Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Dinâmica oceânica na Elevação do Rio Grande: correlações com a formação de crostas ferromanganesíferas e feições sedimentares

Ocean dynamics of the Rio Grande Rise: Correlations with Ferromanganese Crusts Formation and Sedimentary features

GIOVANNA ORLETTI DEL REY

Tese de Doutorado nº 218

Orientadora: Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira

Brasília, 25 de Abril de 2025

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Dinâmica oceânica na Elevação do Rio Grande: correlações com a formação de crostas ferromanganesíferas e feições sedimentares

Ocean dynamics of the Rio Grande Rise: Correlations with Ferromanganese Crusts Formation and Sedimentary features

GIOVANNA ORLETTI DEL REY

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia – Instituto de Geociências – IG da Universidade de Brasília – UnB como requisito parcial obrigatório para a obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Geoquímica

Orientadora: Profa. Dra. Lucieth Cruz Vieira

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Guilherme de Oliveira Gonçalves (IG/UnB);
Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi (Externo - USP);
Dra. Milene Freitas Figueiredo (Externo - CENPES-PETROBRAS);
Prof. Dr. Marco Ianniruberto (Suplente IG/UnB);
Dr. José Adilson Dias Cavalcanti (Suplente externo - SBG/CPRM).

Orletti Del Rey, Giovanna
OD331dd Dinâmica oceânica na Elevação do Rio Grande: correlações com a formação de crostas ferromanganesíferas e feições sedimentares / Giovanna Orletti Del Rey; orientador Lucieth Cruz Vieira. Brasília, 2025.
123 p.

Tese(Doutorado em Geologia) Universidade de Brasília, 2025.

1. Elevação do Rio Grande. 2. Dinâmica sedimentar. 3. Geocronologia U-Pb. 4. Dinâmica oceânica. 5. Paleoceanografia. I. Cruz Vieira, Lucieth, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Esta tese de doutorado é dedicada ao meu pai, meu companheiro de profissão, que esteve ao meu lado em todas as etapas desta jornada e participou ativamente de cada fase desta pesquisa.

Expresso minha profunda gratidão ao meu esposo, aos meus pais e aos amigos que me apoiaram com carinho e encorajamento ao longo dessa importante etapa da minha vida acadêmica.

Agradeço sinceramente aos meus orientadores e professores do IG pelo apoio constante, pela orientação cuidadosa e pelas valiosas contribuições que enriqueceram este trabalho.

Sou grata ao Serviço Geológico do Brasil (SBG/CPRM) pela disponibilização das amostras utilizadas nesta pesquisa.

Agradeço aos laboratórios da Universidade de Brasília — QEMLab e Geocronos — pela infraestrutura e pelos equipamentos utilizados nas análises.

Agradeço ao Projeto Multisonar "Novas tecnologias de processamento acústico para o mapeamento geológico e caracterização dos fundos marinhos: estudo de caso no Alto do Rio Grande" Finep nº 0104/21 pelo apoio financeiro recebido.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior-Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

A Elevação do Rio Grande (ERG) está localizada no sudoeste do Atlântico Sul e é uma feição batimétrica de interesses econômicos e científicos para o Brasil. Esta pesquisa buscou preencher lacunas quanto ao entendimento da circulação oceânica atual e pretérita, fornecendo um entendimento mais detalhado dos processos hidrodinâmicos e geológicos que moldam/moldaram este planalto submarino. Inicialmente, investigou-se a interação entre a dinâmica sedimentar e topografia na área da ERG. Os resultados indicaram que as formas de leito observadas são o resultado da interação entre o substrato carbonático não-consolidado e as correntes de fundo, particularmente o fluxo de maré M2, o principal constituinte semidiurno lunar. A setorização ambiental, impulsionada por variações nas velocidades de fundo, define áreas de deposição e não-deposição. As formas de leito estão presentes em zonas mais rasas, de menor energia de fluxo em que a deposição é favorecida, enquanto as crostas de Fe-Mn estão localizadas em áreas mais profundas, de maior energia de fluxo onde os sedimentos carbonáticos estão sendo transportados ou remobilizados. Além disso, as velocidades de fluxo nas áreas de crosta excedem as condições de fluxo ótimas para a precipitação e podem estar erodindo as crostas previamente formadas. No contexto paleoceanográfico, dados de geocronologia U-Pb em matriz carbonática e fosfatizada, além de fósseis foraminíferos em amostras de crostas de Fe-Mn revelaram fases distintas da evolução geológica da ERG, incluindo o desenvolvimento de uma plataforma carbonática rasa durante o Eoceno (48,1 ± 1,4 Ma; 2s), associado à exposição subaérea da ERG e à presença de Foraminíferos Bentônicos de Grande Porte (LBF). Uma fase subsequente no Oligoceno (31,5 ± 2,1 Ma; 2s) é marcada pela possível formação de crostas de Fe-Mn sob condições de subsidência tectônica. Idades do Mioceno (~15 Ma) para foraminíferos planctônicos sugerem uma coluna d'água mais profunda sobre a ERG nesse período. Além disso, dois episódios de fosfatização foram identificados, ambos ligados a eventos globais: um entre o final do Oligoceno e o início do Mioceno (25,5 ± 2,5 Ma; 2s) e outro durante o Mioceno (14.6 ± 2.2 Ma; 2s), sendo este último possivelmente relacionado ao Ótimo Climático do Mioceno Médio. Os resultados apresentados nesta tese fornecem novas perspectivas sobre o papel da ERG na modelagem da circulação oceânica no Atlântico Sul.

Palavras-chave: Elevação do Rio Grande; dinâmica sedimentar; dinâmica oceânica; paleoceanografia; geocronologia U-Pb.

ABSTRACT

The Rio Grande Rise (RGR) is located in the southwestern South Atlantic and is a bathymetric feature of economic and scientific interest for Brazil. This research aimed to fill gaps in the understanding of both present and past oceanic circulation, providing a more detailed insight into the hydrodynamic and geological processes that shape or have shaped this submarine plateau. Initially, the interaction between sediment dynamics and topography in the RGR area was investigated. The results indicated that the observed bedforms result from the interaction between the unconsolidated carbonate substrate and bottom currents, particularly the M2 tidal flow, the main lunar semidiurnal constituent. Environmental sectorization, driven by variations in bottom current velocities, defines areas of deposition and non-deposition. Bedforms are present in shallower zones, where lower flow energy favors deposition, while Fe-Mn crusts are located in deeper areas with higher flow energy, where carbonate sediments are being transported or remobilized. Additionally, flow velocities in the crustal areas exceed the optimal conditions for precipitation and may be eroding previously formed crusts. In the paleoceanographic context, U-Pb geochronology from carbonated and phosphatized matrices, along with foraminiferal fossils in Fe-Mn crust samples, revealed distinct phases of the geological evolution of the RGR. These include the development of a shallow carbonate platform during the Eocene (48.1 ± 1.4 Ma; 2s), associated with the subaerial exposure of the RGR and the presence of Large Benthic Foraminifera (LBF). A subsequent phase in the Oligocene (31.5 ± 2.1 Ma; 2s) is marked by the possible formation of Fe-Mn crusts under tectonic subsidence conditions. Miocene ages (~15 Ma) for planktic foraminifera suggest a deeper water column over the RGR during this period. Additionally, two phosphatization episodes were identified, both linked to global events: one between the late Oligocene and early Miocene (25.5 ± 2.5 Ma; 2s), and another during the Miocene (14.6 ± 2.2 Ma; 2s), the latter possibly related to the Middle Miocene Climatic Optimum. The results presented in this thesis provide new perspectives on the role of the RGR in shaping ocean circulation in the South Atlantic.

