e até mesmo o próprio navio de pesquisa. Condições de mau tempo aumentam o efeito de tais ruídos, fazendo com que a embarcação se mova verticalmente e gire em torno de seus 3 eixos.

Os movimentos rotacionais da embarcação são conhecidos como arfagem, guinada e rolagem (*pitch*, *yaw* e *roll*), eles são importantes causas de imprecisões no posicionamento geográfico dos dados, figura 28. O movimento vertical é denominado de levantar (*heave*) e pode resultar em medições de profundidade imprecisas.

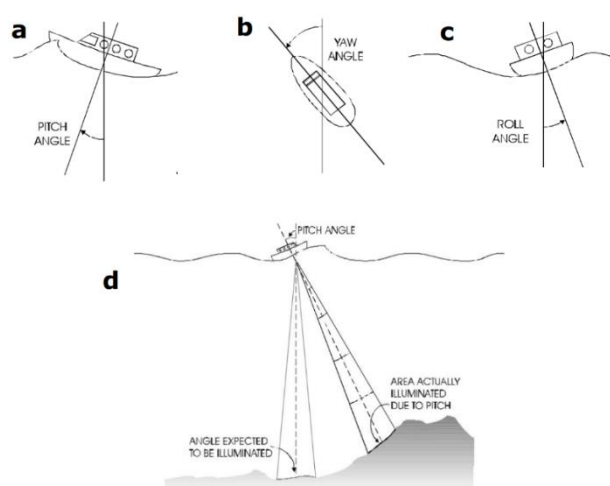


Figura 28: (a, b e c) *pitch*, *yaw* e *roll* (d) Ilustração de erro na medição causado pelo ângulo de inclinação (SeaBeam, 2000) ("Multibeam Sonar Theory of Operation," n.d.)

Devido à geometria de configuração do EM, como apresentado anteriormente, em águas profundas a faixa de cobertura total pode chegar a dezenas de quilômetros, e com a velocidade do som na água de 1500m/s, os feixes na borda podem levar vários segundos para retornar ao receptor. Assim, para minimizar o erro e melhorar a qualidade dos dados, a velocidade máxima de cruzeiro do navio de pesquisa deve ser limitada. O local onde o EM é montado na embarcação também é essencial para evitar e limitar a influência de ruído e erro e, para obter os melhores resultados, o levantamento entre linhas com o EM deve ter alguma sobreposição (Bjørnø, 2017).

Todos esses fatores tornam muito importante a correção dos dados da BM antes e depois da aquisição, exigindo a realização de várias medidas auxiliares. No entanto, desde que todos os parâmetros sejam especificados corretamente, esses erros geralmente podem ser contabilizados e corrigidos por algoritmos em softwares de aquisição e processamento. Quaisquer *outliers* restantes de valores de profundidade podem ser removidos manualmente no pós-processamento (Buchanan et al., 2004).

3.1.5 Aquisição dos Dados de Batimetria Multifeixe

Os dados de batimetria multifeixe apresentados nessa pesquisa foram coletados em 2012 e 2013 em 4 expedições científicas pelo navio de pesquisa R/V *Ocean Stalwart*, figura 29A. O equipamento instalado no navio é uma ecossonda multifeixe da fabricante *Teledyne RESON*, modelo *SeaBat 7150*. Os dados foram armazenados no formato bruto *.s7k durante a aquisição com auxílio do software de aquisição PDS 2000, da própria fabricante. Esse sistema multifeixe trabalha na frequência de 12 kHz com até 880 feixes de sondagens por pulso. O equipamento foi instalado em um suporte no casco do navio, figura 29B.

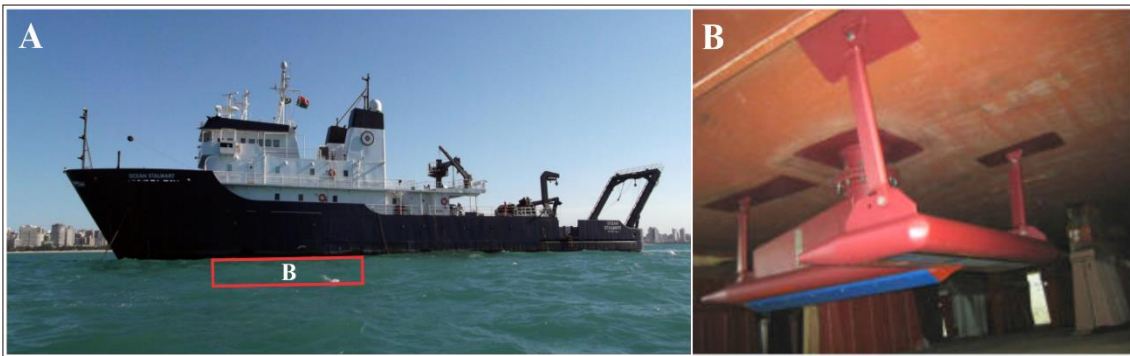


Figura 29: (A) Navio de pesquisa R/V *Ocean Stalwart*, da empresa CEPEMAR. (B) ecossonda multifeixe RESON 7150 instalada no casco do navio.

A aquisição foi feita com linhas de levantamento de 60 a 80 km de extensão e com espaçamento 6 a 8 km, de acordo com a profundidade média local e a abertura angular dos feixes de 140° . Sendo realizada com a orientação das linhas no sentido Leste-Oeste, perpendicular à estruturação da dorsal (Fig. 30). Para o planejamento das linhas de aquisição foram utilizados como base os dados de gravimetria derivados da altimetria de satélite (Fig. 30), para centralização do levantamento a partir do eixo da dorsal.

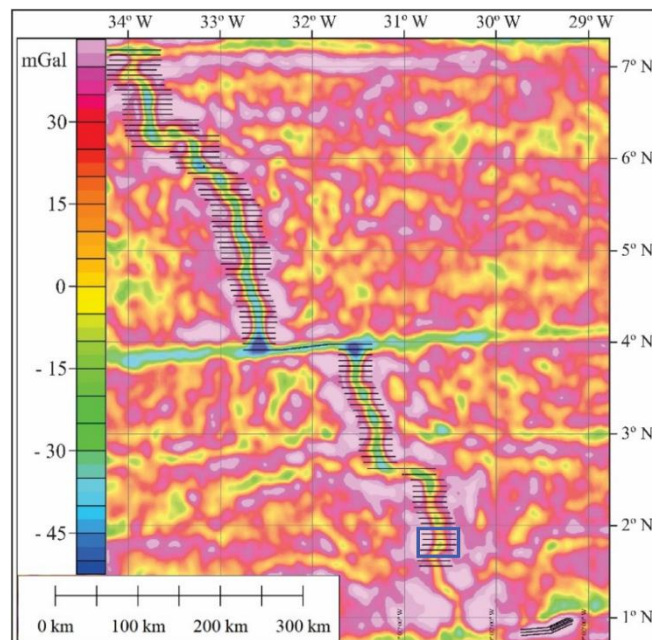


Figura 30: Planejamento das linhas de aquisição dos dados da BM, sobre a gravimetria ar livre derivados da altimetria de satélite (Sandwell, et al., 2014). O retângulo azul é a área das figuras do item 3.1.7 (Análise Morfológica).

A partir da aquisição, os dados de batimetria multifeixe da área do projeto de pesquisa, passaram pelas etapas de trabalho descritas na figura 31. Finalizando com os produtos finais das interpretações morfológicas da DMAE. Na sequência iremos descrever os demais passos dessa metodologia.

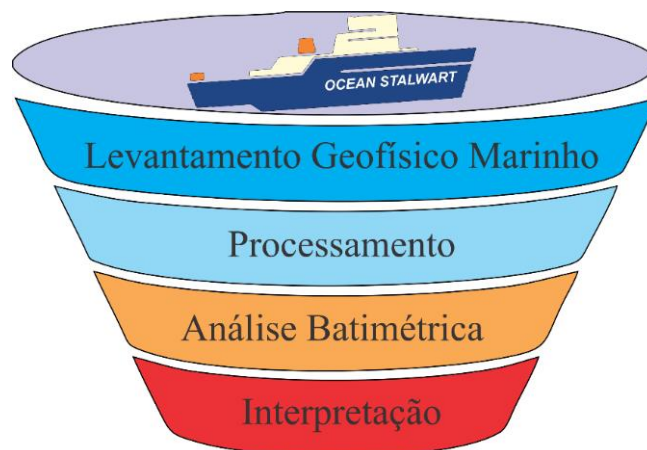


Figura 31: Fluxograma das fases de trabalho da metodologia aplicada aos dados de batimetria multifeixe.

3.1.6 Processamento dos Dados de Batimetria Multifeixe

Trabalhamos no processamento dos dados brutos com o software Caris HIPS & SIPS v.7.1 e v.11.1 (Fig. 32), gerando os mapas das superfícies batimétricas e os mosaicos do retroespalhamento acústico – RA, isso na resolução de pixel de 100 metros. Depois que todas as correções foram aplicadas, as imagens batimétricas puderam ser interpretadas como uma imagem topográfica do leito oceânico.

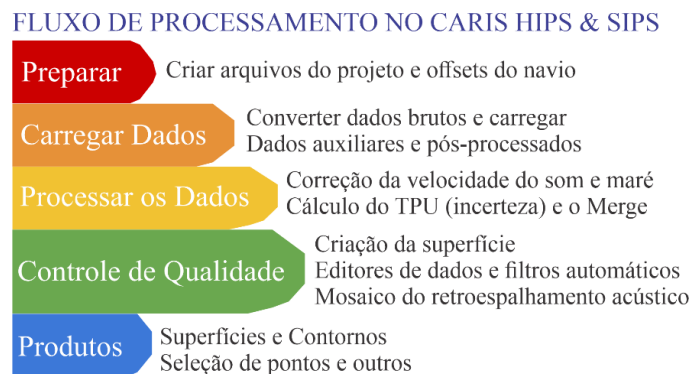


Figura 32: Fluxo de processamento dos dados de batimetria multifeixe no software Caris HIPS & SIPS (Modificado do manual do usuário, versão 11).

3.1.7 Análise Morfológica

Para as análises morfológicas e correlação dos dados, criamos um projeto no software Global Mapper v.22.1 para trabalharmos as diferentes ferramentas de análise dos dados batimétricos e sua correlação com outros dados. Importamos o gride da batimetria gerado pelo algoritmo de interpolação CUBE (*Combined Uncertainty and Bathymetry Estimator*) do software Caris HIPS & SIPS, assim esses dados puderam ser analisados como um modelo digital do terreno – MDT, figura 33A.

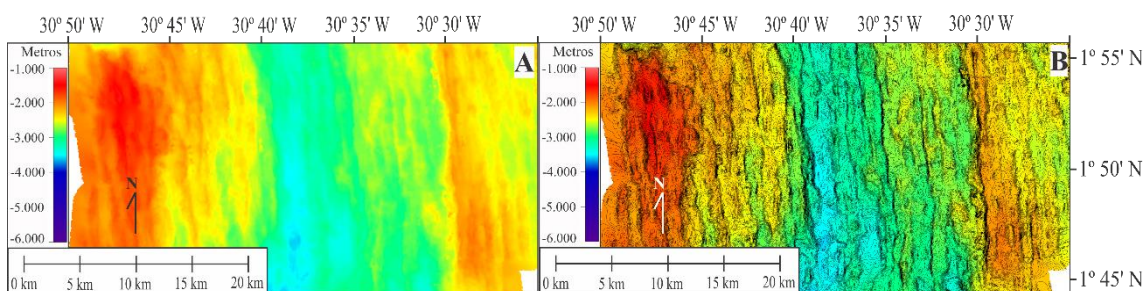


Figura 33: A) Modelo digital do Terreno – MDT, gerado a partir dos dados de batimetria multifeixe da área do projeto de pesquisa. B) Modelo digital do Terreno – MDT com a adição de isóbatas com intervalo de 20 metros, ressaltando a estruturação da dorsal.

A partir do MDT foram criadas isóbatas com diferentes intervalos de profundidade (20, 50, 100 e 200m) pela ferramenta de criação de contornos do Global Mapper, figura 33B. Também aplicamos a técnica de relevo sombreado em várias direções, principalmente, nos azimutes de 90 e 270°, figura 34.

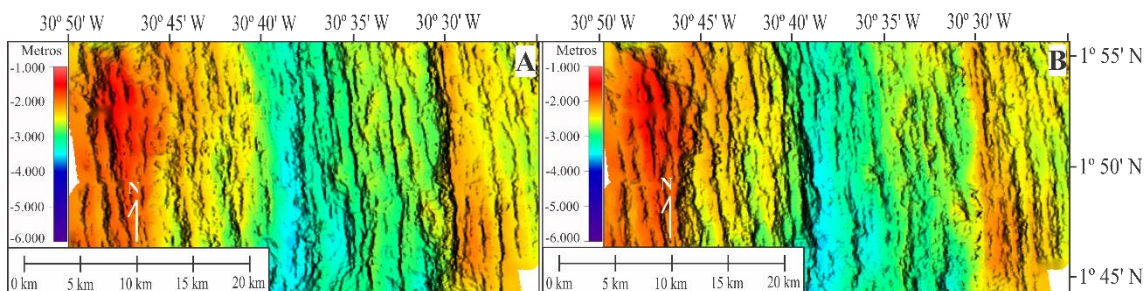


Figura 34: MDT da batimetria com ângulos de iluminação de 90 (A) e 270° (B), ressaltando os diferentes ângulos de mergulhos das estruturas.

Nos MDTs dos mapas batimétricos foram extraídos diversos perfis para mapear a continuidade da interpretação das estruturas geológicas da área de estudo. Os perfis analisados tiveram comprimentos variando de 45 a 80 km, cruzando o vale axial e demais morfologias da dorsal, isso na direção Leste-Oeste, figura 35.

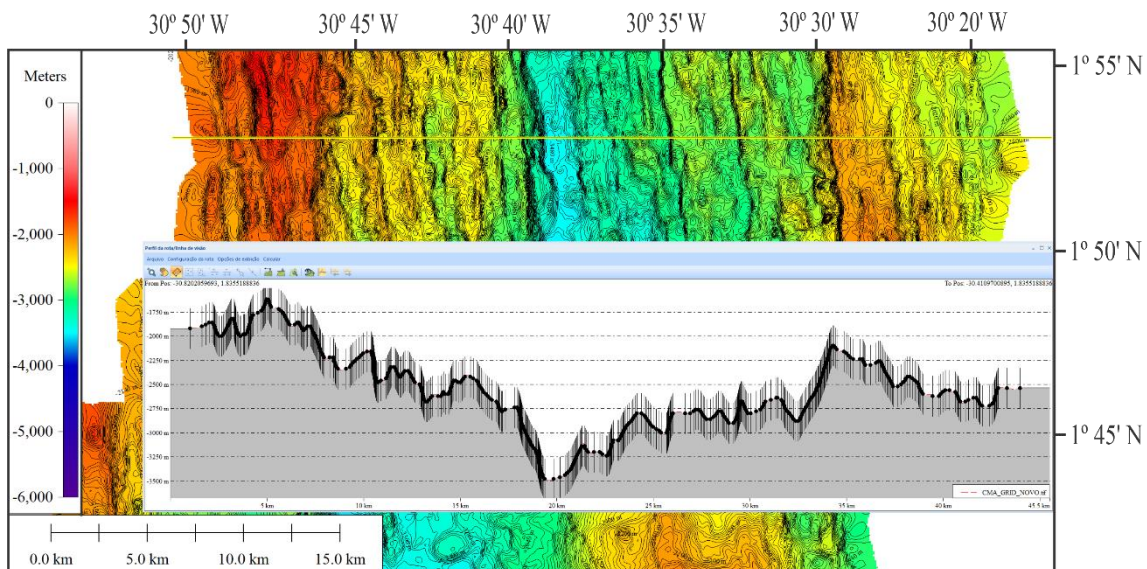


Figura 35: Perfil batimétrico extraído a partir do MDT da batimetria multifeixe.

Os mapas de declividades gerados a partir do MDT, também ressaltaram a estruturação geológica das dorsais oceânicas, marcados principalmente pelo gradiente batimétrico entre as diferentes morfologias da cordilheira, figura 36.

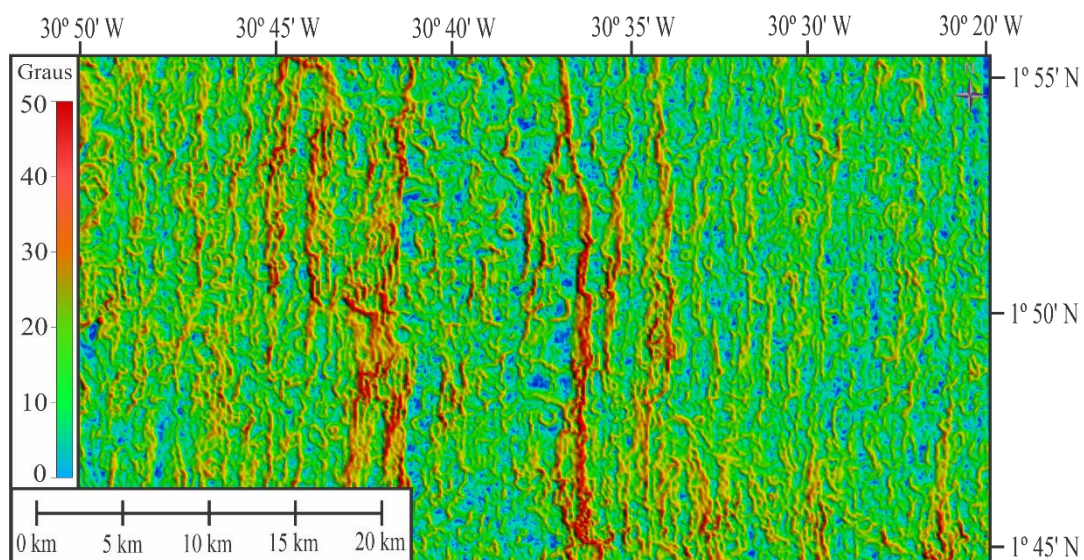


Figura 36: Mapa de declividade da área de pesquisa.

Também foram gerados mapas da intensidade da retroespalhamento acústico (RA), figura 37, para compor os produtos de análises das interpretações morfoestruturais da área de pesquisa na dorsal.

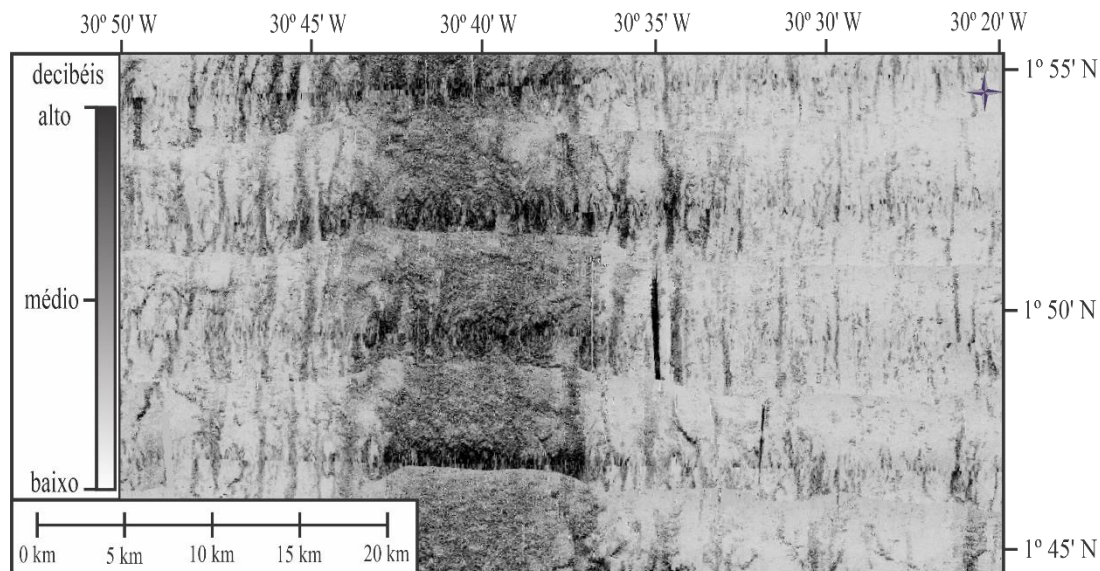


Figura 37: Mapa da intensidade do retroespalhamento acústico (RA).

3.1.8 Interpretação Morfoestrutural

O mapeamento geológico com base na batimetria multifeixe (BM) e na intensidade do retroespalhamento acústico (RA) a partir de levantamentos geofísicos marinhos, realizados a partir de navios de pesquisa, nos permite realizar a interpretação dos principais processos vulcano-tectônicos em centros de excreções nas dorsais meso-oceânicas, isso em uma escala regional de segmento (Klischies et al., 2019). Assim, a partir das diversas ferramentas de análises GIS dos softwares trabalhados aqui foram possíveis identificar as principais estruturas presentes nos segmentos de dorsal da área de estudo. Essas interpretações serão apresentadas com detalhes nos capítulos seguintes dessa dissertação.

3.2 Levantamento Gravimétrico do Navio

Assim como na batimetria, a aquisição do levantamento gravimétrico foi feita em linhas de levantamentos com 60 a 80km de extensão e de espaçamento 6 a 8 km, sendo os dois métodos (batimetria e gravimetria) coletados ao mesmo tempo. As linhas de levantamento foram realizadas com a direção no sentido Leste-Oeste, perpendicular à estruturação da dorsal (Fig. 29). Para o planejamento das linhas de aquisição foram utilizados como base os dados de gravimetria derivados da altimetria de satélite (Fig. 30), isso para a centralização do levantamento a partir do eixo da dorsal.

O gravímetro instalado a bordo foi o Air-Sea System II, modelo S-145 (Fig. 38B), fabricado pela Micro-G LaCoste. Este modelo é um medidor de gravidade por tensão de mola, equipado com um relógio interno de rubídio, que garante a acuracidade do tempo de gravação dos dados, e com gyros e acelerômetros de fibra ótica, capazes de detectar os movimentos do instrumento com alta precisão e acuracidade. Ele foi montado em uma plataforma dinamicamente estável, que permite seu uso em navios e aviões. O gravímetro marinho é bastante sensível aos movimentos da embarcação e, desta forma, foi instalado no centro de gravidade da embarcação, ou muito próximo a ele, na altura da linha d'água, livre de interferências eletromagnéticas, figura 38A.



Figura 38: Gravímetro instalado a bordo do navio de pesquisa R/V Ocean Starwart. A) Figura do navio com a localização do gravímetro (quadrado branco). B) Gravímetro instalado a bordo.

Os dados foram coletados com uma frequência de 1 Hz. As correções consistiram na remoção de dados espúrios (*spikes*), transferência de base, correção instrumental e de deriva de maré, correção de latitude, correção de Eötvös e finalmente, obtenção das anomalias de ar livre e Bouguer. A anomalia isostática residual foi calculada pelo modelo de Airy de raiz de compensação usando contrastes de densidade vertical entre crosta oceânica e manto superior de $0,4 \text{ kg/m}^3$, de $2,9 \text{ g/cm}^3$ para crosta oceânica e $3,3 \text{ g/cm}^3$ para o manto superior (Blakely, 1996). A profundidade da descontinuidade de Mohorovicic (cerca de 10 km) e a profundidade da base da raiz de compensação isostática (entre 8 e 9 km) foram estimadas com base no modelo isostático (Simpson et al., 1983).

Os dados foram quadriculados com células tamanho definido como 1/4 do espaçamento entre linhas de aquisição (6 - 8 km), pelo método da mínima curvatura. Os dados da gravimetria foram processados no software Oasis montaj (Geosoft, 2008).

3.3 Dados Públicos Regionais Trabalhados na Pesquisa

Para dar suporte as interpretações dos dados de detalhe levantados por navio na área de pesquisa, foram compilados dados públicos regionais de batimetria (GEBCO, 2021) e gravimetria (Sandwell, 2014) derivada de satélite, além dos dados de Sismicidade (USGS, 2021).

3.3.1 Batimetria Derivada da Altimetria de Satélite

Mesclando as sondagens dos oceanos com as medições de gravidade marinha da altimetria de satélite, temos a batimetria derivada por satélite (Sandwell & Smith, 1997). A resolução espacial desses dados é de 15 arco-segundos (aproximadamente 460 metros na linha do equador) figura 39, para mapear a continuidade das morfologias da DMAE na área de pesquisa. Essa é uma importante ferramenta para estimativas das profundidades do leito oceânico, onde a maior parte dos oceanos continuam sem sondagens de profundidade (Sandwell & Smith, 1997). A sondagem multifeixe instalada em navio de pesquisa é o método mais preciso de mapeamento do oceano.

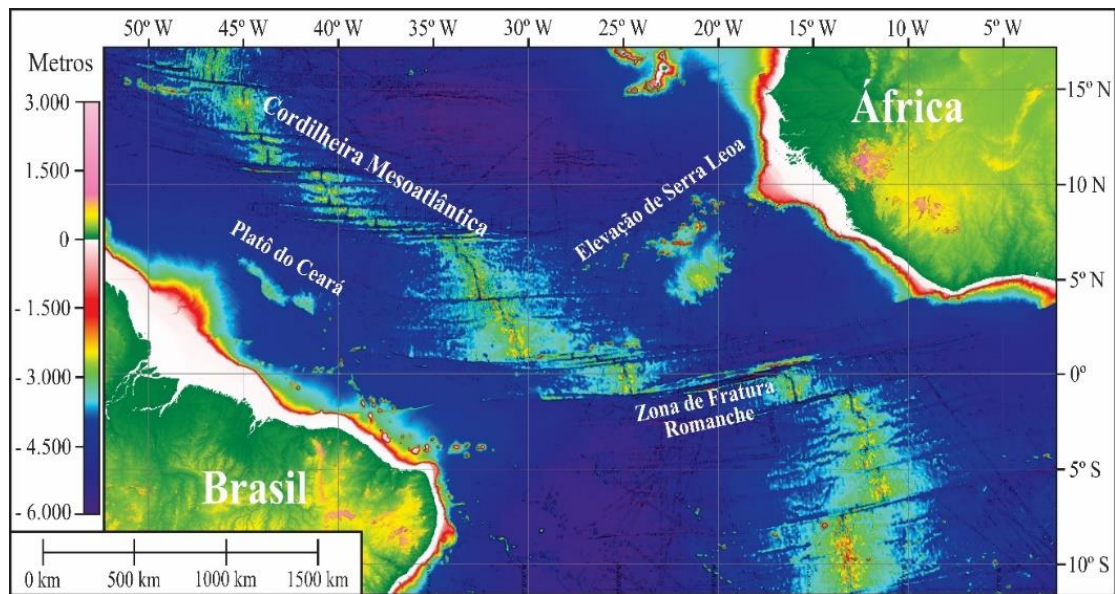


Figura 39: Mapa batimétrico predito GEBCO (2021) do Oceano Atlântico, com as suas principais feições morfológicas.

3.3.2 Gravimetria por Satélite

A gravimetria por satélite foi trabalhada como suporte das interpretações das estruturas regionais, assim a como foi com a batimetria derivada por satélite. Essa ferramenta ganha cada vez mais importância pelo seu avanço tecnológico na aquisição e no processamento das informações, além da gratuidade de acesso aos dados, que podem ser adquiridos, nesse nosso caso pelo serviço do site *Internacional Gravimetric Bureau*, na página *Marine Gravimetric data*. Este serviço permite o acesso a modelos que utilizam os dados dos diversos satélites de aquisição das últimas décadas, sendo o mais recente o WGM2012, cujo lançamento ocorreu em 2012. Foi solicitado no site do “Bureau” os dados da área de pesquisa, figura 40.

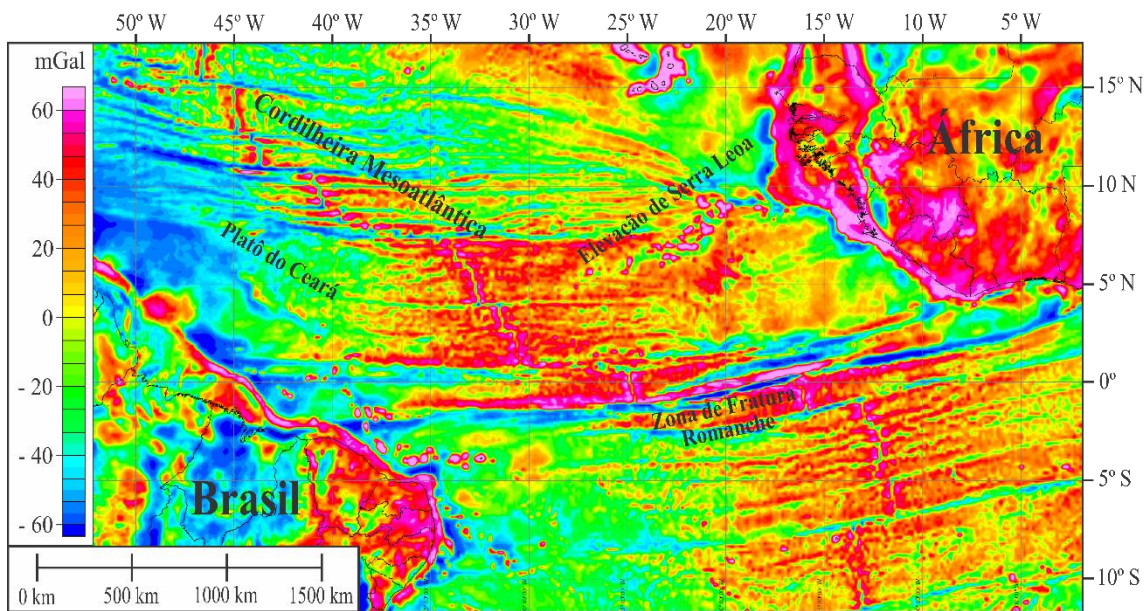


Figura 40: Mapa de Anomalias Gravimétricas do Oceano Atlântico Equatorial (Sandwell et al., 2014), com as suas principais feições morfológicas.

3.3.3 Sismicidade

Assim como os demais dados regionais livres (batimetria e gravimetria), os dos terremotos na área de pesquisa (USGS, 2021) foram compilados para corroborar as interpretações conjuntas dos demais dados regionais e de detalhe. Os pontos focais dos terremotos seguem a linha ativa do eixo de acreção das dorsais oceânicas (Fig. 41) e são importantes para a caracterização de uma estrutura ou morfologia nessa região geológica. Com os dados de sismicidade obtidos no site do Serviço Geológico Americano (USGS, 2021) para os últimos 100 anos, foi possível correlacionar a evolução das atividades sísmicas com os demais dados e morfologias da área de pesquisa do projeto.

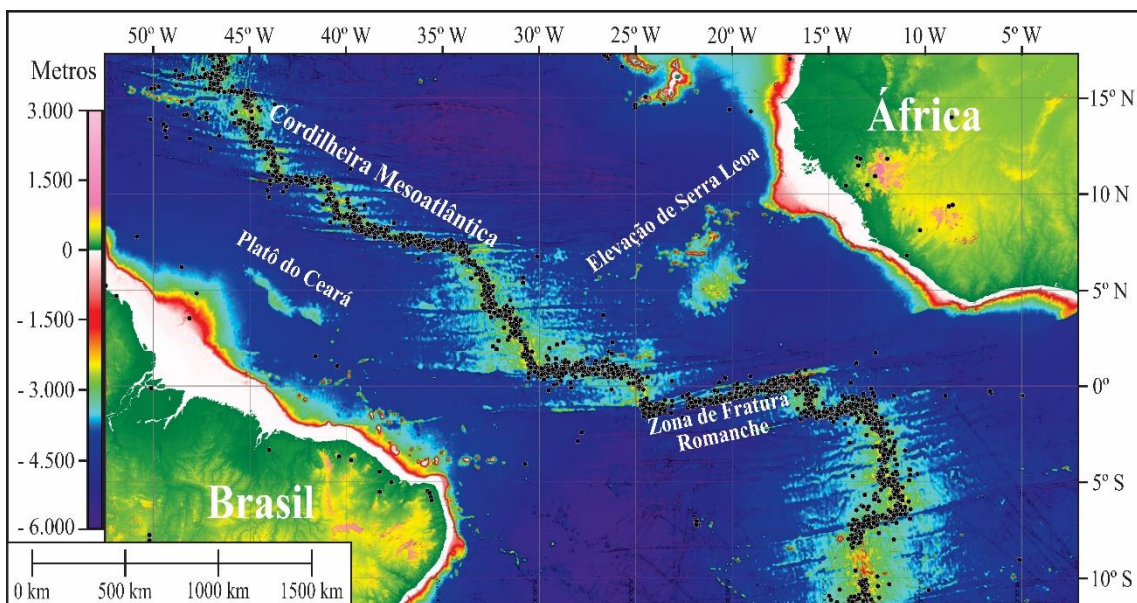


Figura 41: Distribuição dos epicentros dos terremotos dos últimos 100 anos USGS (2021), pontos pretos, sobre o mapa batimétrico predito GEBCO (2021) do Oceano Atlântico.

4. ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO

Significant mantle uplift and exhumation along non-transform discontinuities:

Equatorial Mid-Atlantic Ridge (7° 10' – 0° 50' N)

Heliásio Augusto Simões^{1, 2*}, Moab Praxedes Gomes^{1, 3}, Marcia Maia⁵, Natasha Santos Gomes Stanton⁶, Patrícia Reis Alencar Oliveira^{1, 2} and Hugo Leonardo de Andrade Rocha⁴

1 – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil

2 – Serviço Geológico do Brazil - CPRM, Fortaleza, CE, Brazil

3 – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil

4 – Serviço Geológico do Brazil - CPRM, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

5 – Laboratoire Géosciences Océan, CNRS, Université de Brest, Plouzané, France

6 – Departamento de Oceanografia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, RJ, Brazil

*corresponding author: e-mail address: heliasio.simoies@sgb.gov.br

Abstract

Mantle uplift is a common mechanism in the tectono-magmatic evolution of a new lithosphere creation on slow and ultra-slow spreading oceanic ridges, such as the Equatorial Mid-Atlantic Ridge. A geophysical survey from the Bogdanov Fracture Zone (7° 10' north) to the Saint Paul Fracture Zone (0° 50' north) allowed identifying upper mantle and lower crust rock exposures, the Oceanic Core Complexes, laterally associated with other morpho-structural features. The data set comprises 40,000 km² of high-resolution (100 m/pixel) multi-beam bathymetry and 40,000 km² of high-resolution (1,750 m/pixel) ship gravity data, collected during the years 2012 and 2013. This data set includes 300 seismological records and the free air gravity anomalies derived from satellite altimetry. This is along with the axis ridge segments of the Equatorial Mid-Atlantic, going from the São Paulo Fracture Zone (0° 50' north) to the Bogdanov Fracture Zone (7° 10' north). Five oceanic fracture zones (Bogdanov, Sierra Leone, Strakhov, São Pedro, and São Paulo) and nine non-transform offsets of the ridge segments were mapped. The major morphological patterns associated with the Oceanic Core Complexes are the corrugated massifs, non-corrugated massif, back-tilted ridges that mark detachment breakaways, and detachment morphologies. These features commonly show bathymetric

commonly indicate bathymetric patterns rough parallel to accretion direction, positive Bouguer anomalies, and low seismicity. Twelve Oceanic Core Complexes occur consistently and ramified from ridges in non-transforming discontinuities and asymmetric accretion segments. These mantle outcroppings reveal the low melt supply during the tectono-magmatic evolution of the Mid-Atlantic Ridge.