Keywords: Rio Grande Rise; sediment dynamics; ocean dynamics; paleoceanography; U-Pb geochronology.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1 - A) Classificação morfológica da ERG segundo Gamboa e Rabinowitz (1984). A isolinha de 3600 metros é destacada na batimetria. ERGR: porção leste da Elevação do Rio Grande. WRGR: porção oeste da Elevação do Rio Grande. SPP: Platô de São Paulo (fonte: Constantino et al., 2017). B) A) Classificação morfológica da ERG segundo Graça, et al. (2019). Mapa batimétrico regional, dado de Amante e Eakins, 2009. BP: Bacia de Pelotas; BS: Bacia de Santos; BC: Bacia de Campos; LCS: Lineamento Cruzeiro do Sul; SP: São Paulo; PMP: Província Magmática do Paraná; ZFRG: Zona de Fraturamento do Rio Grande (Fonte: Graça et al., 2019)..... 3

Fig. 2 - Representação esquemática de larga escala da circulação oceânica de nível superior no Atlântico Sul. O círculo vermelho representa a localização da área de estudo: a Elevação do Rio Grande. Fonte: editado de Peterson e Stramma (1991)..... 9

Fig. 3 - Batimetria atual do Oceano Atlântico Sul com as classes de profundidade utilizadas nas reconstruções paleobatimétricas por Pérez-Díaz e Eagles (2017a). Afr: Placa Africana; SAm: Placa Sul Americana; Ant: Placa Antártica; AgB: Bacia de Agulhas; AP: Platô de Agulhas; Cameroon VL: Linha Vulcânica de Camarões; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a)..... 13

Fig. 4 - Reconstrução paleobatimétrica em 60 Ma (Paleoceno) e 50 Ma (Início do Eoceno). As linhas pretas tracejadas indicam barreiras parciais à circulação de água. Os caminhos de circulação da água indicados na figura são qualitativos e o comprimento das setas não indica a velocidade da corrente. AnB: Bacia de Angola; BB: Bacia do Brasil; HHp: Hotspot de Santa Helena; CVL: Linha Vulcânica de Camarões; RG: Elevação do Rio Grande; Vg: Canal de Vema; WR: Cadeia de Walvis; Hg: Canal de Hunter; FP: Platô das Malvinas; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia. Os painéis ao lado das reconstruções mostram as paleobatimetria mais rasa (topo) e mais profunda (base) para o período ilustrado, considerando as incertezas nos dados e modelos usados. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a)..... 14

Fig. 5 - Reconstrução paleobatimétrica em 40 Ma (Final do Eoceno) e 30 Ma (Oligoceno). As linhas pretas tracejadas indicam barreiras parciais à circulação de água. Os caminhos de circulação da água indicados na figura são qualitativos e o comprimento das setas não indica a velocidade da corrente. AnB: Bacia de Angola; BB: Bacia do Brasil; HHp: Hotspot de Santa Helena; CVL: Linha Vulcânica de Camarões; RG: Elevação do Rio Grande; Vg: Canal de Vema; WR: Cadeia de Walvis; Hg: Canal de Hunter; FP: Platô das Malvinas; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia. Os painéis ao lado das reconstruções mostram as paleobatimetria mais rasa (topo) e mais profunda (base) para o período ilustrado, considerando as incertezas nos dados e modelos usados. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a)..... 16

Fig. 6 - Reconstrução paleobatimétrica em 20 Ma (Início do Mioceno) e 10 Ma (Final do Mioceno). AnB: Bacia de Angola; BB: Bacia do Brasil; HHp: Hotspot de Santa Helena; CVL: Linha Vulcânica de Camarões; RG: Elevação do Rio Grande; Vg: Canal de Vema; WR: Cadeia de Walvis; Hg: Canal de Hunter; FP: Platô das Malvinas; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia; SR: Cadeia de Shona. Os painéis ao lado das reconstruções mostram as paleobatimetria mais rasa (topo) e mais profunda (base) para o período ilustrado, considerando as incertezas nos dados e modelos usados. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a)..... 18

Fig. 7 - Modelagem da batimetria atual e padrões de circulação de águas intermediárias e rasas simplificados. Os caminhos de circulação da água são qualitativos e o comprimento das setas não indica a velocidade da corrente. Painel superior: Padrões de circulação da Água Profunda do Atlântico Norte (NADW) e da Água Profunda Circumpolar (CDW). Painel inferior: Padrões de circulação da Água Intermediária Antártica (AAIW) e da Água Profunda do Atlântico Sul (SACW). Ambas as massas de água circulam juntas como parte das seguintes correntes: AC: Corrente de Agulhas; ACC: Corrente Circumpolar Antártica; BC: Corrente do Brasil; BCC: Corrente de Contorno Intermediária do Brasil; BgC: Corrente de Benguela; EqC: Correntes Equatoriais; MC: Corrente das Malvinas; SAC: Corrente do Atlântico Sul. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a)..... 21

Fig. 8 - Representação esquemática dos vários ramos da sSEC pelo Atlântico Sul, em destaque o ramo mais meridional a 30°S, localizado na mesma latitude da ERG (Rio Grande Rise). DWBC: Corrente de Limite Ocidental Profunda (Deep Western Boundary Current); NBUC: Corrente Subsuperficial do Norte do Brasil (North Brazil Undercurrent); IWBC: Corrente de Limite Ocidental Intermediária (Intermediate Western Boundary Current); sSEC: ramo sul da Corrente Equatorial Sul (Southern Branch of South Equatorial Current); BC: Corrente do Brasil (Brazil Current). Fonte: modificado de Luko et al. (2021)..... 22

Fig. 9 - A) Circulação de larga escala da Água Profunda do Atlântico Norte (NADW), a aprox. 2000 m de profundidade; e da Água Intermediária da Antártica (AAIW), entre 500 e 1200 m de profundidade; e localização da seção WOCE A10, cujo perfil está representado em "B". B) Seção com a representação dos dados de oxigênio, com a delineação das massas de água sendo, além da NADW e AAIW, a Água Circumpolar Superior/Inferior (UCDW/LCDW); Água Central do Atlântico Sul (SACW) e, Água de Fundo Antártica (AABW). Fonte: Modificado de Lacasse et al. (2017)..... 25

Fig. 10 - Distribuição global dos tipos de sedimentos no fundo oceânico. Terrigenous = terrígenos; Clay = Argila; Siliceous oozes = vazas siliciclásticas; Carbonate oozes = vazas carbonáticas. Fonte: Webb (2023)..... 30

Fig. 11 - Mapa de potenciais habitats bentônicos. Fonte: Lisniowski (2020)..... 32

Fig. 12 - Representação esquemática do processo de formação das crostas de Fe-Mn. A) Modelo genéticos mostrando as diferentes fontes que contribuem para a concentração de elementos na água do mar e, também, demonstrando a presença da OMZ. Fonte: Lusty et al. (2018); B) Modelo simplificado da precipitação hidrogenética, com destaque para a presença de um fluxo forte de corrente no topo do monte submarino. Fonte: Hein e Petersen (2013)..... 35

Fig. 13 - (A) Perfil de oxigênio dissolvido no Atlântico Sul entre 70° S e 20° S mostrando a Água Modal do Atlântico Sul (SAMW), a Água Intermediária Antártica (AAIW), a Zona Mínima de Oxigênio (OMZ) e a Elevação do Rio Grande (RGR) e (B) Perfil de oxigênio dissolvido em uma estação oceanográfica na ERG durante a expedição RGR1 (Jovane et al., 2019). A estrela azul e as linhas tracejadas azuis correspondem à localização e faixa de profundidade das crostas na ERG. Fonte: Benites et al. (2020)..... 38

Fig. 14 - Matriz de feições e fundo marinho profundo vs. velocidade para sistemas de correntes de fundo marinho. Fonte: Hernández-Molina et al. (2011)..... 40

Fig. 15 - Representação esquemática da relação entre circulações secundárias, zonas de convergência e divergência, faixas de areia e furrows. Fonte: Viekman et al. (1992)..... 41

Fig. 16 - Mapa de declividade para a área central da ERG. Este mapa representa a declividade em porcentagem (%) e está em escala logarítmica..... 43

Fig. 17 - Modelo em 3D para a área central da ERG. As cores quentes (vermelho, rosa, roxo) representam as porções elevadas (ou mais rasas) e as cores frias (verde e azul) representam as porções mais profundas..... 44

Fig. 18 - Location of the study area. A) The large-scale circulation of the North Atlantic Deep Water (NADW) (red arrows) and Antarctic Intermediate Water (AAIW) (blue arrows) in the South Atlantic. Current names represent the middle-level circulation for AAIW as presented by Stramma and England (1999). NADW flows near 2000 mbsl and AAIW flows between 500 and 2000 mbsl (mbsl = meters below sea level) (adapted from Lacasse et al., 2017 and Stramma and England, 1999). Bathymetry from The GEBCO Grid - http://www.gebco.net. B) Central Rio Grande Rise with black lines delineating the bedforms observed. Bathymetry from Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) - https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21751..... 51

Fig. 19 - Central RGR bathymetric map with the location of the five bedforms areas with parallel patterns and their respective depth profiles. Black lines delineate the bedforms patterns..... 55

Fig. 20 - Bedforms patterns and profiles from the five different areas, as presented in Fig. 18. First column: Bedforms are presented with the modeled mean bottom flow (arrows) and M2 tidal currents (ellipses). Second column: The respective depth profiles are expressed in meters (m) below sea level (negative values)..... 57

Fig. 21 - A) Distribution of bedforms and Fe-Mn crusts concerning M2 tidal current (ellipses) and bottom mean flow (vectors); B) Distribution of bedforms and Fe-Mn crusts concerning the bottom mean flow magnitude (V (m s-1))..... 63

Fig. 22 - 3D schematic representations of Area A, showing bedforms and Fe-Mn crusts placed side-by-side. Blue arrows at the top image show the schematic representation of the bottom flow. The bottom image describes the main processes acting in both areas and represents Area A's mean amplitude and wavelength..... 65

Fig. 23 - Bottom images from ROV profiles. A) Left: Detailed view of bedforms in Area A and bathymetric profile from A1 to A2, indicating points 1 and 2 of ROV profile RV12. Right: Corresponding bottom images of points 1 and 2. B) Map showing the locations of ROV profiles 12 and 2 (RV12 and RV2), which capture bedforms in Areas A and D, respectively. C) Left:

Detailed view of bedforms in Area D and bathymetric profile from D1 to D2, indicating points 1 and 2 of ROV profile RV2. Right: Corresponding bottom images of points 1 and 2.....66

Fig. 24 - Location of the study area. A) The large-scale circulation of the South Atlantic showing the North Atlantic Deep Water (NADW) (red arrows) and Antarctic Intermediate Water (AAIW) (blue arrows). Current names represent the middle-level circulation for AAIW as presented by Stramma and England (1999). NADW flows near 2000 mbsl and AAIW flows between 500 and 2000 mbsl (mbsl = meters below sea level) (adapted from Lacasse et al., 2017 and Stramma and England, 1999). Bathymetry from The GEBCO Grid - http://www.gebco.net. B) Central Rio Grande Rise with the location of the samples used in this study. Bathymetry from Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) - https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21751. (Adapted from Del Rey et al., 2024).....71

Fig. 25 - Hand-sample pictures (1st column), Photomosaics (2nd column), and corresponding QEMScan images (3rd column) of the samples, along with the mineral distribution by area (%) (4th column).....77

Fig. 26 - Foraminifera and Tera-Wasserburg diagrams. A) Photomosaic of the analyzed area in sample ML77, location indicated in the figure legend; B) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample ML77;) C) Tera-Wasserburg diagram showing the results of Discocyclina sp. and Nummulites sp.; D) Photomosaic of the analyzed area in sample DC25A, location indicated in the figure legend; E) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample DC25A; F) Tera-Wasserburg diagram showing the results of Globorotalia sp. and other planktic species. Red circles represent approximately the analytical spots for U-Pb dating. Ages include confidence interval. Datapoint error ellipses are 2s. MSWD: mean squared weighted deviation. (Pb)c is (207Pb/206Pb)c: initial/common lead composition.....80

Fig. 27 - Matrix and Tera-Wasserburg diagrams. A) and B) Photomosaic of the analyzed area in sample ML67, location indicated in the figure legend; C) and D) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample ML67; E) Tera-Wasserburg diagram showing the results of carbonate matrix for sample ML67; F) Tera-Wasserburg diagram showing the results of apatite matrix for sample ML67; G) Photomosaic of the analyzed area in sample DC25A; H) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample DC25A; I) Tera-Wasserburg diagram showing the results of the apatite matrix for sample DC25A. Red circles represent approximately the analytical spots for U-Pb dating. Ages include confidence interval. Datapoint error ellipses are 2s. Blank ellipses = carbonate-interpreted data or apatite-interpreted, depending on the age determination. MSWD: mean squared weighted deviation. (Pb)c is (207Pb/206Pb)c: initial/common lead composition.....82