Keywords: Slow-spreading mid-ocean ridge, multi-beam echosounding, morphostructural mapping, mantle uplift, and oceanic core complexes

1. Introduction

Lower crustal and upper mantle rocks exhumed in context of slow spreading rate, long-lived, large-offset faults, also known as detachment faults (Smith et al., 2014), which may occur anywhere along the length of a ridge segment (Cannat et al., 2006; Smith et al., 2008). The oceanic core complexes (OCCs) are dome-shaped massif outcrops of the lower crust and the upper mantle rocks on the seafloor, at the base walls of very-large-offset low-angle normal faults (MacLeod et al., 2009) and hence the OCCs summits are the shallowest portions of the rift shoulders. First recognized at 30°N in the MAR (Cann et al., 1997), the OCCs have been mapped in several locations and are now considered a fundamental style of seafloor spreading at slow and ultra-slow spreading ridges (Smith et al., 2014). The low-angle detachment faults associated with extensional tectonics promote these structures (MacLeod et al., 2009). As a result, slow-spreading seafloor exposes blocks of lower crust and upper mantle by low-angle faults, comprising ocean core complexes (Cann et al., 1997; Tucholke et al., 1998).

The large-slip, long-term detachment faulting systems are fundamental mechanisms of the crustal accretion in the slow and ultra-slow spreading ridges, which are critical to understanding the development of the Oceanic Core Complexes (Escartin et al. 1., 2017). Tectonic uplift may be associated with low-angle detachment faults in non-transform discontinuities (NTD) in the massifs shape, which is favored by low magmatic supply in segment terminations (Gràcia et al., 2000). The NTDs are second-order discontinuities that segment the spreading center at intervals ranging from 10 to 100 kilometers more often than transform faults. As a result, the NTDs are an important component of the tectonic processes that occur along the MAR (Grindlay & Fox, 1992). NTDs are areas on the ridge axis with a continuous transition of the segments without the presence of the transform fault (TF)

(Sempéré et al., 1993). Off-axis discordant zones are often found next to NTDs, which suggests that they have been there for a long time. The directions of these traces show the offsets moving along the spreading center (Sempéré et al., 1993). In certain instances, the non-systematic terrain patterns that are connected with the off-axis traces provide evidence that the geometries produced at the offsets are not stable over time. They appear to accommodate horizontal shearing stresses over a large region through faulting that is both strike-slip and oblique extensional (Grindlay & Fox, 1992). The NTDs exhibit a wide variety of morpho-tectonic patterns as an evidence that these offsets result from a complex interaction of several factors, including the stress field and the rheology (Sempéré et al., 1993).

The Equatorial Mid-Atlantic Ridge ($7^{\circ} 10'$ to $0^{\circ} 50'$ N) is poorly known. For instance, why along 900 km of the MAR axis, there is only one transform fault studied (TF Strakhov)? The present studies aimed to discuss the development of distinctive features of the ridge segments, newly discovered, based on bathymetric and gravimetric investigations. The data set includes global data of bathymetry, gravimetry, seismicity, and the results from the geophysical cruises on the Equatorial MAR ($7^{\circ}10'$ N - $0^{\circ}50'$ N) carried out by the Geological Survey of Brazil (Fig. 1). The research area extends from Bogdanov Fracture Zone ($7^{\circ} 10'$ N) to Saint Paul Fracture Zone ($0^{\circ} 50'$ N), covering approximately 900 km of the ridge axis. This study aimed to understanding the control and structural pattern of distribution of OCCs in this area and understand their disposition in non-transform discontinuities within the ridge segments surveyed in the Equatorial MAR. Thus, contributing to a better understanding of the morpho-tectonic evolution of this ridge region.

2. Study Area

The Equatorial MAR between the Equator and 15° N was first studied during Russian–Italian expeditions aboard the R/V Akademik Nikolai Strakhov (Mazarovich et al., 2001) (Fig. 1A). The research area is limited to the North by the 450 km long Doldrums multi-fault transform system (Skolotnev et al., 2020), where there are several closely spaced transform faults (Bogdanov, 7.4° N, Vernadsky and Doldrums). The South limit of the study area corresponds to the 630 km long St. Paul transform system, with four transform faults, offsetting three intra-transform ridge segments (Maia et al., 2016), where the Saint Peter and Saint Paul Archipelago emerges approximately 4,000 meters above sea level.

Between these two large transform systems, roughly from $0^{\circ} 50'$ N to $7^{\circ} 10'$ N, the Mid-Atlantic Ridge (MAR) axis is segmented by numerous small displacements. The

research area has four segments, delimited by transform faults (TF) and non-transform discontinuities (NTD), comprising the ridge segments between the Bogdanov FZ to Sierra Leone FZ (7° N Segment), Sierra Leone FZ to Strakhov FZ (5° N Segment), Strakhov FZ to Saint Peter FZ (3° N Segment), and Saint Peter FZ to Saint Paul FZ (2° N Segment) (Figs. 1 and 2). The equatorial segment structure differs from those north and south surrounding segments of the ridge. Only the narrow axial zone of the dorsal segment has a clear spreading. The flanks of the segment have a mosaic-like structure that resembles a plateau rather than a spreading system (Unesco, 1996). Multiple regional faults show a complex geochronology and a varied relationship to other structures in the rift zone (Unesco, 1996), whereas the ridge has an average spreading rate of about 2.5 cm/year (Fujiwara et al., 2003). The axial MAR domain is marked by 3 TFs (Bogdanov, Strakhov, and Saint Paul), and 12 NTDs, which offset the axis by variable lengths (from 2 to 110 km), and along with the axial domain, two detachment faults located close to NTDs were mapped.

3. Materials and Methods

The Geological Survey of Brazil carried out marine geophysical surveys in 2012 and 2013 using the Ocean Stalwart research vessels in the frame of the Equatorial Mid-Atlantic Ridge. Multi-beam bathymetry, acoustic imagery, and gravity data were collected along major features of the MAR (Fig. 1), extending over 30 km on each side of the ridge axis. In addition, the recorded earthquake epicenters (USGS, 2021) in the region, the GEBCO global bathymetric data (2021), and the free-air gravity anomalies derived from satellite altimetry (Sandwell et al., 2014) were incorporated into our dataset (Figs. 1B and 1C). The Global Mapper software was used to visualize the data set, to analyze their morphological patterns and distribution, and to interpret the structures of the ridge segments. The multi-beam echosounder (MBES) Teledyne RESON, model SeaBat 7150, was installed on the ship hull. This system works at a frequency of 12 kHz with up to 880 beams per pulse. The data were stored in raw format *.s7k during acquisition with the PDS 2000 software and gridded at a resolution of 100 x 100 m with the Caris Hips and Sips software. Additionally, global data from GEBCO (2021) integrates the analysis of the regional relief in the study area.

The gravimeter installed onboard was the Air-Sea System II, model S-145 manufactured by Micro-G LaCoste. This model is a spring tension gravity meter, mounted on a dynamically stable platform, which allows its use on ships and airplanes. The data were acquired with a frequency of 1 Hz. The processing removed spurious data and spikes, base transfer, instrumental drift, tidal drift correction, latitude correction, Eötvös correction, and finally obtaining the free-air and Bouguer anomalies (Fig. 1C). The residual isostatic anomaly was calculated by the compensation root Airy model using vertical density contrasts between oceanic crust and upper mantle of 0.4 kg/m^3 , being 2.9 g/cm^3 for oceanic crust and 3.3 g/cm^3 for the upper mantle (Blakely, 1996). The depth of the Mohorovicic discontinuity (about 10 km) and the depth of the base of the isostatic compensation root (between 8 and 9 km) were estimated based on the isostatic model (Simpson et al., 1983). Data were gridded with cell size defined as 1/4 of the acquisition line spacing (6 - 7 km), using the minimum curvature method. The gravimetry data were processed in the Oasis Montaj software (Geosoft, 2008).

Additionally, free air gravity anomalies derived from satellite altimetry (Sandwell et al., 2014) and seismological data (Fig. 1C) were used to support regional interpretations of the main structures and morphologies present in the research area and to understand the continuity of structures that affect the ridge axis morphology. The local distribution of the earthquake records (USGS, 2021) were used to correlate of seismicity with the interpretations of morphological features, especially in the inferences of OCCs, on a regional segment scale.

4. Results

The main results were the divisions and descriptions of the ridge in its fundamental unit of segments. Which made it possible to visualize the distribution of morphological features at the segment scale. The traces of the Transform Faults (TFs), Fracture Zones (FZ), and extensions of Oceanic Core Complexes (OCCs) outside the high-resolution bathymetry data area were interpreted over the predicted bathymetry global data (GEBCO, 2021) (Fig. 2). This allowed verifying the continuity of these tectonic structures, especially the FZs, on the regional scale of segmentation of the ridge. The multi-beam bathymetry data allowed to describe in high spatial resolution the continuities of these structures (Figs. 3 to 10) and the main structures of the dorsal segments.

4.1. Bogdanov FZ to Sierra Leone FZ – 7° N Segment

The 7° N Segment comprises a 110 km long axial domains subdivided by an NTD into two ridge segments (Fig. 3). At the northern boundary of the segment, the Bogdanov transform fault (Figs. 1, 2, and 3) offsets the segment axis to 80 km to the east (Table 1). In the southern limit of the (6° 15' N), another NTO shifts the axis another 50 km to the east (Figs. 1, 2, and 3). It has low seismicity and normal fault traces presenting high reflectance (Fig. 3). Only the 6° 36'N OCC presents a positive Bouguer anomaly (Table 1). Slopes greater than 10° occur in the major normal faults and in the detachment faults (Fig. 3).

The northern ridge segment displays a 35 km long and 5-15 km wide rift valley, with an average water depth of 3,500 m, and the ridge axis has a sinuous shape. Its central part has a 1-4 km wide, 500 m-high axial volcanic ridge (Fig. 3). Three dome-shaped structures named 7° N, 6° 58' N, and 6° 46' N are present in both flanks of the segment, alternately (Fig. 3 and 4). The highest concentration of normal faults is on the northern part of the eastern flank, in the N-S direction (Fig. 3). The northern ridge segment shifts the axis of the dorsal 10 km to the east (Table 1).

The southern ridge segment displays a 70 km long and 5-15 km wide rift valley, with an average water depth of 4,000 m, and an approximate N-S direction. Its central part contains a 1-2 km wide, 200 m-high axial volcanic ridge. Three dome-shaped structures named 6° 46' N OCC, 6° 36' N OCC, and 6° 21' N OCC occur alternately on both flanks of the segment (Fig. 3 and 4). It was also possible to identify six sedimentary small basins in the southern portion of the ridge segment elongated in the NW-SE direction with lengths up to a few tens of kilometers and a few kilometers in width. These basins are related to the axial NTD boundaries of this segment. The ridge axis is displaced 50 km to the east in by the NTD (Fig. 3). The main faults present in this segment have a NW-SE direction near the NTD, with major distribution on the western flank. Both sections of the segment have low seismicity, whereas in the northern portion, at the interception with Bogdanov transform fault, the earthquakes increase (Figs. 1B and 1C). The 7° N OCC has a dome-shaped structure on the eastern and north flank defining a 25 x 12 km-wide corrugated surfaces inside corner south of the Bogdanov TF (Figs. 3 and 4A). This structure is elongated parallelly to the spreading for 25 km, has a width of 12 km, and rises from the bottom of the central rift with relief heights over 2,000 m (Figs. 3 and 4A), with the summit approaching 1,400 m water depth. It also has two extensions in

the ridge form at the south side, with length of approximately 20 km, which probably correspond to the OCC breakaway. It ends in the axial rift valley, in contact with the axial volcanic ridge.

The OCC 6° 58' N is a dome-shaped structure at the junction of the ridge segment and the 6° 50' N-NTD, in the eastern flank of the ridge segment (Figs. 3 and 4B). This structure is elongated parallelly to the axial rift valley by 13 km, has a width of 10 km, and rises from the bottom of the central rift for almost 1,800 m (Figs. 3 and 4B), with the summit at water depths of 1,750 m.

The OCC 6° 46' N is a ridge-shaped structure at the junction of the ridge segment and the 6° 50' N NTD, in the western flank of the ridge segment (Figs. 3 and 4C). This structure is elongated parallelly to the rift valley for 18 km, has a width of 10 km, and rises from the bottom of the central rift for almost 1,000 m, rising from the bottom of the central valley to 2,700 m, does not show large depth gradients.

The 6° 36' N OCC is a ridge-shaped structure of direction NW – SE, located an average of 15 km away from the axial rift valley, in the eastern flank of the dorsal segment (Figs. 3 and 4). This is in an inactive detachment fault related to the NTD. This structure is elongated parallelly to the rift valley for 25 km, has a width of 13 km, and rises from the bottom of the central rift for almost 2,000 m (Figs. 3 and 4D), with the summit reaches 2,000 m water depth.

The 6° 21' N OCC is a dome-shaped structure located at the junction of the ridge segment and the 6° 15' N-NTD, in the eastern flank of the ridge segment, represents an inner corner high (Figs. 3 and 4). This structure is elongated parallel to the rift valley for 15 km, has a width of 10 km, and rises from the bottom of the central rift for over 1,500 m (Figs. 3 and 4), with a summit approaching a water depth of 2,200 m. It also has one extension in the ridge form at the north side, with 25 km in length.

NTDs fragment the AVR and make detachment faults oblique (Figs. 3 and 4). The ridge axis, the axial volcanic ridge, the axial rift valley itself, the normal faults, the nodal basins, and sedimentary basins are all oriented in the NW-SE direction (Fig. 4).

4.2. Sierra Leone FZ to Strakhov FZ – 5° N Segment

The 5° N Segment comprises a 310 km long rift valley subdivided by a six NTD into seven ridge segments with different morphology (Figs. 5 and 6). In the southern part

of the survey area, the Strakhov TF (3° 55' N), shifting the ridge axis 110 km to the east, delimiting the segment to the south. It has low seismicity in the north portion and the normal fault traces presenting high reflectance (Fig. 5). The positive Bouguer anomalies associated with OCCs shift to the northeast. Slopes greater than 10° occur in the main normal faults (Fig. 5).

The first segment is only 12 km long, with an average water depth of 3,750 m. Its central part does not have a rift valley, but a wide axial volcanic ridge (3-4 km) 300 m high. It has the ridge axis in the N-S direction (Figs. 5 and 6) and has low seismicity (Figs. 1 and 5). The normal faults are scarce in this segment.

The rift valley of the second ridge segment is also not apparent. It displays a 28 km long and (7-12) km-wide rift valley, with an average water depth of 4,000 m. It has the ridge axis in the NW-SE direction. It has a 20 km long and 6 km wide sedimentary basin on the east flank in the NW-SE direction. Its central part does not contain an axial volcanic ridge (Figs. 5 and 6). It has an asymmetric accretion by the embedded dome-shaped structure named 6 N, which is 30 km long and 10 km wide, on the east flank with a westward dip under the axial rift valley (Figs. 5 and 6). The normal faults are scarce in this segment. It also has low seismicity (Figs. 1 and 5).

The third segment is only 15 km long (Figs. 5 and 6), with an average water depth of 3,250 m. Its central part does not have a rift valley, but an axial dome 8 km long, 5 km wide, and 400 m high. It has the ridge axis in the NW-SE direction (Figs. 5 and 6) and has low seismicity (Figs. 1 and 5). The normal faults are scarce in this segment.

The fourth segment displays a 28 km long and 12 km wide rift valley (Figs. 5 and 6), with an average water depth of 3,250 m. Its central part contains a wide (2-4 km), 200 m-high axial volcanic ridge. It has the ridge axis in the NW-SE direction and the symmetric accretion is unclear, because of the absence of hills and faults perpendicular to the propagation direction (Figs. 5 and 6). It has high seismicity in the rift valley and east flank (Figs. 1 and 5).

The fifth segment displays a 47 km long and 12 km wide rift valley (Figs. 5 and 6), with an average water depth of 3,500 m. Its central part contains a narrow (1-2 km), 300 m-high axial volcanic ridge. Symmetric accretion is unclear, due to the small number of hills and faults perpendicular to the propagation direction. It has low seismicity (Figs. 1 and 5).

The sixth segment displays a 75 km long and 10 km wide rift valley (Figs. 5 and 6), with an average water depth of 3,750 m. Its central part contains a narrow (1-2

km), 200 m-high axial volcanic ridge. It has the ridge axis in the NW-SE direction and an asymmetric accretion by the embedded dome-shaped structure named 4° 46' N, which is 20 km long and 10 km wide, on the east flank with a westward dip under the axial rift valley (Figs. 5 and 6). It has high seismicity in the south-central portion of the rift valley and eastern flank (Figs. 1 and 5). The normal faults are predominantly in the N-S direction. The seventh segment displays a 62 km long and 8 km wide rift valley (Figs. 5 and 6), with an average water depth of 4,000 m and the ridge axis in the NW-SE direction. Its central part does not contain an axial volcanic ridge. Oceanic fabric typical of volcanic seafloor characterizes both sides of the rift valley, forming hills and faults lineated perpendicular to the spreading direction. It has a symmetric accretion in this segment (Figs. 5 and 6). It has high seismicity in the north-central portion of the rift valley and of the eastern flank (Fig. 1 and 5). The normal faults are predominantly in the N-S direction.

The 6° N OCC is a dome-shaped structure between two NTD (6°15' N and 6° 05' N) in the eastern flank of the dorsal segment (Figs. 5 and 6). This structure is elongated in the NW-SE direction for 30 km, has a width of 12 km, and rises from the bottom of the central rift for over 2,500 m (Figs. 5 and 6), with a summit approaching a depth of 2,000 m.

The 4° 46' N OCC is a dome-shaped structure in the central part of the segment in the eastern flank of the dorsal (Figs. 5 and 6). This structure is elongated in the NE-SW direction for 28 km, has a width of 12 km, and rises from the bottom of the central rift for over 1,500 m (Figs. 5 and 6), with a summit approaching a depth of 2,500 m. It lies between two bathymetric highs, to the south and north on the eastern flank of the segment, where this structure breaks the symmetrical accretion pattern (Figs. 5 and 6).

The main morphologies feature, internal to the axial rift valley of the ridge segments were interpreted with the geophysical data (bathymetric, backscatter, slope, and Bouguer anomaly), (Fig. 5). As the ridge axis, the axial volcanic ridge, the axial rift valley itself, the normal faults, the nodal basins, and sedimented basins. These structures are represented in the segment maps that were generated during this study (Fig. 5).

4.3. Strakhov FZ to Saint Peter FZ – 3° N Segment

The 3° N Segment comprises a 160 km-long rift valley subdivided by two NTD into three segments with same morphology (Figs. 7 and 8). It has low seismicity. High

backscatters are present in the normal faults and in the axial rift valley, (Figs. 7 and 8). The positive Bouguer anomalies are centered in the OCCs. Slopes greater than 10° appear in the main normal faults (Figs. 7 and 8).

The north segment displays a 60 km long and 4-10 km wide rift valley (Figs. 7 and 8), with an average water depth of 3,750 m and the ridge axis in the N-S direction. Its central part contains a narrow (1-2 km), 200 m-high axial volcanic ridge. It has an asymmetric accretion by the embedded dome-shaped structure named $3^\circ 43' N$, which is 20 km long and 10 km wide, on the east flank with a westward dip under the axial rift valley (Figs. 7 and 8). The west flank develops hills and faults perpendicular to the spreading direction. The normal faults are predominantly in the NW-SE direction and low seismicity (Figs. 1 and 7). It has a nodal basin at the northern boundary, at the junction with the Bogdanov ZF (Figs. 7 and 8).

The central segment displays a 30 km long and 6-10 km wide rift valley (Figs. 7 and 8), with an average water depth of 3,500 m and the ridge axis in the NW-SW direction. Its central part contains a narrow and winding (0,8-1,5 km), 200 m-high axial volcanic ridge. It has an asymmetric accretion by the embedded dome-shaped structure named $3^\circ 23' N$, which is 17 km long and 12 km wide, on the east flank with a westward dip under the axial rift valley (Figs. 7 and 8). In the west flank dominates hills and faults perpendicular to the spreading direction, whereas oblique faults occur in the NW-SE direction (Figs. 7 and 8). The area has moderate seismicity (Fig. 1 and 7). The normal faults are predominantly in the NW-SE direction.

The south segment displays a 65 km long and 5-10 km wide rift valley (Figs. 7 and 8) with an average water depth of 3,400 m and the ridge axis in the NW-SW direction. Its central part contains two a narrow (0,8-1,5 km), 250 m-high neovolcanic ridge. An asymmetric accretion develops on the east flank with a westward dip under the axial rift valley. This is the embedded dome-shaped structure named $2^\circ 40' N$, which is 40 km long and 12 km wide (Figs. 7 and 8). In the west flank, the hills and faults, perpendicularly lined to the spreading direction, also shows oblique faults in the NW-SE direction (Figs. 7 and 8). It has high seismicity at the southern end of the rift valley and east flank (Fig. 1 and 7). The normal faults are predominantly in the NW-SE direction.

The $3^\circ 43' N$ OCC is a dome-shaped structure located in the eastern flank of the $3^\circ N$ RS (Figs. 7 and 8). This structure is elongated parallelly to the rift valley for 20 km, has a width of 10 km, and rises from the bottom of the central rift for over 1,500 m (Figs.

7 and 8), with a summit approaching a water depth of 2,000 m. It is 5 km far away from the axial rift valley, in an inactive detachment fault.

The 3° 23' N OCC is a dome-shaped structure between two NTD (3° 30' N and 3° 15' N) in the eastern flank of the dorsal segment (Figs. 7 and 8). This structure is elongated parallelly to the rift valley for 17 km, has a width of 12 km, and rises from the bottom of the central rift for almost 2,000 m (Figs. 7 and 8), with a summit approaching a water depth of 2,000 m, it also has an elongated plateau measuring 8 by 6 km.

The 2° 40' N OCC is a dome-ridge-shaped structure at the ends of the 3° N RS in contact with the Saint. Peter FZ in the eastern flank of the dorsal segment (Figs. 7 and 8). This structure is elongated parallel to the rift valley for 40 km, has a width of 12 km, and rises from the bottom of the central rift for almost 2,000 m (Figs. 7 and 8), with a summit approaching 1,500 m water depth.

The main inner morphological feature within the axial rift valley are the ridge axis, the axial volcanic ridge, the axial rift valley itself, the normal faults, the nodal basins, and sedimentary basins, represented in the segment maps based on bathymetric, backscatter, slope, and Bouguer anomaly data (Figs. 7 and 8).

The 2° N Segment comprises a 220 km-long rift valley subdivided by one NTD into two segments with the same morphology (Figs. 9 and 10). In the St. Peter FZ region (2° 36' N), at the north limit, it has one NTD (Figs. 1, 2, 9, and 10), which shifts the ridge axis 50 km to the east. The last NTD (1° 40' N) shifts the south end of the segment 8 km to the east (Figs. 1, 2, 9, and 10).

The north segment displays a 110 km long and 4-10 km wide rift valley (Figs. 9 and 10), with an average water depth of approximately 3,750 m, and the ridge axis has a sinuous shape in NW-SE direction. Its central area contains a wide (1-3 km), 300 m-high axial volcanic ridge. It has an asymmetric accretion by the embedded dome-shaped structure named 2° 20' N, 30 km long and 10 km wide, on the west flank with an eastward dip under the axial rift valley (Fig. 9). Hills and faults perpendicular to the spreading direction occur in east flank. The nodal basins and sedimentary basins present a NW-SE direction and are at the northern end and central portion of the segment (Figs. 9 and 10). This region has low seismicity (Figs. 1 and 9). The normal faults are in the NW-SE direction.

The south segment displays (in the ship's bathymetry data) a 20 km-long and 8-wide rift valley (Figs. 9 and 10), with an average water depth of 3,400 m and the ridge axis has NW-SE direction. The center of the area does not contain an axial volcanic ridge. It has

an asymmetric accretion by the embedded dome-shaped structure named 1° 36' N, 18 km long, and 12 km wide, on the east flank with a westward dip under the axial rift valley (Figs. 9 and 10). The west flank is characterized by forming hills and faults perpendicular to the spreading direction. The 1° 36' N OCC appears to extend in a southeasterly direction on the satellite-derived bathymetry and gravimetry data (Figs. 1 and 9). It also has low seismicity (Figs. 1 and 9). The normal faults are in the NW-SE direction.

The 2° 20' N OCC is a dome-shaped structure located an average of 10 km away from the axial rift valley, in the inactive detachment fault, in the western flank of the dorsal segment, at the beginning of the segment (Figs. 9 and 10). This structure is elongated parallel to the rift valley for 30 km, has a width of 10 km, and rises from the bottom of the central rift for almost 3,000 m (Figs. 9 and 10), with a summit approaching a depth of 800 m.

The 1° 36' N OCC is a dome-shaped structure that shows the corrugations surface located in the south part of the segment in contact with the 1° 40' N-NTD, representing an inner corner high (Figs. 9 and 10). This structure is elongated parallel to the rift valley for 18 km, has a width of 12 km, and rises from the bottom of the central rift for almost 2,500 m (Figs. 9 and 10), with a summit approaching a depth of 2,000 m. This structure appears to extend for another 30 km in the NW-SE direction on the GEBCO (2021) bathymetry data (Fig. 9).

The main morphologies feature internal to the axial rift valley of the ridge segments were interpreted with the geophysical data (bathymetric, backscatter, slope, and Bouguer anomaly) (Figs. 9 and 10). As the ridge axis, the axial volcanic ridge, the axial rift valley itself, the normal faults, the nodal basins, and sedimented basins These structures are represented in the segment maps that were generated during this study (Figs. 9 and 10).

5. Discussions

5.1. Ridge Segmentation

The four ridge segments, the 7° N Segment, the 5° N Segment, the 3° N Segment, and the 2° N Segment (Figs. 1 and 2), are segmented by FZs and NTDs. As described by Sempéré (1990), the northern portion of MAR is predominantly segmented by NTD (Fig.

2). The morpho-structural features of the oceanic crust relate strongly to the ridge segmentation (Escartin, 1996). The ridge segmentations between Bogdanov FZ and Saint Paul FZ are limited by small displacements (3 to 15 km), with displacements more significant than 50 km being rare (Figs. 2 to 10). The 7° N and 2° N segments have low seismicity (Figs. 3 and 9), possibly related to a greater tectonic activity in this ridge region, which may infer a more significant influence of tectonic movements in the NTDs. Positive Bouguer anomalies also follow the alignment orientation of structures in the NW-SE direction, especially the 7° N segment (Fig. 3).

The 7° N Segment (7° 15' N – 6° 15' N) is subdivided by an NTD into two ridge segments. At the northern boundary of the segment, the Bogdanov transform fault offsets the segment axis to 80 km to the east. In the southern limit of the (6° 15' N), another NTO shifts the axis another 50 km to the east. It has low seismicity and the positive Bouguer anomalies represent the inner corner heights. As described by Sokolov (2020), positive anomalies are predominantly on inner corner highs, especially those with corrugated surfaces. As described by Mazarovich (2001), this area has northwest-trending valleys, ridges, and elongated mountains, seems to be a tectonic active zone of the same trend. All the morpho-structures of this segment are aligned with the NW-SE trend. In this way, the rotation of detachment faults and the exhumation of OCCs would also be correlated.

The 5° N Segment (6° 15' N - 3° 50' N) is subdivided by a six NTD into seven ridge segments with different morphology. In the southern part of the survey area, the Strakhov TF (3° 55' N), shifting the ridge axis 110 km to the east, delimiting the segment to the south. As described by Mazarovich (2001), the rift valley has a south–north orientation, a width of approximately 10 kilometers, and several earthquake epicenters (5° 05' N – 3° 50' N). The south–north rift mountains turn northwest at 5° N and the seismic activity also reduces. The south-central part of this segment is the least affected by the NW-SE fault trend, being the area with the lowest exhumation of deep rocks, with only the 6°N and 4° 46' N OCCs.

The 3° N Segment (4° N - 2° 35' N) is subdivided by two NTD into three segments with same morphology. The positive Bouguer anomalies are centered in the OCCs. There is a decrease in earthquake epicenters, especially on the eastern flank. The alignment of the morpho-structures with the NW-SE trend seems to rise detachment faults and, consequently, the OCCs.

The 2° N Segment (2° 35' – 1° 33' N) is subdivided by one NTD into two segments with the same morphology. In the St. Peter FZ region (2° 36' N), at the north limit, it has

one NTD, which shifts the ridge axis 50 km to the east. The last NTD (1° 40' N) shifts the south end of the segment 8 km to the east. The positive Bouguer anomalies are centered in the OCCs, and it is low seismicity. Similarly, the alignment of the morphostructures with the NW-SE trend rise to detachment faults and OCCs.

5.2. Non-Transform Discontinuity

In the survey area, non-transforming discontinuities (NTDs) are the main segment boundaries (Figs. 2 to 10). Only the northern limit of the 7° N Segment (Bogdanov FZ) and the limit between of the 5° N and 3° N (Strakhov FZ) show the transform faults as a limit of segment. The segment subdivisions are given by NTDs (Figs. 2 to 10). Unlike what was described by Mazarovich (2001) in the Doldrums multi-fault transform system and what was described by Sokolov (2016) in the Saint Paul multi-fault transform system. The FZs and the system of northwest-trending faults in the Central Atlantic seem to influence the development of NTDs within the ridge segments, as described by Mazarovich (2001). The projection of the FZs in the ridge segments generates NTDs and where the rift valley aligns northwesterly, these characteristics are noticeable in the rift valley and the elongated sedimentary basins (Figs. 2 to 10). This structuring is representative, especially in the 7° and 3° N segments (Figs. 4 and 8), between the Bogdanov to Sierra Leone ZFs and Strakhov to São Pedro FZs, respectively. The region studied presents its tectonic displacements of the ridge limit segments, preferably by NTDs, as a described in table 1 and figures 2 to 10. The NTDs are preferentially oblique to the ridge accretion axis (Figs. 2 to 10).

5.3. Oceanic Core Complexes and Oceanic Detachment Faults

In the survey area, twelve OCCs and its detachment faults were inferred, with 9 OCCs on the eastern flank and three on the western flank of the ridge segments (Figs. 2 to 10, and Table 2). All OCCs and the detachment faults on the western flank are active structures, starting in the axial valley (Figs. 2 to 10, and Table 2). Three OCCs and its detachment faults are inactive structures, starting 5 to 15 km away from the axial valley (Figs. 4, 8, 10, and Table 2), with two OCCs on the eastern flank (6° 36' N OCC and 3° 43' N OCC) and one on the western flank (2° 20' N OCC) of the ridge segments (Figs. 2 to 10 and Table 2). The Rainbow hydrothermal field (Gàrcia et al., 2000), at 36°15' N in

the MAR, has similar pattern to the detachment faults in the research area which are related to NTDs and force the rise of the Oceanic Core Complexes over the seafloor. As described between 13°14' N and 13°54' N segments (Macdonald, 2009), the OCCs inferred in the survey area are in different stages of the tectono-magmatic cycle (Figs. 2 to 10). The detachment faults are preferentially oblique to the ridge accretion axis, with this structuring also recorded in the NW-SE direction of the length alignment of the inferred OCCs, especially those on the eastern flank of the segments (Figs. 2 to 10, Tab. 2).

5.4. Oblique Slip Fault

Oblique faults in the NW-SE direction are observed in the four mapped dorsal segments (7° N Segment, 5° N Segment, 3° N Segment, and 2° N Segment). These features were hardly traced on the GEBCO global data (Fig. 2) and in previous studies (CITAÇÖES), whereas, based on the high-resolution bathymetric survey, the oblique faults were found along inner rift valleys, transform faults, and basins (Figs. 2 to 10). The faults are noticeable even at the bottom of the rift valley, except in the axial neovolcanic ridge. This NW-SE trend direction of faults is associated with the delimitations of the segments, where there is over 50 km of displacements correlated with NTDs. These faults also seem to be related to the origin of detachment faults, a consequence of OCCs. Thus, the morphological aspect of the equatorial mid-Atlantic ridge is closely linked to the NW-SE trend of faults that generate zones of weakness in the oceanic crust, where they shape and delimit the segments and generate detachment faults, allowing the exhumation of mantle rocks.

5.5. Gravity Bouguer Anomalies

Positive Bouguer anomalies (> 30 mgal) are preferentially centered on the eastern flank of the ridge (Figs. 3, 5, 7, and 9), aligned in the same direction as the oblique faults (NW-SE). Negative Bouguer anomalies (< -15 mgal) are centered and aligned to the axial rift valley (Figs. 3, 5, 7, and 9), concordant with the accretion axis of the ridge. The positive anomalies are predominantly on inner corner highs, especially those with corrugated surfaces. This pattern is common associated to OCCs as described by Sokolov

(2020). Indicating that high-density, deep-seated rocks are exhumed in oceanic core complexes. Lower density rocks are centered in the axial rift valley.

5.6. Seismicity

Low seismicity is observed in the region of the 7° N segment and in the northern section of the 5° N segment and in the 2° N segment. High seismicity is observed in the central area of the research area, in the 5° N and 3° N segments. In general, according to Sokolov (2020), the seismic activity follows the typical distribution of slow spreading ridges, with earthquake epicenters localized along parts of the mid-ocean ridge and transform faults, as observed in the present study (Figs. 3, 5, 7, and 9). The low seismicity of the 7° N segment, from the initial part of the 5° N segment and the 2° N segment, are correlated with occurrences of OCCs, thus suggesting a tectonically active region.

6. Conclusions

Multi-beam surveys allowed bathymetric mapping and topographic analysis of the ocean floor. In this study between the Bogdanov FZ and Saint Paul FZ were mapped the main morpho-structural features. The systematic geomorphological analysis and geological interpretation of multi-beam based on ships and their byproducts (backscatter and slope) enabled the production of a morpho-structural map of the segments of the Equatorial MAR and its displacements.

The normal faults amplitude varies significantly throughout the dataset, with good relation to its locations. They are preferably located in the symmetrical accretion zones. There are asymmetries in the accretion flanks in most of the research areas, with the exposure of OCCs by the detachment faults. Although only a few transform faults occur, the axial volcanic ridge is shifted several times by non-transform offsets. Uplifting mantle rocks by OCCs is a prevalent mechanism for accretion in this part of the equatorial MAR (7° 10' – 0° 50' N). This mechanism provides a greater general elevation in this section of the ridge with the embedded rocks from the lower crust/upper mantle. The OCCs are generally found on ridge sections characterized by lower-than-average seismicity rates. Nine OCCs occur on the east flank of the ridge and tree on the west flank, suggesting a morpho-structural evolution distinct from each other flank. Therefore, the east flank

would have a smaller magmatic input, favoring the asymmetrical accretion of this dorsal region. The geology and morphology of the equatorial MAR segments are controlled by NTD-related dynamics, between 7° 10' N and 0° 50' N. Most displacements in the rift valley are NTD controlled.

Acknowledgments

This is a contribution to the project Prospecting and Exploration Project for Polymetallic Sulphides in the Mid-Atlantic Ridge (CPRM). Funds for this research were provided by Geological Survey of Brazil (CPRM). We extend special thanks to the crew of the Ocean Stalwart Research Vessels and the PPGG/UFRN for the academic and scientific infrastructure support. Thanks are due to the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for the fellowships to MPG (302483/2019-5).