Fig. 28 - Cenozoic era showing the biostratigraphic correlation of the foraminifera species dated in this study. Red circles and bars represent the age and their respective errors. 1) Nummulites sp. first occurrence during Middle Paleocene and last occurrence during Oligocene (Loeblich and Tappan, 1987; BouDagher-Fadel, 2018); 2) Discocyclina sp. first occurrence during Middle Paleocene and last occurrence during Late Eocene (Loeblich and Tappan, 1987; BouDagher-Fadel, 2018); 3) Lepidocyclina sp. occurrence in America spans from the Middle Eocene to the Early Miocene (BouDagher-Fadel, 2018); 4) Orbulina sp. first occurrence during Middle Miocene until the present (Blow, 1956; Brönnimann, 1951) 5) Globorotalia sp. first occurrence during the Early Miocene until the present (Bandy, 1972; Kennett and Srinivasan, 1983; Cifelli and Scott, 1986; Stewart, 2003; Aze et al., 2011).....83

Fig. 29 - Correlation of U-Pb data with the mains events in the geological evolution of the RGR. A) Volcanic events: tholeiitic magmatism between 92 to 83 Ma (Rohde et al., 2013; Pérez-Díaz and Eagles, 2014, 2017b; Galvão and de Castro, 2017); alkaline magmatism between 50 to 35 Ma (Gamboa and Rabinowitz, 1984; Ussami et al., 2012; Rohde et al., 2013; Praxedes et al., 2019; Hoyer et al., 2022); B) Tectonic events: CSR formation, or formation of the Cruzeiro do Sul Rift from 70 to 50 Ma (Praxedes et al., 2019; Hackspacher et al., 2022); M.t or Miocene tectonism in ca. 12 Ma (Hackspacher et al., 2022); C) Ph1 or Phosphatization event 1, between 20 and 15 Ma (Benites et al., 2020); Ph2 or Phosphatization event 2, between 10 and 6.8 Ma (Benites et al., 2020, 2021); D) U-Pb dating with circles and bars represent the age and their respective errors.84

LISTA DE TABELAS

Tab. 1 - Resumo das características das classes individualizadas no mapas de habitats bentônicos (Fig. 11), individualizados por Lisniowski (2020).....32

Tab. 2 - Amostras utilizadas e suas respectivas profundidades de amostragem (inicial e final) e coordenadas (longitude e latitude inicial e final).....45

Tab. 3 - Summary of waveform attributes of the bedforms identified in the central RGR. Modified from Lisniowski et al. (2017). [1]Classification of the prevalent morphology observed.....56

Tab. 4 - Bottom mean flow and M2 tidal current velocities (minimum - Min., maximum - Max., and average - Mean) for each area.....59

Tab. 5 - Samples analyzed, including their respective sampling depths (initial and final) and coordinates (initial and final longitude and latitude). The location of these samples are shown in Fig. 24.....74

LISTA DE SIGLAS E ABREVIAÇÕES

ERG - Elevação do Rio Grande / RGR - *Rio Grande Rise*

RCS - Rift Cruzeiro do Sul / CSR - *Cruzeiro do Sul Rift*

SGB-CPRM - Serviço Geológico do Brasil

CIRM - Comitê Interministerial de Recursos Marinhos

PROERG - Projeto de Exploração da Elevação do Rio Grande

PROAREA - Programa de Prospeção e Exploração de Recursos Minerais na Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial

OMZ - Zona Mínima de Oxigênio / *Oxygen-minimum Zone*

<u>ABREVIAÇÕES CORRENTES E MASSAS DE ÁGUA</u>:

SAC - Corrente do Atlântico Sul / *South Atlantic Current*

SEC - Corrente Equatorial Sul / *South Equatorial Current*

sSEC - Ramo sul da Corrente Sul Equatorial / *Southern Branch of South Equatorial Current*

BC - Corrente do Brasil / *Brazil Current*

MOC - Circulação Meridional de Capotamento / *Meridional Overturning Circulation*

AMOC - Circulação Meridional de Capotamento do Atlântico / *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

TW - Água Tropical / *Tropical Water*

SACW - Água Central do Atlântico Sul / *South Atlantic Central Water*

AAIW - Água Intermediária Antártica / *Antarctic Intermediate Water*

SAMW - Água Modal do Atlântico Sul / *South Atlantic Mode Water*

CDW - Água Profunda Circumpolar / *Circumpolar Deep Water*

UCDW - Água Profunda Circumpolar Superior / *Upper Circumpolar Deep Water*

LCDW - Água Profunda Circumpolar Inferior / *Lower Circumpolar Deep Water*

NADW - Água Profunda do Atlântico Norte / *North Atlantic Deep Water*

AABW - Água de Fundo Antártica / *Antarctic Bottom Water*

NCW - Água do Componente Norte / *Northern Component Water*

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO....2
Apresentação e Justificativa....2
Objetivos....5

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA....7
1.1 Circulação Oceânica e Dinâmica das Massas de Água no Atlântico Sul....7
1.1.1 Dinâmica oceânica no Atlântico Sul....8
O Oceano Atlântico Sul atual....8
O Oceano Atlântico Sul na Era Cenozóica....12
1.1.2 Dinâmica oceânica na Elevação do Rio Grande....21
Panorama da evolução geológica da Elevação do Rio Grande....27

1.2 Dinâmica Sedimentar de Fundo Oceânico....30
1.2.1 Caracterização do fundo oceânico na Elevação do Rio Grande....30
1.2.2 As Crostas Ferromanganesíferas....34
As Crostas de Fe-Mn na Elevação do Rio Grande....35
1.2.3 Formas de leito no fundo marinho....39

2. MATERIAIS E MÉTODOS....42
2.1 Dados Batimétricos....42

2.2 Análises das formas de leito....44

2.3 Modelagem numérica....44

2.4 Amostras de crostas de Fe-Mn e análise de ocorrência/ distribuição....45

2.5 Análise Petrográfica....46

2.6 Análises de QEMSCAN....46

2.7 Geocronologia U-Pb....46

3. RESULTADOS....48
3.1 ARTIGO 1: Exploring Subaqueous Bedforms and its Relation to Hydrodynamics in the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic....49

3.2 ARTIGO 2: Eocene to Miocene U-Pb geochronology evolution of the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic: a paleoceanographic approach....69

4. CONCLUSÃO....92

5. REFERÊNCIAS....95

INTRODUÇÃO

Apresentação e Justificativa

A Elevação do Rio Grande (ERG) é uma feição topográfica oceânica proeminente no oeste do Atlântico Sul. Está localizada entre 1000 a 1200 km da costa do Rio de Janeiro, entre os paralelos 28° e 34°S, e os meridianos 28° e 40° W. A ERG desempenha um papel fundamental na dinâmica oceanográfica regional, formando uma barreira significativa para a circulação oceânica no Atlântico Sul e servindo como limite entre as bacias Brasileira e Argentina (Gamboa e Rabinowitz, 1984). Sua localização se estende além das 200 milhas náuticas que delimitam a Zona Econômica Exclusiva (ZEE), onde os países possuem soberania sobre os recursos marinhos e do fundo oceânico, conforme estabelecido pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM). Desde o final de 2018, o Brasil tem buscado junto à Organização das Nações Unidas (ONU) o reconhecimento da ERG como parte da extensão de sua plataforma continental. Caso aprovado, esse pleito garantiria ao país direitos soberanos sobre a exploração dos recursos minerais e demais riquezas potenciais do subsolo marinho (Jornal da USP, 2023).

Quanto sua divisão morfológica, Gamboa e Rabinowitz (1984) propuseram a divisão da ERG em duas porções distintas: a porção oeste (WRGR), composta por um platô de profundidade média de 2000 m; e a porção leste (ERGR), caracterizada por ser uma feição alongada, no sentido norte-sul, paralela à cadeia mesoceânica atual (Fig. 1A). Mais recentemente, Graça et al. (2019), propuseram uma compartimentação alternativa, segmentando a ERG em três unidades: i) ERG Ocidental; ii) ERG Central; e iii) ERG Oriental (Fig. 1B). Essa abordagem incluiu a ERG Ocidental como uma unidade distinta devido a semelhanças na espessura crustal, anomalias magnéticas e sua proximidade com as demais porções da ERG. As unidades morfológicas são separadas por planícies abissais e montes submarinos. A ERG Central se destaca por apresentar regiões com profundidades inferiores a 1000 m, atingindo aproximadamente 700 m nas áreas mais rasas. A ERG Oriental, por sua vez, é composta por dois segmentos principais com batimetria média de 2000 m, enquanto a ERG Ocidental apresenta profundidades menos pronunciadas, com as regiões mais rasas situadas em torno de 3000 m. Nesta

tese, será adotada a classificação proposta por Graça et al. (2019), com foco específico na ERG Central.

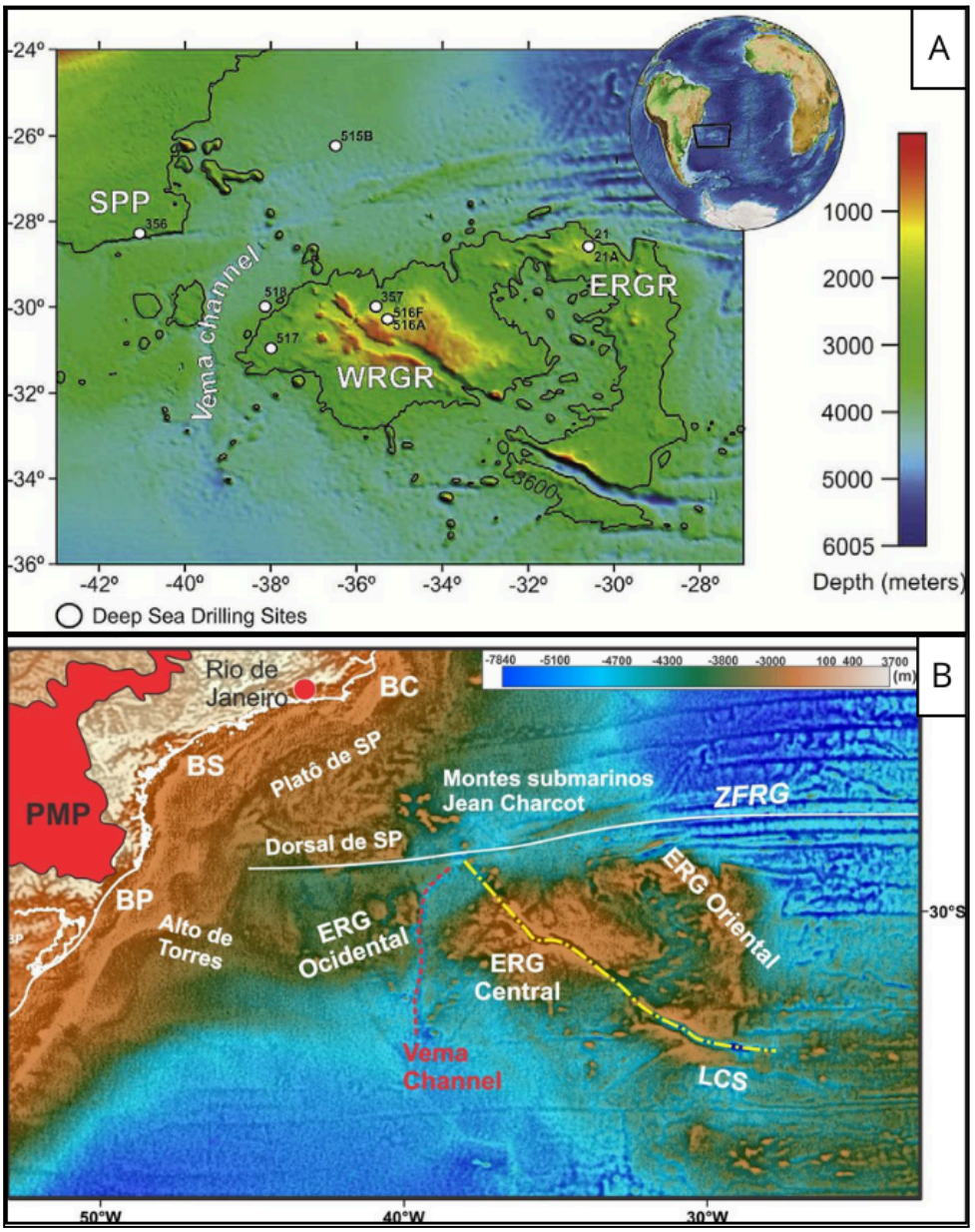


Fig. 1 - A) Classificação morfológica da ERG segundo Gamboa e Rabinowitz (1984). A isolinha de 3600 metros é destacada na batimetria. ERGR: porção leste da Elevação do Rio Grande. WRGR: porção oeste da Elevação do Rio Grande. SPP: Platô de São Paulo (fonte: Constantino et al., 2017). B) A) Classificação morfológica da ERG segundo Graça, et al. (2019). Mapa batimétrico regional, dado de Amante e Eakins, 2009. BP: Bacia de Pelotas; BS: Bacia de Santos; BC: Bacia de Campos; LCS: Lineamento Cruzeiro do Sul; SP: São Paulo; PMP: Província Magmática do Paraná; ZFRG: Zona de Fraturamento do Rio Grande (Fonte: Graça et al., 2019).