References

- Bjørnø, L. (2017). Sonar Systems. In *Applied Underwater Acoustics: Leif Bjørnø*.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811240-3.00010-2>
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- Buchanan, J., L., G., R. P., Wirgin A., & & Xu, Y. S. (2004). Marine Acoustics - Direct and Inverse Problems. In *SIAM*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-95615-7>
- Buck, W. R., Lavier, L. L., & Poliakov, A. N. B. (2005). Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434(7034), 719–723. <https://doi.org/10.1038/nature03358>
- Cann, J. ~R., Blackman, D. ~K., Smith, D. ~K., McAllister, E., Janssen, B., Mello, S., ... Escartin, J. (1997). Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge. *\nat*, 385(6614), 329–332. <https://doi.org/10.1038/385329a0>
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., ... Baala, M. (2006). Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, 34(7), 605–608. <https://doi.org/10.1130/G22486.1>

- Carbotte, S. M., Smith, D. K., Cannat, M., & Klein, E. M. (2015). Tectonic and magmatic segmentation of the Global Ocean Ridge System: a synthesis of observations. 69 *Geological Society, London, Special Publications*, 420(1), 249 LP – 295. <https://doi.org/10.1144/SP420.5>
- Dannowski, A., Morgan, J. P., Grevemeyer, I., & Ranero, C. R. (2018). Enhanced Mantle Upwelling/Melting Caused Segment Propagation, Oceanic Core Complex Die Off, and the Death of a Transform Fault: The Mid-Atlantic Ridge at 21.5°N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 941–956. <https://doi.org/10.1002/2017JB014273>
- Equatorial. (1996). Equatorial Segment of the Mid-Atlantic Ridge. *Science And Technology*.
- Escartín, J., Mével, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., ... Garcia, R. (2017). Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20'N and 13°30'N, Mid Atlantic Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4), 1451–1482. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2016GC006775>
- Escartin, J. E. (1996). *Ridge segmentation, tectonic evolution and rheology of slow-spreading oceanic crust*. Retrieved from <https://darchive.mblwhoilibrary.org/handle/1912/1939>
- Fujiwara, T., Lin, J., Matsumoto, T., Kelemen, P. B., Tucholke, B. E., & Casey, J. F. (2003). Crustal evolution of the mid-atlantic ridge near the fifteen-twenty fracture zone in the last 5 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2002GC000364>
- GEBCO. (2021). Gridded Bathymetry Data. <https://doi.org/10.5285/c6612cbe-50b3-0cff-e053-6c86abc09f8f>
- Gràcia, E., Charlou, J. L., Radford-Knoery, J., & Parson, L. M. (2000). Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38°N-34°N): Ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents. *Earth and Planetary Science Letters*, 177(1–2), 89–103. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00034-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00034-0)
- Grindlay, N. R., & Fox, P. J. (1992). Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25° - 27°30'S) from Sea Beam and magnetic data. *Journal of Geophysical Research*, 97(B5), 6983–7010. <https://doi.org/10.1029/91JB02981>
- Harris, P. T. (2012). Seafloor Geomorphology-Coast, Shelf, and Abyss. In *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat* (pp. 109–155). <https://doi.org/10.1016/B978-0->

12-385140-6.00006-2

- Klischies, M., Petersen, S., & Devey, C. W. (2019). Geological mapping of the Menez Gwen segment at 37°50'N on the Mid-Atlantic Ridge: Implications for accretion mechanisms and associated hydrothermal activity at slow-spreading mid-ocean ridges. *Marine Geology*, 412(January), 107–122. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.03.012>
- Macdonald, K. C., Scheirer, D. S., & Carbotte, S. M. (1991). Mid-ocean ridges: discontinuities, segments and giant cracks. *Science (New York, N.Y.)*, 253(5023), 986–994. <https://doi.org/10.1126/science.253.5023.986>
- MacLeod, C. J., Searle, R. C., Murton, B. J., Casey, J. F., Mallows, C., Unsworth, S. C., ... Harris, M. (2009). Life cycle of oceanic core complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3–4), 333–344. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.016>
- Maia, M., Sichel, S., Briais, A., Brunelli, D., Ligi, M., Ferreira, N., ... Oliveira, P. (2016). Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. *Nature Geoscience*, 9(8), 619–623. <https://doi.org/10.1038/ngeo2759>
- Mazarovich, A. O., Sokolov, S. Y., Turko, N. N., & Dobrolyubova, K. O. (2001). Seafloor topography and structure of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge between 5° and 7°18'N. *Russian Journal of Earth Sciences*, 3(5), 353–370. <https://doi.org/10.2205/2001ES000071>
- Medwin, H., Clay, C. S., & Stanton, T. K. (1998). Fundamentals of Acoustical Oceanography. In *The Journal of the Acoustical Society of America* (Vol. 105). <https://doi.org/10.1121/1.426950>
- Mello, S. L. M., & Quental, S. H. A. J. (2001). Depósitos de sulfetos metálicos no fundo dos oceanos. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3), 411–430. <https://doi.org/10.1590/s0102-261x2000000300014>
- Menard, H. W. (1967). Extension of northeastern-Pacific fracture zones. *Science*, 155(3758), 72–74. <https://doi.org/10.1126/science.155.3758.72>
- Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 73(6), 1959–1982. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB073i006p01959>
- Odom, R. I. (2003). An Introduction to Underwater Acoustics. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 115(2), 443–443. <https://doi.org/10.1121/1.1639324>
- Pomerol, C., Lagabriele, Y., Renard, M., & Guilot, S. (2013). *Principios de geologia [recurso eletrônico] : técnicas, modelos e teorias* (14a). Retrieved from

- https://play.google.com/books/reader?id=4Q8oNHt-_mkC&pg=GBS.PR1
- Richardson, M. D., & Jackson, D. R. (2017). The Seafloor. In *Applied Underwater Acoustics: Leif Bjørnø*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811240-3.00008-4>
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, *346*(6205), 65–67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>
- Sandwell, D. T., & Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, *102*(B5), 10039–10054. <https://doi.org/10.1029/96JB03223>
- Sanfilippo, A., Dick, H. J. B., Marschall, H. R., Lissenberg, C. J., & Urann, B. (2019). Emplacement and High-Temperature Evolution of Gabbros of the 16.5°N Oceanic Core Complexes (Mid-Atlantic Ridge): Insights Into the Compositional Variability of the Lower Oceanic Crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *20*(1), 46–66. <https://doi.org/10.1029/2018GC007512>
- Schultz, R. A. (2019). *Geologic Fracture Mechanics*. [https://doi.org/DOI: 7110.1017/9781316996737](https://doi.org/DOI:7110.1017/9781316996737)
- SeaBeam, L.-3. (2000). Multibeam Sonar Theory of Operation L-3 Communications SeaBeam Instruments. *L-3 Communications SeaBeam*, 107.
- Sempéré, J.-C., Purdy, G. M., & Schouten, H. (1990). Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24° N and 30°40' N. *Nature*, *344*(6265), 427–431. <https://doi.org/10.1038/344427a0>
- Sempéré, J.-C., Lin, J., Brown, H. S., Schouten, H., & Purdy, G. M. (1993). Segmentation and morphotectonic variations along a slow-spreading center: The Mid-Atlantic Ridge (24°00' N– 30°40' N). *Marine Geophysical Researches*, *15*(3), 153–200. <https://doi.org/10.1007/BF01204232>
- Simpson, R. W., Jachens, R. C., & Blakely, R. J. (1983). AIRYROOT; a Fortran program for calculating the gravitational attraction of an Airy isostatic root out to 166.7 km. In *Open-File Report*. <https://doi.org/10.3133/ofr83883>
- Sokolov, S. Y., Zaraiskaya, Y. A., Mazarovich, A. O., Efimov, V. N., & Sokolov, N. S. (2016). Spatial instability of the rift in the St. Paul multifault transform fracture system, Atlantic Ocean. *Geotectonics*, *50*(3), 223–237. <https://doi.org/10.1134/S0016852116030110>
- Skolotnev, S. G., Sanfilippo, A., Alexander Peyve, A., Muccini, F., Sokolov, S. Y., Sani, C., ... Ligi, M. (2020). Large-scale structure of the doldrums multi-fault transform

- system (7-8on equatorial atlantic): Preliminary results from the 45th expedition of the R/V A.N. strakhov. *Ofioliti*, 45(1), 25–41. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v45i1.531>
- Somoza, L., Medialdea, T., González, F. J., Machancoses, S., Candón, J. A., Cid, C., ... Madureira, P. (2021). High-resolution multibeam bathymetry of the northern Mid-Atlantic Ridge at 45–46° N: the Moytirra hydrothermal field. *Journal of Maps*, 17(2), 184–196. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1898485>
- Small, C. (1994). A global analysis of mid-ocean ridge axial topography. *Geophysical Journal International*, 116(1), 64–84. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb02128.x>
- Smith, D. K., Escartín, J., Schouten, H., & Cann, J. R. (2008). Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13°-15°N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3). <https://doi.org/10.1029/2007GC001699>
- Smith, D. K., Schouten, H., Dick, H. J. B., Cann, J. R., Salters, V., Marschall, H. R., ... Curry, S. (2014). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 4692–4711. <https://doi.org/10.1002/2014GC005563>.Received
- United States Geological Survey. (2021). Earthquakes. Retrieved October 12, 2021, from Earthquakes website: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>
- Wille, P. C. (2005). Sound images of the ocean in research and monitoring. In *Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring*. <https://doi.org/10.1007/3-540-27910-5>
- Wilson, J. T. (1965). A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. *Nature*, 207(4995), 343–347. <https://doi.org/10.1038/207343a0>
- Wilson, M. (1989). a Global Tectonic Approach Igneous. In *Springer* (Vol. 53).

Figures:

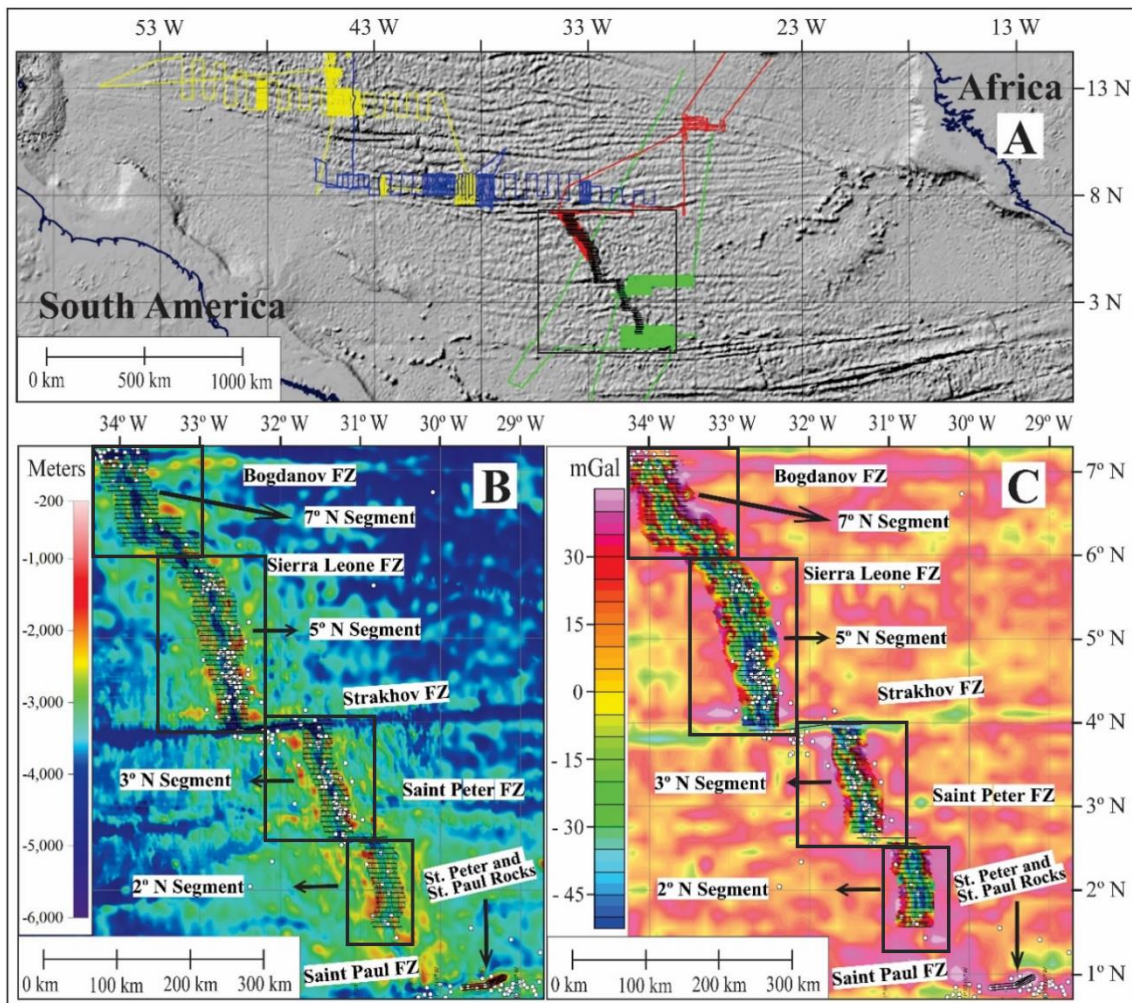


Figure 1 – A) Russian and Russian – Italian scientific expeditions on MAR: Cruises 6 (shown in yellow), 9 (blue), 12 (green), and 22 (red) of the R/V Akademik Nikolay Strakhov (adapted from Mazarovich et al., (2001)). The research area of the Geological Survey of Brazil cruises is demarcated in the black lines and in the black rectangle near 33°W and 4°N. B) Map of the high-resolutions bathymetric survey (black lines) and the regional features from of regional bathymetry, GEBCO (2021). The white dots are the distribution of earthquake epicenters USGS (2021). C) Bouguer anomaly map of the survey area overlaid on regional free air gravity anomalies derived from satellite altimetry (Sandwell et al., 2014). The white dots are the distribution of earthquake epicenters USGS (2021).

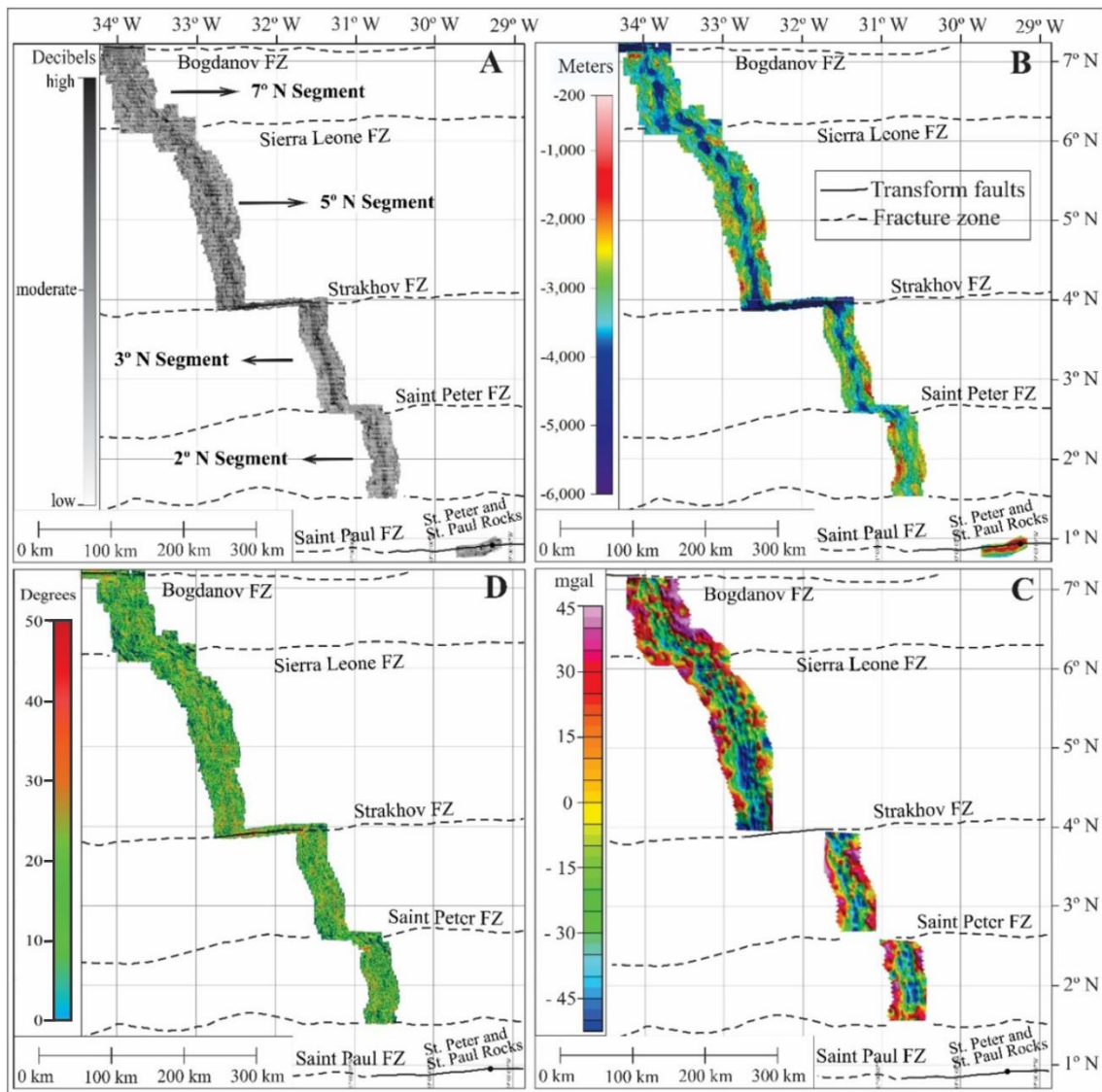


Figure 2 – Geophysical maps of the ridge segments between Saint Peter Fracture Zone and Bogdanov Fracture Zone. A) Map of acoustic backscatter intensity of the of the sea floor, B) High-resolutions bathymetric map, C) Slope map and, D) Bouguer anomaly map of the study area.