Diversos estudos foram realizados na ERG, especialmente devido ao seu potencial econômico. As crostas ferromanganesíferas, presentes no topo da

elevação, são o principal alvo de interesse, tanto acadêmico quanto comercial (p. ex. Pessoa, 2015; Benites et al., 2018; Montserrat et al., 2019; Benites et al., 2020; Bergo et al., 2021; Souza et al., 2021; Cavalcanti and Santos, 2022; Hassan, 2023; Matos et al., 2023; Benites et al. 2023; Sergipe et al. 2023). Essas crostas consistem em precipitados de óxido-hidróxido provenientes da água do mar e estão amplamente distribuídas em todos os oceanos do mundo (Manheim e Lane-Bostwick, 1989; Hein et al., 2000). O crescente interesse comercial por esses depósitos se deve à sua riqueza em metais estratégicos, como cobalto, elementos terras-raras (ETR) e elementos do grupo da platina (Souza et al., 2021; Hein et al., 2013). Além do valor econômico, as crostas de Fe-Mn são de grande relevância ambiental, pois registram mudanças na composição química dos oceanos ao longo do tempo (Christensen et al., 1997; Ling et al., 1997; Hein et al., 2000; Frank, 2011; Hein e Koschinsky, 2014).

No entanto, alguns aspectos importantes da ERG permanecem pouco compreendidos, especialmente no que se refere à interação entre a circulação oceânica e a dinâmica sedimentar do fundo marinho, bem como reconstruções paleoceanográficas que correlacionem a evolução geológica da ERG com as mudanças na circulação oceânica ao longo do tempo. Diante disso, esta tese busca preencher essas lacunas, fornecendo um entendimento mais detalhado dos processos hidrodinâmicos e geológicos que moldam e moldaram esse planalto submarino. A primeira abordagem da pesquisa foca na interação entre as correntes oceânicas e os sedimentos marinhos, investigando a formação de estruturas sedimentares e revelando aspectos importantes sobre a dinâmica oceânica atual da região. A segunda abordagem da tese expande essa análise para a evolução geológica da ERG, utilizando dados inéditos de geocronologia U-Pb em carbonatos e minerais fosfáticos, bem como de fósseis de foraminíferos associados às crostas de Fe-Mn. Esta pesquisa também forneceu a primeira datação direta de eventos de fosfatização em crostas de Fe-Mn na região.

Dessa forma, os resultados apresentados nesta tese fornecem novas perspectivas sobre os processos sedimentares, a dinâmica oceânica e a evolução geológica da ERG. A interseção entre essas áreas de estudo permite compreender melhor o papel dessa elevação submarina no contexto da circulação oceânica do Atlântico Sul e nos ciclos de formação e erosão de depósitos minerais no fundo marinho. Além disso, os resultados obtidos possuem implicações para investigações

futuras sobre mudanças paleoceanográficas e a exploração sustentável de recursos minerais em ambientes oceânicos profundos.

A tese está estruturada em 5 capítulos. O Capítulo 1 apresenta uma revisão bibliográfica, abordando a circulação oceânica e a dinâmica das massas de água no Atlântico Sul, além de um foco mais específico na ERG. Também são discutidos aspectos da dinâmica sedimentar do fundo oceânico, com destaque para as características locais da ERG. No Capítulo 2 são apresentados os métodos e técnicas analíticas empregados no desenvolvimento da pesquisa. O Capítulo 3 compreende os resultados que são apresentados em dois artigos científicos: O primeiro, publicado na revista *Marine Geology*, intitulado *"Exploring Subaqueous Bedforms and its Relation to Hydrodynamics in the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic"*; O segundo, submetido à revista *Paleoceanography and Paleoclimatology*, intitulado *"Eocene to Miocene U-Pb Geochronology Evolution of the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic: A Paleoceanographic Approach"*. Por fim, uma discussão final e mais abrangente dos resultados conectando os principais achados dos artigos produzidos é apresentada no Capítulo 4. Para garantir uma leitura mais fluida da tese e evitar repetições, os manuscritos foram incluídos sem os nomes dos coautores e sem suas respectivas listas de referências. Assim, todas as referências citadas ao longo da tese estão reunidas no Capítulo 5.

Objetivos

Esta pesquisa de doutorado teve como objetivo principal investigar a dinâmica oceânica atual e pretérita da ERG, integrando abordagens da oceanografia física, sedimentologia e geocronologia. No contexto da dinâmica oceânica atual, o estudo analisou a interação entre as correntes de fundo, o fluxo de maré (especialmente a componente semidiurna lunar M2) e a topografia submarina, com foco na formação e distribuição de feições sedimentares no fundo oceânico. Além disso, investigou-se a relação entre os padrões hidrodinâmicos e a distribuição das crostas de Fe-Mn, delimitando áreas de deposição e não-deposição na ERG de acordo com as variações na velocidade das correntes de fundo.

No âmbito paleoceanográfico, a pesquisa utilizou geocronologia de U-Pb em carbonatos e minerais fosfáticos associados às crostas de Fe-Mn para reconstruir a evolução das condições oceanográficas da ERG ao longo do tempo

geológico, compreendendo do Eoceno ao Mioceno. Os resultados permitiram avaliar a influência da evolução tectônica da ERG sobre a circulação oceânica do Atlântico Sul, além de identificar eventos paleoceanográficos que possam ter condicionado a formação das crostas de Fe-Mn e episódios de fosfatização na região.

CAPÍTULO 1
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica apresentada abaixo aborda a circulação oceânica e a dinâmica das massas de água no Atlântico Sul, além de um foco mais específico na ERG. Também são discutidos aspectos da dinâmica sedimentar do fundo oceânico, abordando os principais processos e feições resultantes tratados em uma perspectiva geral e, com destaque para as características locais da ERG.

1.1 Circulação Oceânica e Dinâmica das Massas de Água no Atlântico Sul

A circulação oceânica desempenha papel fundamental no funcionamento do sistema climático global, tendo influência direta nos padrões climáticos, transporte de nutrientes, distribuição de calor e na regulação climática. Neste sentido, os conceitos de correntes marinhas e massas de água não se confundem. Por mais que sejam conceitos relacionados, descrevem diferentes aspectos do movimento da água nos oceanos. As correntes marinhas referem-se ao fluxo de água oceânica de forma contínua e direcionada, podendo ser resultado de forças externas como ventos (p. ex. sistema de giros oceânicos - superficial), do gradiente de densidade (p. ex. a circulação termohalina - profunda), ou de forças gravitacionais (p. ex. marés) (Peterson e Stramma, 1991; Rahmstorf, 2006; Silveira et al., 2020).

As massas de água oceânica, por sua vez, se caracterizam por serem grandes volumes de água com características físicas e químicas relativamente homogêneas (p. ex. temperatura, salinidade e densidade). A formação dessas massas se dá principalmente na interface oceano-atmosfera e suas características dependem das condições internas específicas da região oceânica onde foram formadas, podendo envolver processos de mistura e advecção (movimento horizontal da água) (Peterson e Stramma, 1991; Silveira et al., 2020).

Nos tópicos a seguir serão apresentadas as dinâmicas de correntes e massas de águas oceânicas no Atlântico Sul atual e sua evolução durante a Era Cenozóica (Item 1.1.1). A mesma análise será realizada para o contexto específico da Elevação

do Rio Grande, com a discussão de estudos realizados sobre reconstruções paleoceanográficas locais (Item 1.1.2).