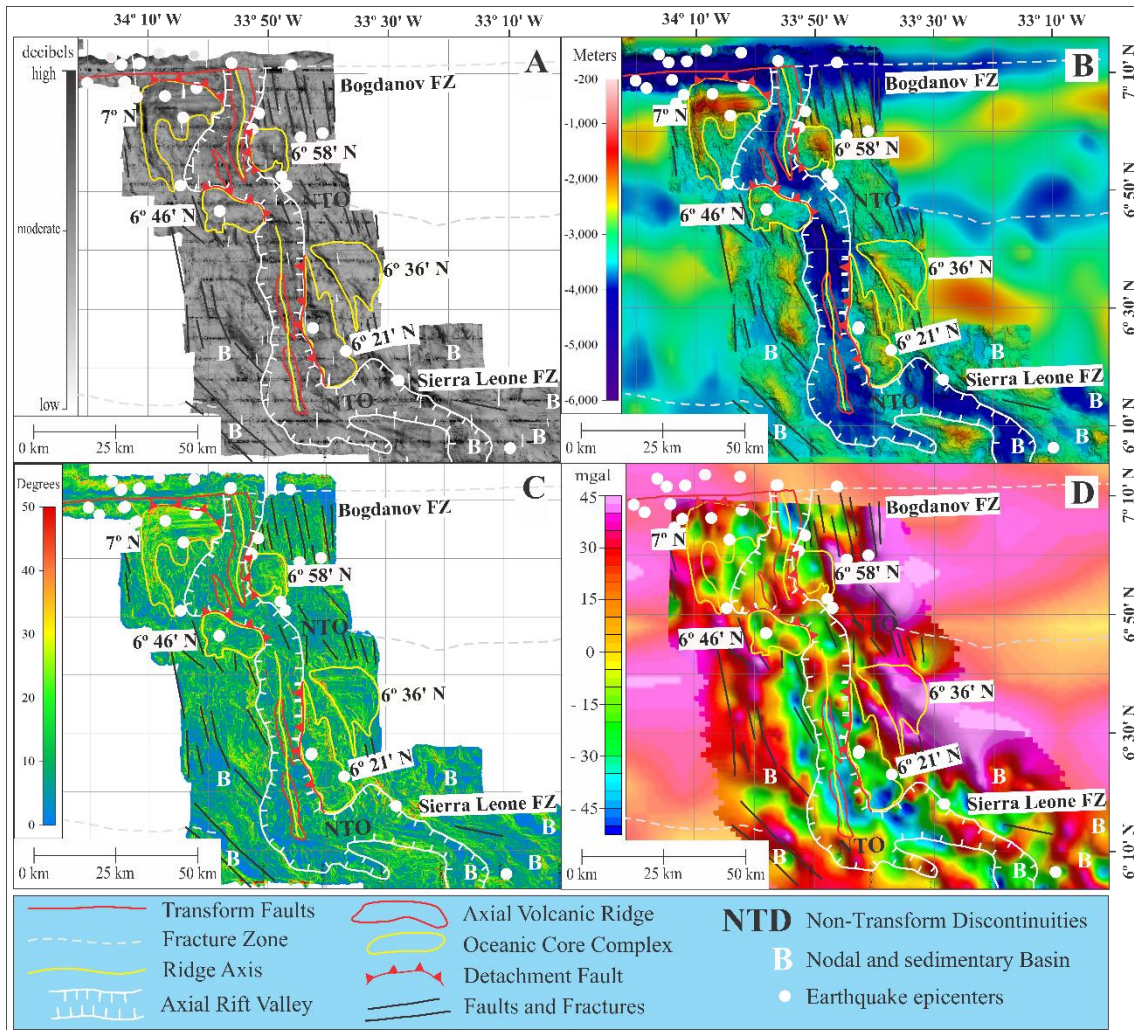


Figure 3 – Geophysical maps of the 7° N ridge segment between Bogdanov FZ to Sierra Leone FZ A) Map of acoustic backscatter intensity of the sea floor, B) high-resolutions bathymetry map, C) slope map, and D) Bouguer anomaly map. All maps with the distribution of earthquake epicenters (white dots) USGS (2021).

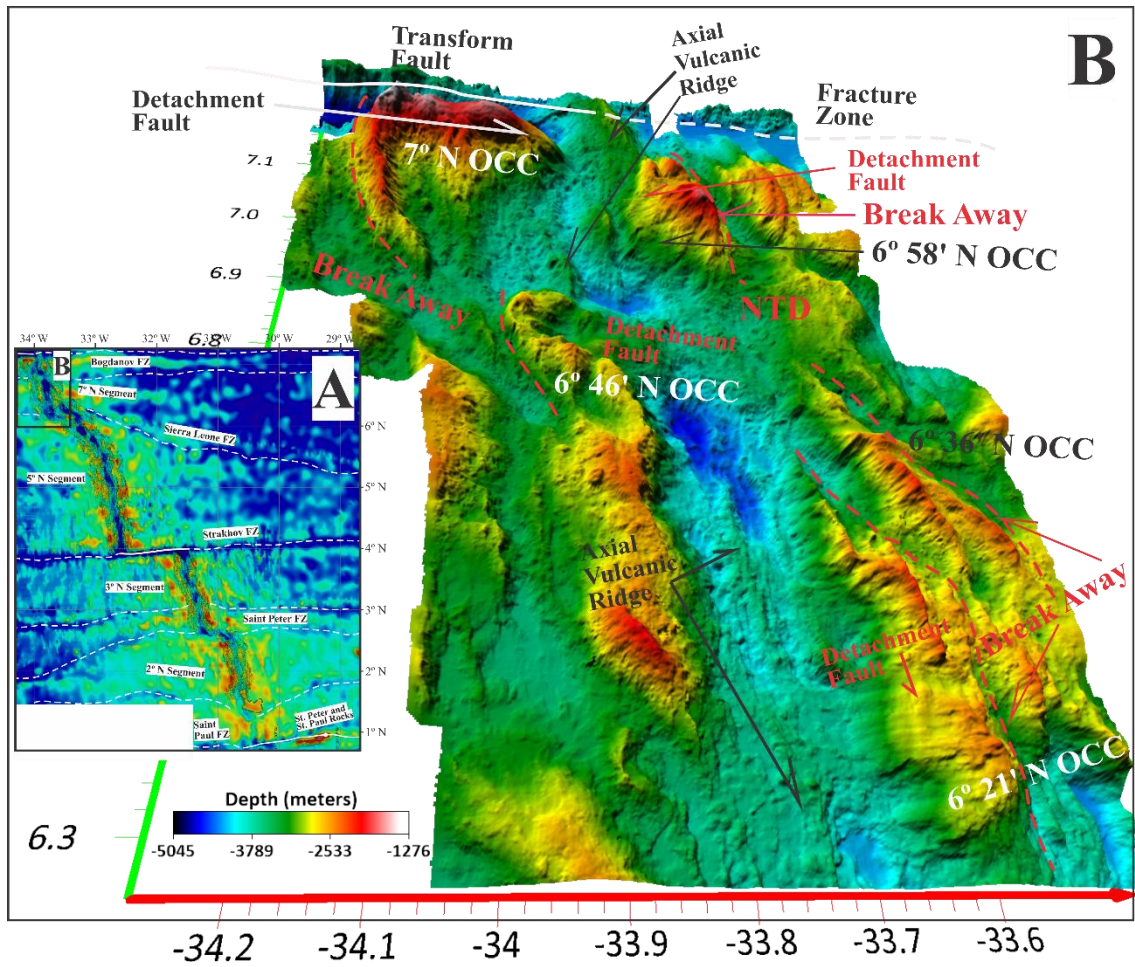


Figure 4 – 3D view, with 3 times vertical exaggeration of the 7° N segment.

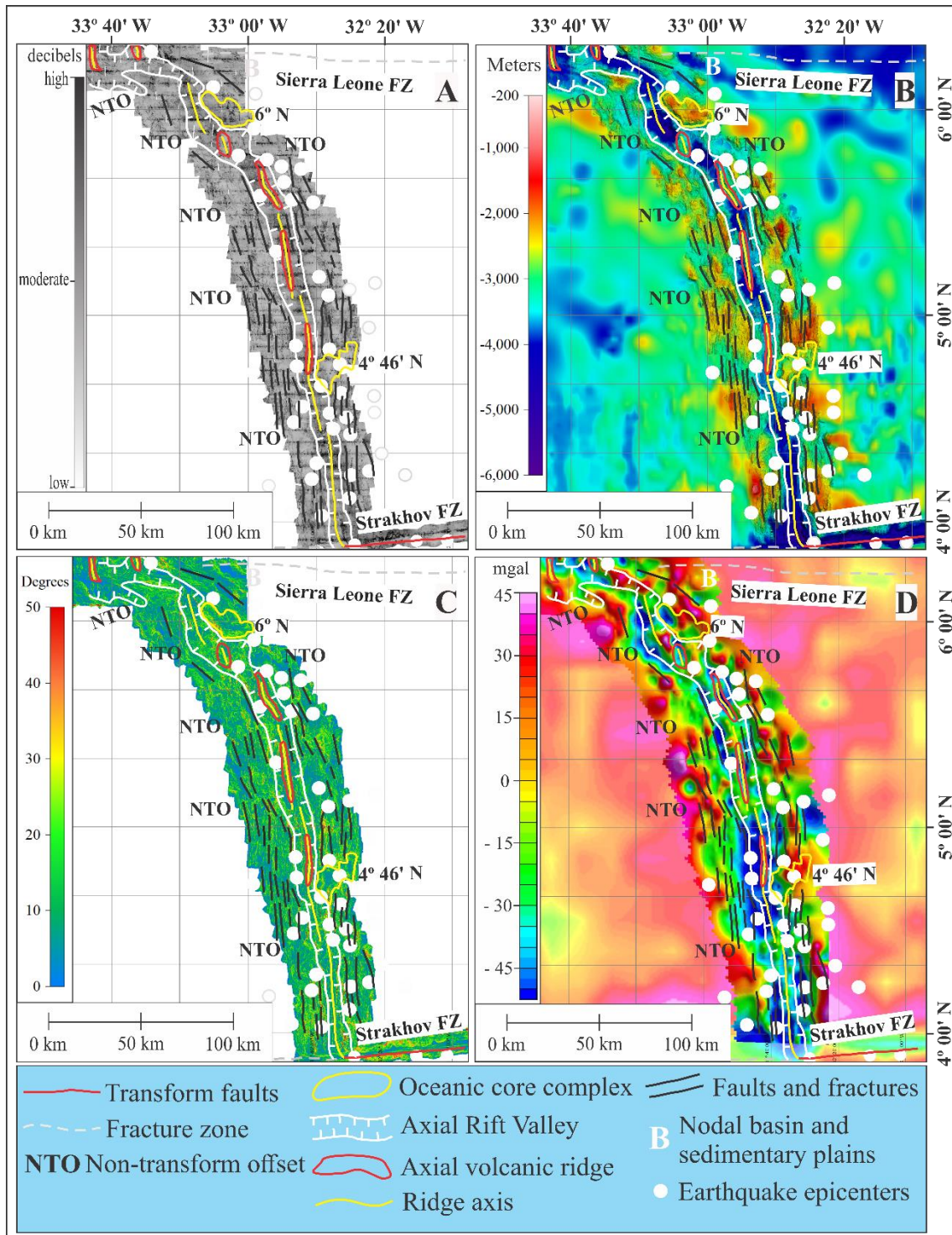


Figure 5 – Geophysical maps of the 5° N ridge segment between Sierra Leone FZ to Strakhov FZ A) Map of acoustic backscatter intensity of the sea floor, B) high-resolutions bathymetry map, C) slope map and, D) Bouguer anomaly map. All maps with the distribution of earthquake epicenters (white dots) USGS (2021).

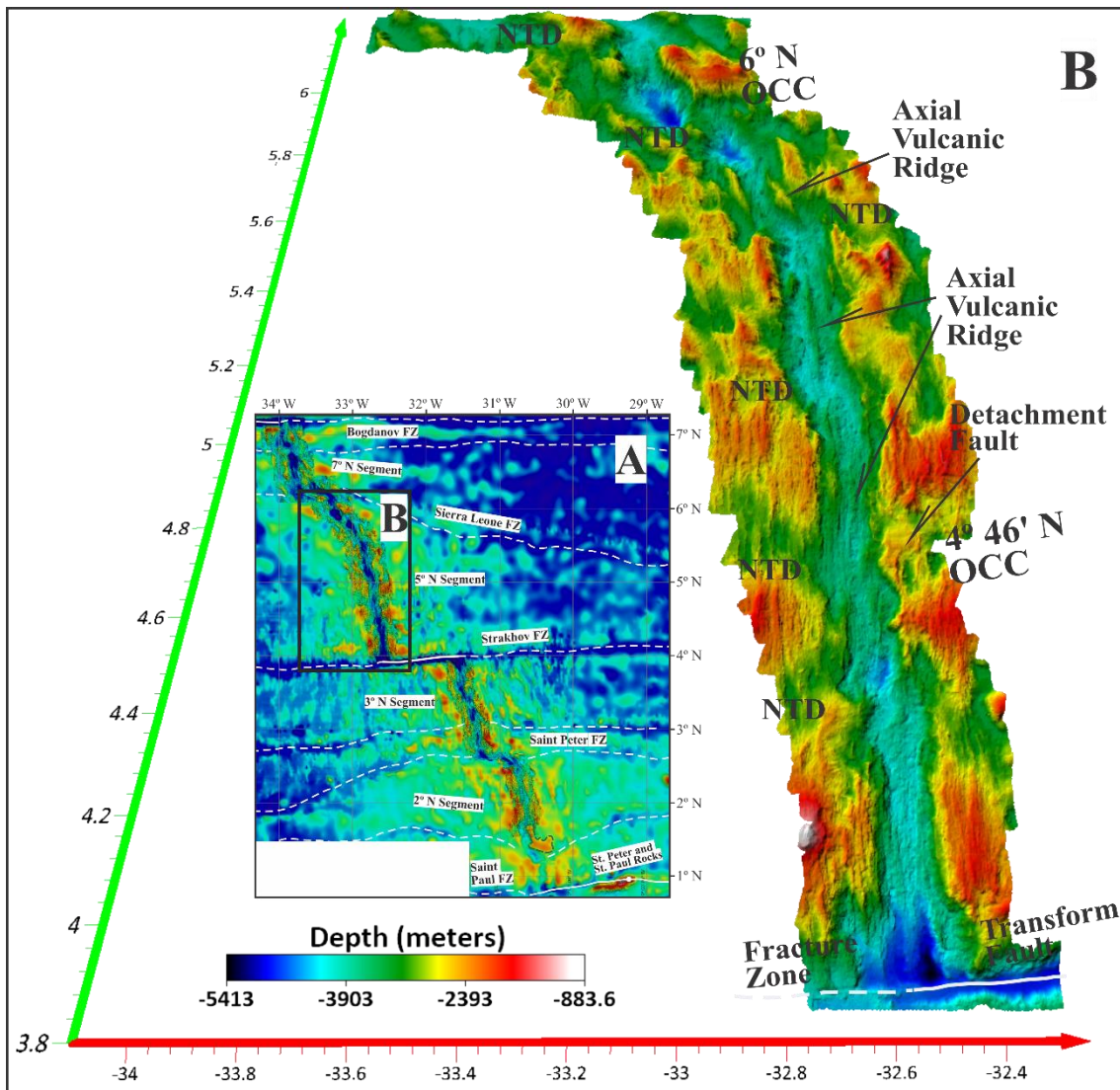


Figure 6 – 3D view, with 3 times vertical exaggeration of the 5° N segment.

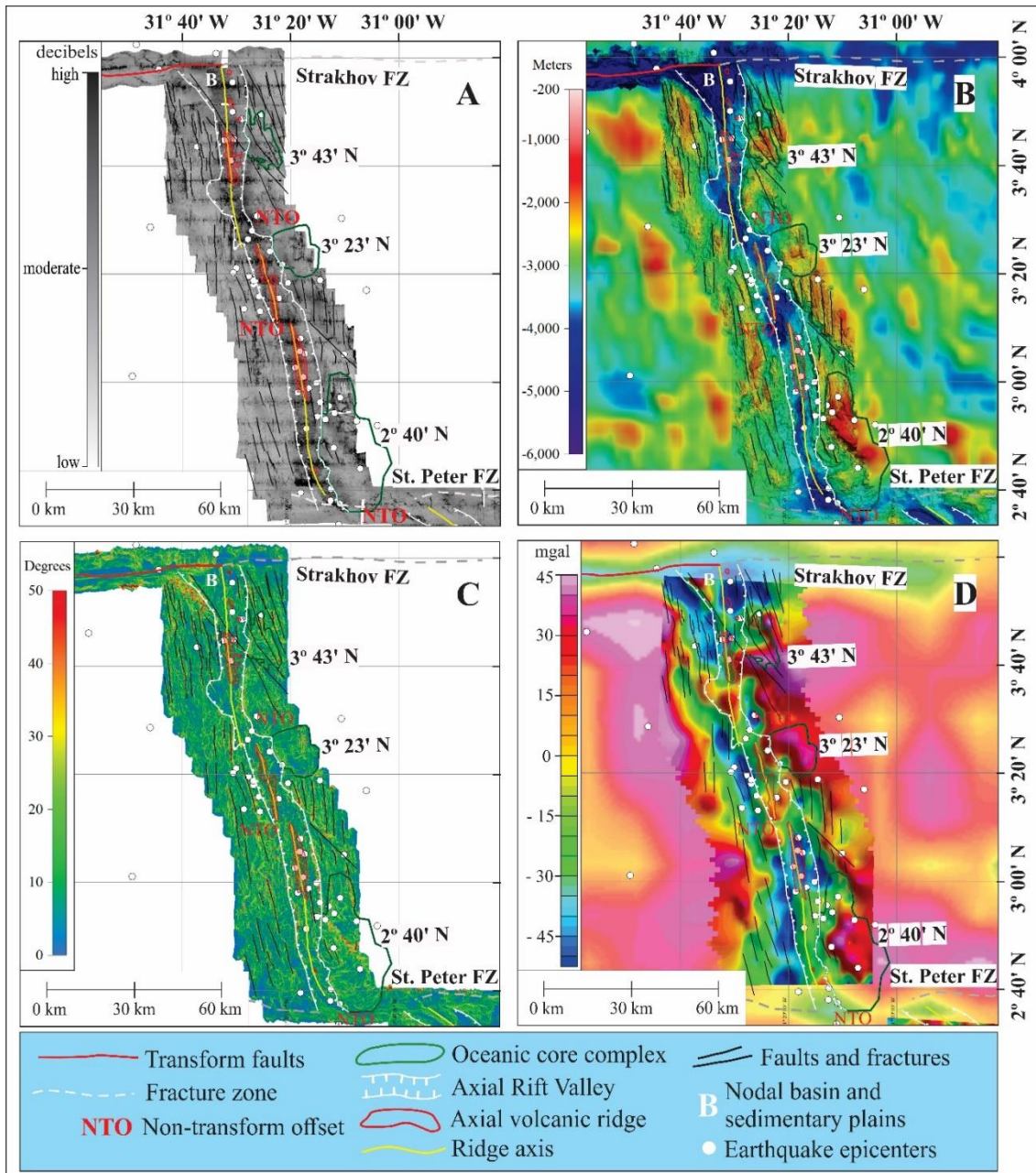


Figure 7 – Geophysical maps of the 3° N ridge segment between Bogdanov FZ to Sierra Leone FZ A) Map of acoustic backscatter intensity of the sea floor, B) high-resolutions bathymetry map, C) slope map and, D) Bouguer anomaly map. All maps with the distribution of earthquake epicenters (white dots) USGS (2021).

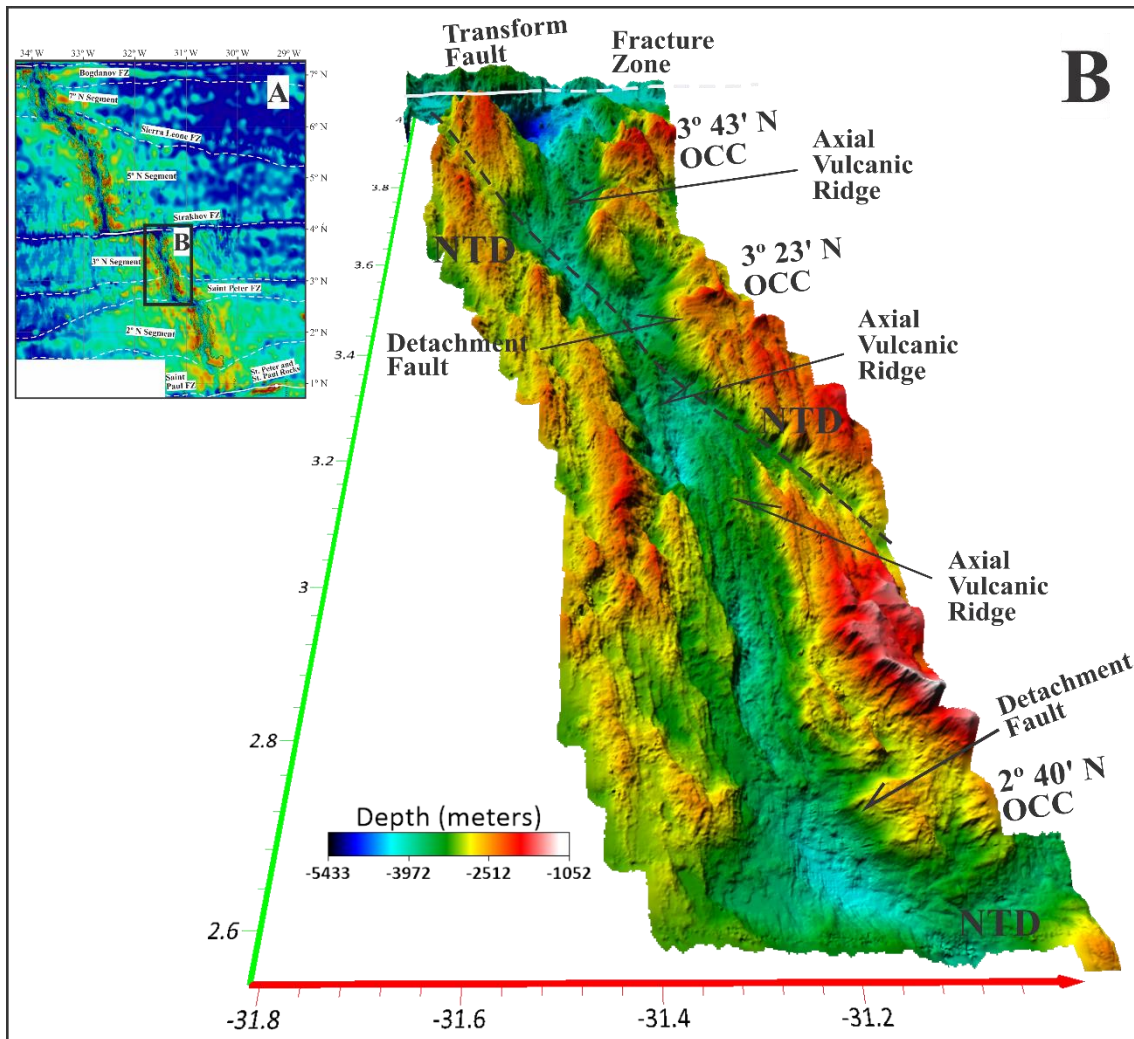


Figure 8 – D view, with 3 times vertical exaggeration of the 3° N segment.

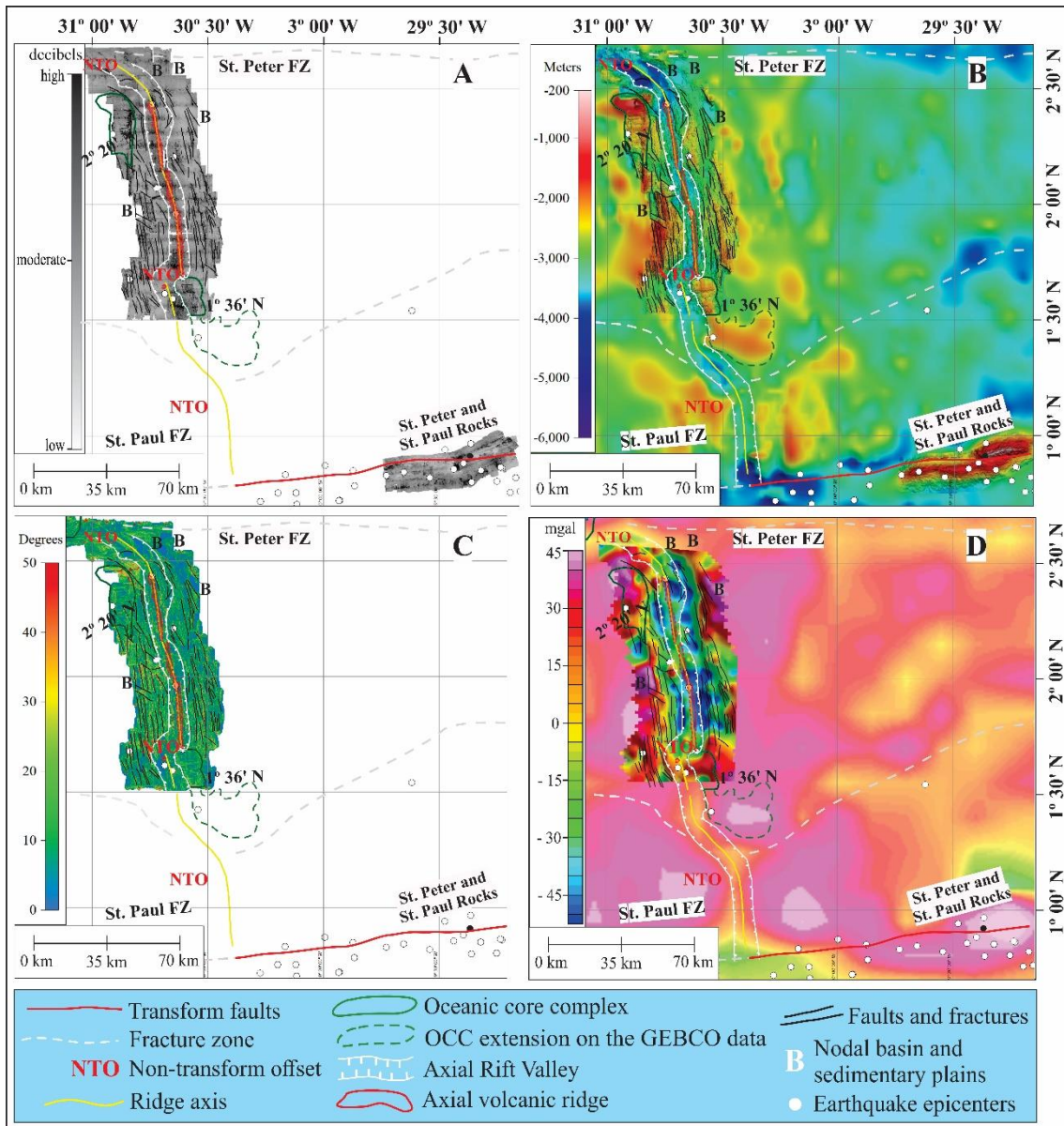


Figure 9 – Geophysical maps of the 2° N ridge segment between Saint Peter FZ to Saint Paul FZ. A) Map of acoustic backscatter intensity of the sea floor, B) High-resolutions bathymetry map, C) slope map, and D) Bouguer anomaly map of the segment. All maps with the distribution of earthquake epicenters (white dots) USGS (2021).

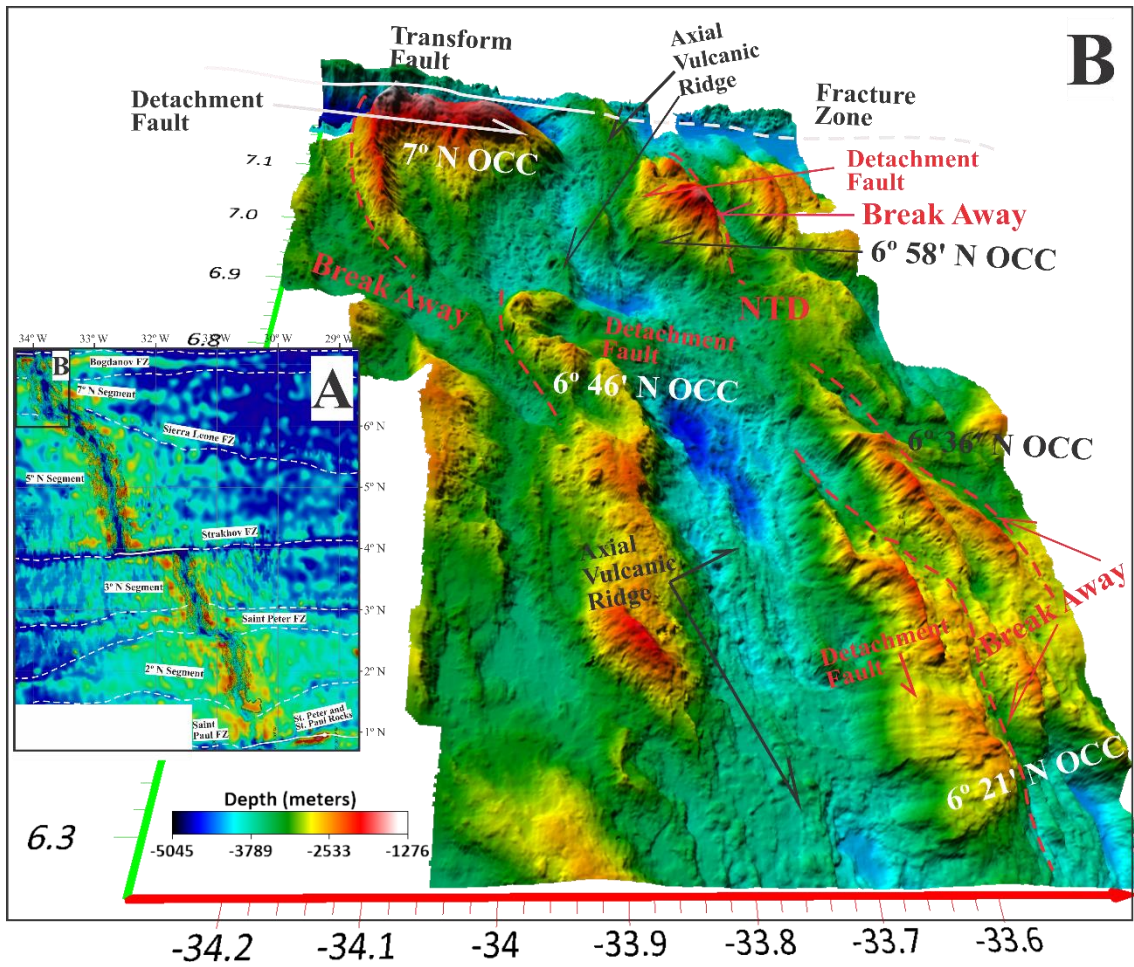


Figure 10 – 3D view, with 3 times vertical exaggeration of the 2° N segment.

Name	Location	Order	Offset (kilometers)	Segment	Depth (meter)
Bogdanov Transform Fault	7° 10' N	First	80	7°N	3,500 - 5,000
Bogdanov Fracture Zone	7° 10' N	NA	NA	7°N	3,500 - 5,000
Nontransform Offset	6° 50' N	Second	10	7°N	3,500 - 4,100
Sierra Leone Fracture Zone	6° 15' N	NA	NA	7°N	3,500 - 4,100
Nontransform Offset	6° 15' N	Second	50	7°/5°N	3,500 - 4,100
Nontransform Offset	5° 54' N	Second	8	5°N	3,000 - 5,000
Nontransform Offset	5° 47' N	Second	15	5°N	3,500 - 4,500
Lower-order displacement	5° 31' N	Third or Fourth	2	5°N	3,500 - 4,000
Lower-order displacement	5° 06' N	Third or Fourth	3	5°N	3,900 - 4,100
Nontransform Offset	4° 40' N	Second	7	5°N	3,400 - 3,800
Lower-order displacement	4° 26' N	Third or Fourth	3	5°N	3,800 - 4,600
Strakhov Transform Fault	3° 55' N	First	110	5°N/3°N	4,000 - 5,000
Strakhov Fracture Zone	3° 55' N	NA	NA	5°N/3°N	4,000 - 5,000
Nontransform Offset	3° 30' N	Second	8	3°N	3,500 - 4,000
Nontransform Offset	3° 10' N	Second	5	3°N	3,600 - 4,100
Saint Peter Fracture Zone	2° 36' N	NA	NA	3°N/2°N	2,700 - 4,200
Nontransform Offset	2° 36' N	Second	33	3°N/2°N	2,700 - 4,200
Lower-order displacement	2° 03' N	Third or Fourth	3	2°N	3,000 - 3,600
Nontransform Offset	1° 40' N	Second	9	2°N	3,000 - 3,500
Saint Paul Transform Fault	0° 50' N	First	300	2°N	0 - 5,000
Saint Paul Fracture Zone	0° 50' N	NA	NA	2°N	3,500 - 5,000
					NA = Not Applicable

Table 1 - Description of Dorsal Axis Displacements

OCC	Segment	Feature	Flank	Shape	Corrugation	Size (km)	Backscatter (decibels)	Depth (meters)	Slope (alignment)	Anomaly Bouguer	Seismicity
7° N	Bogdanov FZ to Sierra Leone FZ	TF	West	Dome	Yes	25 X 12	high	1,400	parallel	positive and negative	high
6° 58' N		NTD	East	Dome	No	13 X 10	high	1,750	parallel	positive and negative	low
6° 46' N		NTD	West	Dome	No	18 X 10	high	2,700	parallel	negative	low
6° 36' N		NTD	East	Dome + Ridge	No	25 X 13	high	2,200	parallel	positive	low
6° 21' N		NTD	East	Dome + Ridge	No	15 X 10	high	2,200	parallel	negative	low
6° N	Sierra Leone FZ to Strakhov FZ	NTD	East	Dome	No	30 X 12	high and low	2,000	parallel	positive and negative	low
4° 46' N		NTD	East	Dome	No	28 X 12	high and low	2,500	parallel	positive and negative	high
3° 43' N	Strakhov FZ to Saint Peter FZ	NTD	East	Dome + Ridge	No	20 X 10	high and low	2,000	parallel	positive and negative	moderate
3° 23' N		NTD	East	Dome	No	17 X 12	high and low	2,000	parallel	positive	moderate
2° 40' N		NTD	East	Dome + Ridge	No	40 X 12	high and low	1,500	parallel	positive and negative	moderate
2° 20' N	Saint Peter FZ to Saint Paul	NTD	West	Dome	No	30 X 10	high and low	800	parallel	positive	low
1° 36' N		NTD	East	Dome	Yes	33 X 33	high and low	2,000	parallel	positive	low

Table 2 - Description of Oceanic Core Complexes

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A interpretação morfoestrutural a partir dos mapas batimétricos e gravimétricos de alta resolução com suporte da batimetria predita (GEBCO, 2021), da gravimetria por satélite (Sandwell, 2014) e da sismologia dos terremotos do Atlântico Equatorial (USGS, 2021), permitiram traçar as seguintes considerações:

- a) Os dados batimétricos de alta resolução nos permitiram definir as principais morfologias em um trecho de aproximadamente 900 km de eixo da DMAE;
- b) Os dados gravimétricos levantados no navio, na maior parte das vezes, apresentaram boa correlação da centralização das anomalias Bouguer positivas (>30 mgal) com as morfologias descritas como OCCs;
- c) Os segmentos 7° N e 2° N apresentam baixa sismicidade, possivelmente relacionada a uma maior tectonização dos corpos máficos/ultrámáficos (CNOs) presentes nessa região da dorsal;
- d) Os dados regionais (batimetria predita e gravimetria ar livre de satélite) permitiram traçar as continuidades das grandes morfoestruturas (FTs, ZFs e OCCs) presentes na área de pesquisa;
- e) O flanco leste da DMAE apresenta maior concentração dos OCCs (9/12), imprimindo assim o predomínio de uma acreção crustal assimétrica nesse trecho da dorsal;
- f) Todos os segmentos de dorsal na área de estudo (7°N, 5°N, 3°N e 2°N) apresentam DNTs, além das FTs. Essa movimentação do eixo de acreção da cordilheira podem estar associados a mecanismos de extensão da crosta oceânica e elevação das rochas do manto superior / crosta inferior (CNOs);
- g) A acreção assimétrica é o mecanismo de expansão da crosta oceânica predominante na área de pesquisa, sendo raros os trechos contínuos da dorsal onde podemos verificar a acreção simétrica com os flancos da cordilheira mergulhando com seus blocos rochosos para o centro de espalhamento;
- h) Na região de pesquisa da DMAE, não encontramos muitas FTs, somente as das extremidades da área (FT São Paulo à Sul e FT Bogdanov a Norte) e mais uma FT no centro da área, a FT Strakhov.