1.1.1 Dinâmica oceânica no Atlântico Sul

O Oceano Atlântico Sul atual

O Oceano Atlântico sul representa uma importante via de circulação oceânica para o transporte de águas rasas e profundas formadas tanto no pólo sul quanto no norte (Peterson e Stramma, 1991; Pérez-Díaz e Eagles, 2017a; Drouin et al., 2021). A circulação oceânica de nível superior é dominada por um sistema de giros oceânicos e pelo sistema de correntes Equatorial e Circumpolar (Peterson e Stramma, 1991). Todos esses grandes sistemas interagem com a atmosfera por meio da troca de calor oceano-atmosfera, influenciando a distribuição do calor no planeta (Peterson e Stramma, 1991). A circulação subtropical do Atlântico Sul é caracterizada por um giro anticiclônico localizado aproximadamente entre 45°S-15°S e 55°W-10°E (Peterson e Stramma, 1991; Drouin et al., 2021). Este Giro Subtropical é forçado pela convergência de Ekman, impulsionada pelo estresse do vento e da fricção, sendo o centro do giro máximo na altura da superfície do mar. O Giro Subtropical é composto por quatro principais correntes de superfície: a Corrente do Atlântico Sul (*South Atlantic Current* - SAC), que flui para leste; a Corrente de Benguela, que flui para noroeste; a Corrente Equatorial Sul (*South Equatorial Current* - SEC), que flui para oeste; e a Corrente do Brasil (*Brazil Current* - BC), que flui para o sul (Fig. 2) (Peterson e Stramma, 1991; Drouin et al., 2021).

As variabilidades sazonais na posição e no tamanho do Giro Subtropical são influenciadas pelas posições das suas fronteiras norte e leste, bem como pela Confluência Brasil-Malvinas (latitude 40ºS, Fig. 2) (Drouin et al., 2021). A força do giro segue o aquecimento e o resfriamento sazonais da camada superior do oceano e é amplamente influenciada pela variabilidade máxima da altura da superfície do mar (Drouin et al., 2021). Mudanças interanuais na fronteira sul e na força do giro estão relacionadas ao estresse do vento (resultado das variações de velocidade e direção do vento) (Drouin et al., 2021).

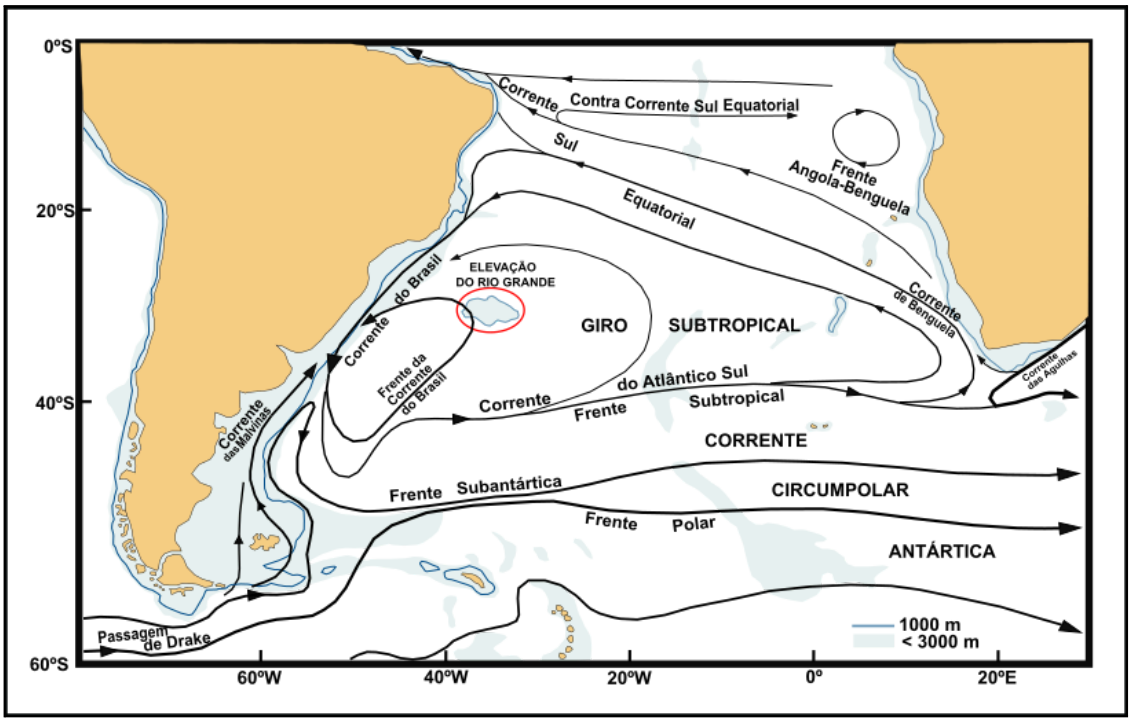


Fig. 2 - Representação esquemática de larga escala da circulação oceânica de nível superior no Atlântico Sul. O círculo vermelho representa a localização da área de estudo: a Elevação do Rio Grande. Fonte: editado de Peterson e Stramma (1991).

A circulação termohalina, por sua vez, compõe a circulação oceânica profunda e de larga escala e é controlada principalmente pelo gradiente de densidade, impulsionada pelos fluxos de calor e água doce pela superfície do mar e a subsequente mistura interior de calor e sal (Manabe e Stouffer, 1999; Rahmstorf, 2006). A distribuição de densidade do oceano, a qual determina os gradientes de pressão e, portanto, a circulação oceânica, é afetada pelas correntes e pelas misturas. Assim, é correto dizer que as circulações termohalina e superficial interagem de forma não-linear, existindo dois mecanismos físicos de circulação distintos, porém, correlacionáveis (Manabe e Stouffer, 1999; Rahmstorf, 2006).

A circulação termohalina relaciona-se ao conceito de Circulação Meridional de Capotamento (*Meridional Overturning Circulation* - MOC), a qual se refere ao fluxo norte-sul em função da latitude e profundidade (Rahmstorf, 2006). Para o Oceano Atlântico, destaca-se a Circulação Meridional de Capotamento do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation* - AMOC), a qual desempenha um papel central no clima, atuando na conectividade entre hemisférios por meio do transporte de águas quentes e salinas na camada superior do oceano em direção ao norte (Cunningham et al., 2007; Ballalai et al., 2019). Ressalta-se que a Corrente

de Benguela e a SEC atuam como condutos para o ramo superior da AMOC (Drouin et al., 2021).

No que se refere às massas de água, as principais componentes do contorno oeste do Atlântico Sul são, da mais rasa a mais profunda: a Água Tropical (*Tropical Water* - TW), a Água Central do Atlântico Sul (*South Atlantic Central Water* - SACW), a Água Intermediária Antártica (*Antarctic Intermediate Water* - AAIW), a Água Profunda Circumpolar Superior (*Upper Circumpolar Deep Water* - UCDW), a Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water* - NADW), e a Água de Fundo Antártica (*Antarctic Bottom Water* - AABW).