Dessa forma, a morfologia geral dessa região da cordilheira é caracterizada por uma intercalação de vales e platôs com pequenos deslocamentos (<10 km) dos segmentos de dorsal;

- i) A grande quantidade de exposições de rochas do manto superior / crosta inferior (doze CNOs), impondo assim o predomínio da acreção assimétrica da crosta oceânica, implica em um período de evolução da dorsal que ela estava mais “fria” com escassez magmática.

Alguns produtos gerados nessa dissertação de mestrado que não foram mostrados ao longo do trabalho serão apresentados no final desse documento na forma de ANEXOS. Onde no anexo 1 temos as interpretações das continuidades das estruturas, de forma regional, da CMAE sobre os dados da batimetria predita GEBCO (2021), no anexo 2 temos a mesma interpretação sobre os dados de gravimetria ar livre de satélite (Sandwell, 2014). O anexo 3 é uma imagem 3D do OCC 7°N e o anexo 4 é uma imagem 3D de todo o segmento de dorsal 2°N, iniciando a visada pelo OCC 1°36'N.

REFERENCIAS:

- Beaulieu, S. E., Baker, E. T., & German, C. R. (2015). Where are the undiscovered hydrothermal vents on oceanic spreading ridges? <http://doi.org/10.1016/j.dsr2.2015.05.001>
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- Bonatti, E., & Crane, K. (1982). Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms. *Nature*, 300(5890), 343–345. <https://doi.org/10.1038/300343a0>
- Bjørnø, L. (2017). Sonar Systems. In *Applied Underwater Acoustics: Leif Bjørnø*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811240-3.00010-2>
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- Buchanan, J., L., G., R. P., Wirgin A., & Xu, Y. S. (2004). Marine Acoustics - Direct and Inverse Problems. In *SIAM*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-95615-7>
- Buck, W. R., Lavier, L. L., & Poliakov, A. N. B. (2005). Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434(7034), 719–723. <https://doi.org/10.1038/nature03358>
- Dannowski, A., Morgan, J. P., Grevemeyer, I., & Ranero, C. R. (2018). Enhanced Mantle Upwelling/Melting Caused Segment Propagation, Oceanic Core Complex Die Off, and the Death of a Transform Fault: The Mid-Atlantic Ridge at 21.5°N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 941–956. <https://doi.org/10.1002/2017JB014273>
- Escartín, J., et al. (2017), Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20'N and 13°30'N, Mid Atlantic Ridge), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 18, 1451–1482, [doi:10.1002/2016GC006775](https://doi.org/10.1002/2016GC006775).
- Equatorial. (1996). Equatorial Segment of the Mid-Atlantic Ridge. *Science And Technology*. Retrieved from chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/viewer.html?pdfurl=https%3A%2F%2Ffinis.iaea.org%2Fcollection%2FNCLCollectionStore%2F_Public%2F30%2F003%2F30003098.pdf&clen=3494411&chunk=true
- Fujiwara, T., Lin, J., Matsumoto, T., Kelemen, P. B., Tucholke, B. E., & Casey, J. F. (2003). Crustal evolution of the mid-atlantic ridge near the fifteen-twenty fracture zone in the last 5 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2002GC000364>
- Harris, P. T. (2012). Seafloor Geomorphology-Coast, Shelf, and Abyss. In *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat* (pp. 109–155). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385140-6.00006-2>

- Klischies, M., Petersen, S., & Devey, C. W. (2019). Geological mapping of the Menez Gwen segment at 37°50'N on the Mid-Atlantic Ridge: Implications for accretion mechanisms and associated hydrothermal activity at slow-spreading mid-ocean ridges. *Marine Geology*, *412*(January), 107–122. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.03.012>
- Macdonald, K. C., Scheirer, D. S., & Carbotte, S. M. (1991). Mid-ocean ridges: discontinuities, segments and giant cracks. *Science (New York, N.Y.)*, *253*(5023), 986–994. <https://doi.org/10.1126/science.253.5023.986>
- Mazarovich, A. O., Sokolov, S. Y., Turko, N. N., & Dobrolyubova, K. O. (2001). Seafloor topography and structure of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge between 5° and 7°18'N. *Russian Journal of Earth Sciences*, *3*(5), 353–370. <https://doi.org/10.2205/2001ES000071>
- Medwin, H., Clay, C. S., & Stanton, T. K. (1998). Fundamentals of Acoustical Oceanography. In *The Journal of the Acoustical Society of America* (Vol. 105). <https://doi.org/10.1121/1.426950>
- Odom, R. I. (2003). An Introduction to Underwater Acoustics. *The Journal of the Acoustical Society of America*, *115*(2), 443–443. <https://doi.org/10.1121/1.1639324>
- Richardson, M. D., & Jackson, D. R. (2017). The Seafloor. In *Applied Underwater Acoustics: Leif Bjørnø*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811240-3.00008-4>
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, *346*(6205), 65–67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>
- Sandwell, D. T., & Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, *102*(B5), 10039–10054. <https://doi.org/10.1029/96JB03223>
- SeaBeam, L.-3. (2000). Multibeam Sonar Theory of Operation L-3 Communications SeaBeam Instruments. *L-3 Communications SeaBeam*, 107.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C., & Blakely, R. J. (1983). AIRYROOT; a Fortran program for calculating the gravitational attraction of an Airy isostatic root out to 166.7 km. In *Open-File Report*. <https://doi.org/10.3133/ofr83883>
- Small, C. (1994). A global analysis of mid-ocean ridge axial topography. *Geophysical Journal International*, *116*(1), 64–84. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb02128.x>
- Somoza, L., Medialdea, T., González, F. J., Machancoses, S., Candón, J. A., Cid, C., ... Madureira, P. (2021). High-resolution multibeam bathymetry of the northern Mid-Atlantic Ridge at 45–46° N: the Moytirra hydrothermal field. *Journal of Maps*, *17*(2), 184–196. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1898485>
- Wheat, C.G., Zierenberg, R.A., Paduan, J.B., Caress, D.W., Clague, D.A., & Chadwick Jr, W.W. (2020) Changing brine inputs into hydrothermal fluids: Southern Cleft Segment, Juan de Fuca Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *21*,

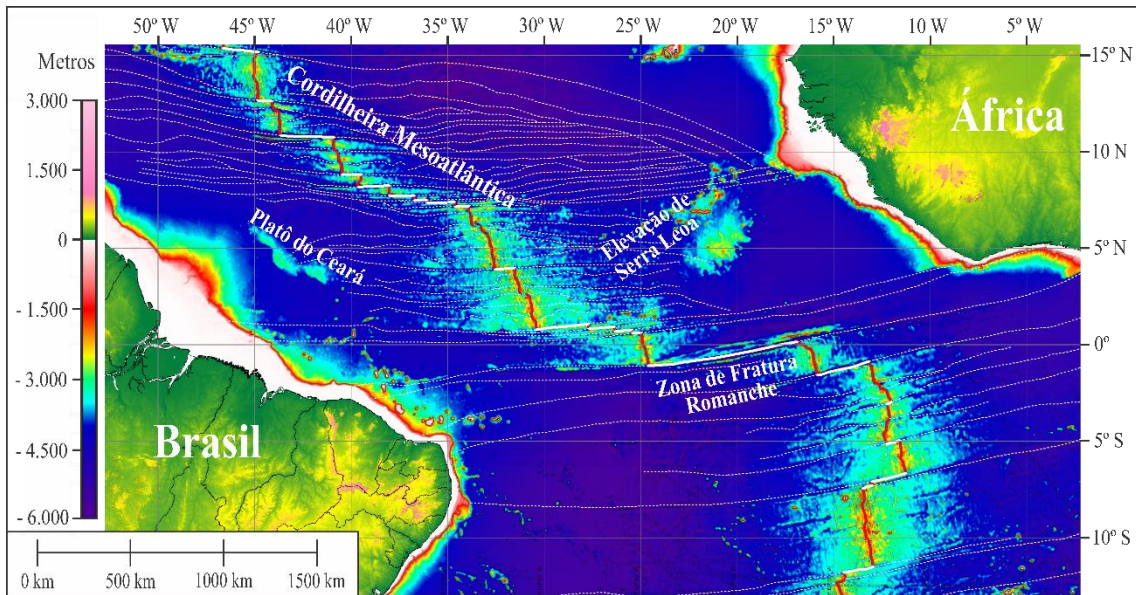
e2020GC009360. doi: [10.1029/2020GC009360](https://doi.org/10.1029/2020GC009360)

Wille, P. C. (2005). Sound images of the ocean in research and monitoring. In *Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring*. <https://doi.org/10.1007/3-540-27910-5>

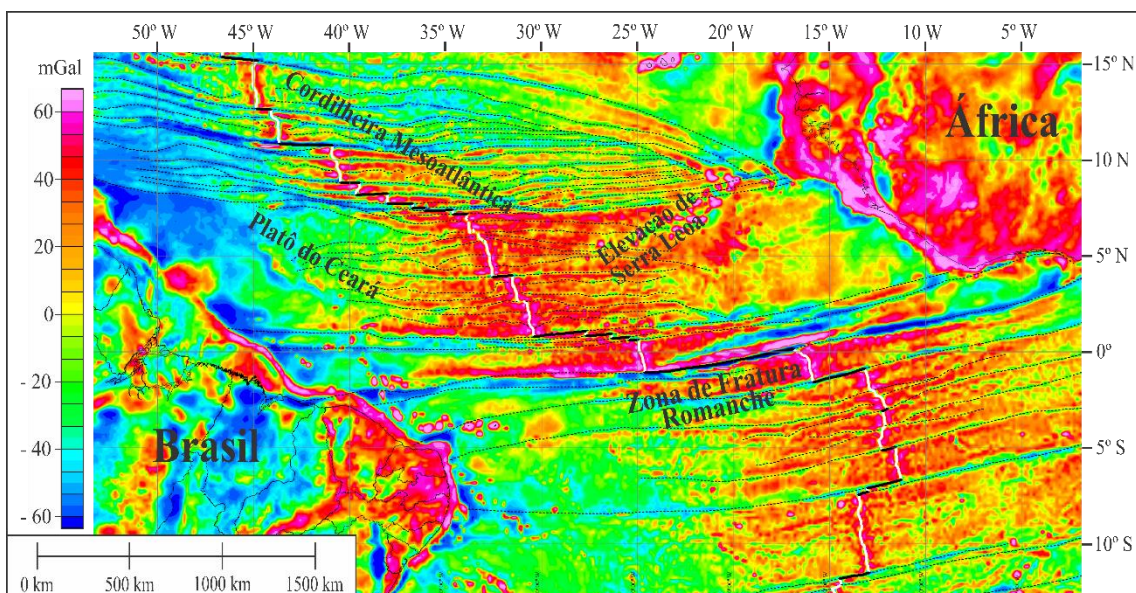
Wilson, M. (1989). a Global Tectonic Approach Igneous. In *Springer* (Vol. 53).

Wilson, J. T. (1965). A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. *Nature*, 207(4995), 343–347. <https://doi.org/10.1038/207343a0>

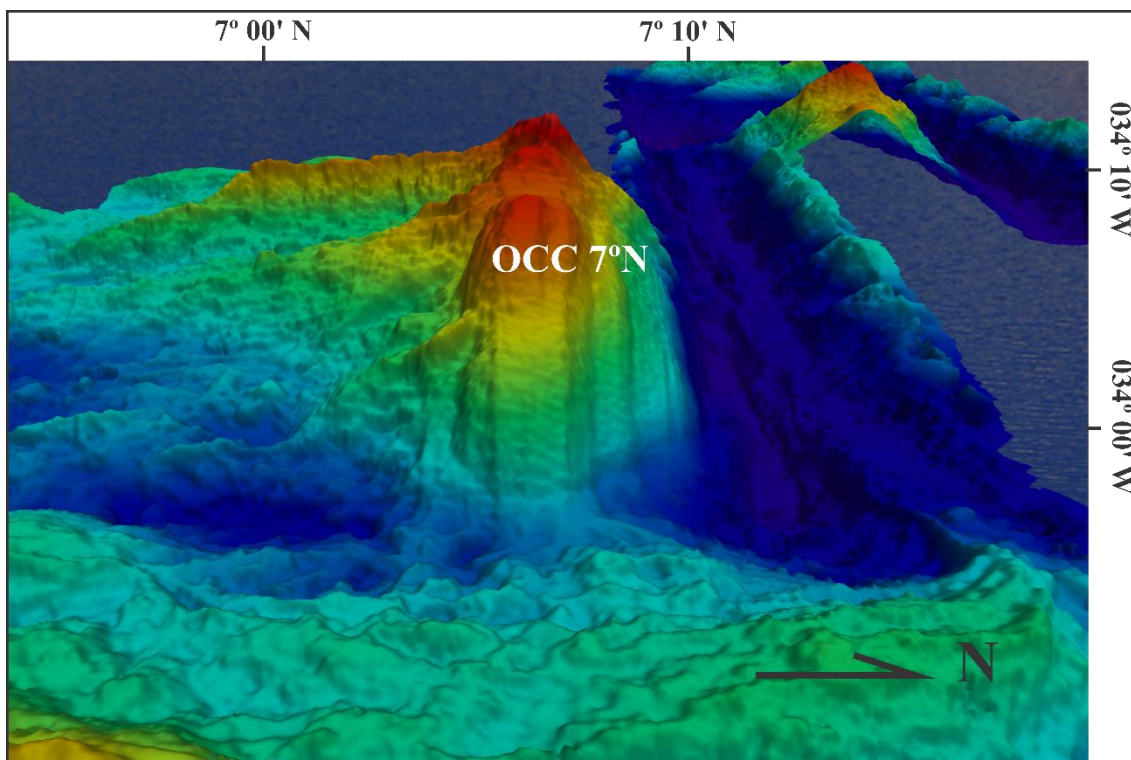
ANEXOS



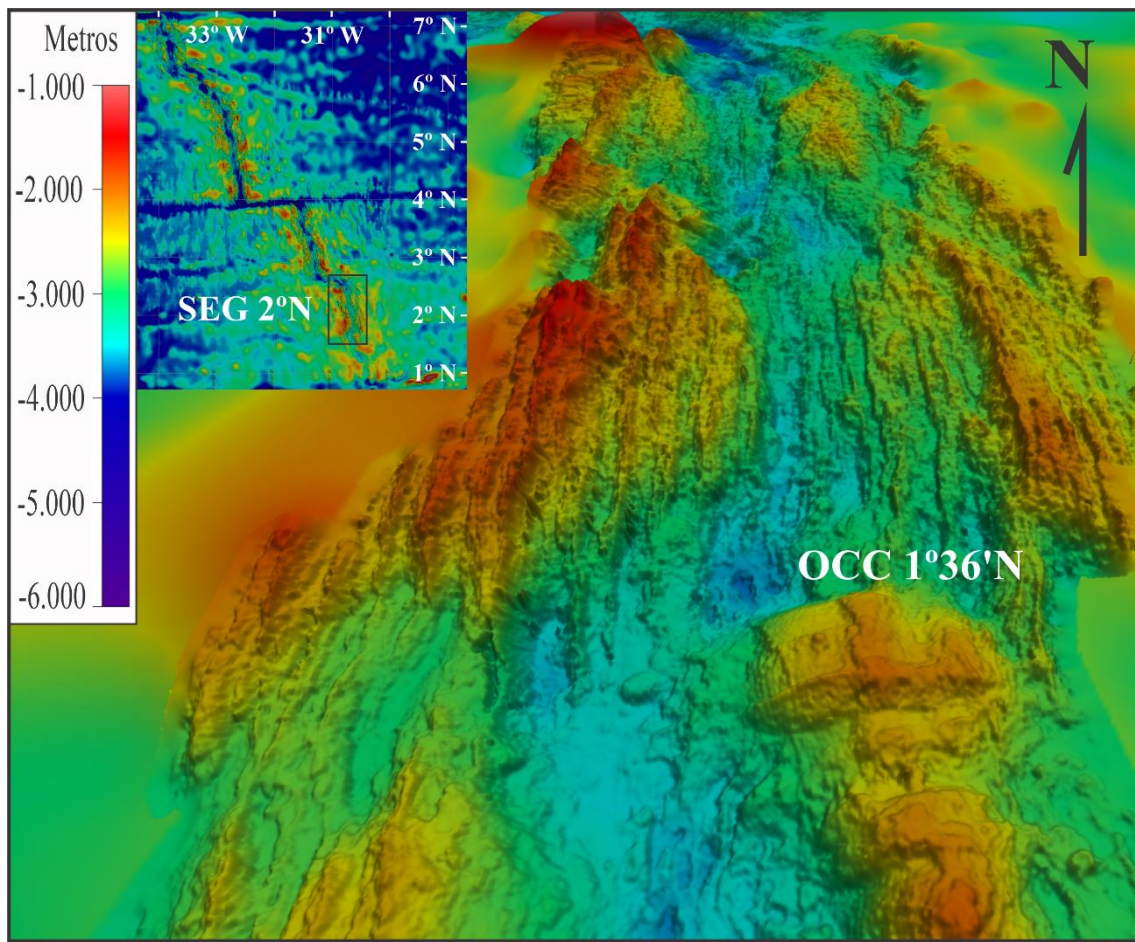
ANEXO 1: Interpretação das principais estruturas regionais sobre os dados da batimetria predita GEBCO (2021) da DMAE. As falhas transformantes são as linhas brancas cheias, as zonas de fraturas são as linhas brancas tracejadas e o eixo de acreção da dorsal são as linhas vermelhas.



ANEXO 2: Interpretação das principais estruturas regionais sobre os dados da gravimetria de satélite Sandwell (2014) da DMAE. As falhas transformantes são as linhas pretas cheias, as zonas de fraturas são as linhas pretas tracejadas e o eixo de acreção da dorsal são as linhas brancas.



ANEXO 3: Imagem 3D, com exagero vertical de 3 vezes na direção de azimute leste-oeste do OCC 7°N.



ANEXO 4: Imagem 3D, com exagero vertical de 3 vezes na direção de azimute norte-sul do segmento de dorsal 2°N, iniciando a visada pelo OCC 1°36'N.