A Água Tropical (*Tropical Water* - TW) compõe a camada superior de até 100 metros de profundidade, composta por água quente (>20°C) e salina (>36 PSU) formada na transição tropical/subtropical, principalmente na porção noroeste do Atlântico Sul entre as latitudes de 5ºS e 15°S (Emilson, 1961; Stramma e England, 1999). O máximo de salinidade, comumente encontrada em subsuperfície, levou a autores e denominá-la "Água de Salinidade Máxima Subsuperficial" (Reid, 1989) ou "Água de Modo de Salinidade" (Mémery et al., 2000).

A Água Central do Atlântico Sul (*South Atlantic Central Water* - SACW) está localizada na região da termoclina, a aproximadamente entre 100 e 500 m. As águas da SACW circulam no giro subtropical e possuem uma curva T-S (temperatura vs. salinidade) bem definida (Stramma e England, 1999). A SACW é formada na zona de Convergência Subtropical, na região de confluência Brasil-Malvinas, o que confere a alta salinidade da SACW, que recircula dentro do giro subtropical (**Fig. 2**). Ao sul, a SACW é delimitada pela Frente Subtropical, em cerca de 40ºS (Stramma e England, 1999). A SACW é transportada dentro da SAC em direção à África, onde uma parte contribui diretamente para a Corrente de Benguela e outra parte passa para o Oceano Índico em uma rota ao sul da Corrente de Agulhas. A SACW flui na Corrente de Benguela e na SEC em direção à plataforma brasileira, onde é levada à direção equatorial pela Corrente Subsuperficial do Norte do Brasil e a BC (Stramma e England, 1999). O mínimo de oxigênio está a uma profundidade de 300 a 400 m, sendo o limite inferior da SACW nas regiões tropicais (Stramma e Schott, 1996; Stramma e England, 1999).

A Água Intermediária Antártica (*Antarctic Intermediate Water* - AAIW), localiza-se abaixo da termoclina, entre aproximadamente 500 e 1200 m de profundidade. Se origina em uma região superficial da camada circumpolar,

especialmente ao norte da Passagem de Drake (Fig. 2) e no “loop” da Corrente das Malvinas, tendo como limite sul essencialmente a Frente Subantártica. A AAIW pode ser reconhecida por ser uma subsuperfície de oxigênio máximo e salinidade mínima na latitude de formação (50ºS) cujas concentrações de oxigênio se tornam mínimas ou até inexistentes ao norte (latitude 15ºS) (Boebel et al., 1997; Stramma e England, 1999). Apresenta temperatura e salinidade inferiores à SACW, com temperatura variando entre aproximadamente 3,5°C a 8,7°C e a salinidade variando entre 34,4 a 34,6 (Sverdrup et al., 1942).

A Água Profunda Circumpolar Superior (*Upper Circumpolar Deep Water* - UCDW), localizada abaixo da AAIW, possui seus limites setentrionais próximos ao equador, com máximos de fosfato e sílica e um mínimo de temperatura a cerca de 1000 m de profundidade (Reid, 1989; Mémery et al., 2000). Esta massa tem uma região de origem diferente da sobrejacente AAIW, apesar de ambas fluírem do Atlântico Sul em direção ao Atlântico Norte. A Água Profunda Circumpolar (*Circumpolar Deep Water* - CDW) é pobre em oxigênio e rica em nutrientes quando comparada à NADW (Água Profunda do Atlântico Norte) e flui geralmente para leste na Corrente Circumpolar Antártica, sendo encontrada em uma ampla faixa de densidade (Stramma e England, 1999). Na Bacia Argentina, a CDW se mistura com a NADW (de alto oxigênio proveniente do norte) entrando pela Passagem de Drake, dividindo-se em Água Profunda Circumpolar Superior e Inferior (*Upper Circumpolar Deep Water* - UCDW; *Lower Circumpolar Deep Water* - LCDW). Um mínimo de oxigênio associado à UCDW é encontrado no Atlântico Sul como uma faixa situada abaixo do máximo de oxigênio da AAIW, se estendendo para o norte até cerca de 22ºS/25ºW (Tsuchiya et al., 1994). Em latitudes mais ao norte, o intenso e raso mínimo de oxigênio equatorial oblitera a assinatura da UCDW (Stramma e England, 1999).

A Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water* - NADW) é transportada do hemisfério norte para o hemisfério sul pela Corrente de Contorno Oeste Profunda (Stramma e England, 1999; Silveira et al., 2000). A NADW é frequentemente separada em três camadas: superior, intermediária e inferior (Friedrichs et al., 1994), identificadas por um máximo de salinidade para a NADW superior e dois máximos de oxigênio para a NADW intermediária e inferior (Stramma e England, 1999; Mémery et al., 2000). A parte mais rasa da NADW superior apresenta um máximo de salinidade correlacionado a elevadas

concentrações de trítio e clorofluorcarbonetos (CFCs). O máximo de salinidade está perto de 1600 m de profundidade quando próximo ao equador e aprofunda-se para 2500 m a latitude de 25ºS (Stramma e England, 1999). A faixa de profundidade influenciada pela NADW varia de cerca de 1200 m a 3900 m próximo ao equador e de 1700 m a 3000 m na Zona de Confluência Brasil-Malvinas, sendo que a espessura da NADW diminui em direção ao sul (Tsuchiya et al., 1994; Silveira et al., 2000).

A Água de Fundo Antártica (*Antarctic Bottom Water* - AABW), por sua vez, pode ser separada em duas componentes (Stramma e England, 1999). A parte superior da AABW origina-se na Corrente Circumpolar Antártica e consiste em massas de água profunda antiga (Água Profunda Circumpolar Inferior - LCDW), enquanto a AABW com densidades maiores fluem do Mar de Weddell e se espalham para o norte na Bacia Argentina, propagando-se para o norte na Bacia do Brasil após passar pelo Canal de Vema, onde a massa de água essencialmente desaparece na latitude de 4.5ºS (Siedler et al., 1996; Stramma e England, 1999). A AABW apresenta temperaturas entre 0 e 3° C e flui para norte (Schott et al., 2005).

O Oceano Atlântico Sul na Era Cenozóica

O Oceano Atlântico Sul apresenta uma longa história de abertura de passagens oceânicas concomitantes ao seu processo de expansão, os quais tiveram um papel fundamental nas alterações climáticas regionais e na oceanografia (Zachos et al., 2001a, 2001b; Poulsen et al., 2001, 2003; Zhang et al., 2011; Chaboureau et al., 2014; Sijp et al., 2014; Donnadieu et al., 2016; Viebahn et al., 2016). Diversos autores propuseram reconstruções paleobatimétricas com o intuito de melhor compreender a evolução da dinâmica de correntes e massas de água deste oceano (Bullard et al., 1965; Sclater e McKenzie, 1973; Sclater et al., 1977; Sykes et al., 1998; von der Heydt e Dijkstra, 2008; Uenzelmann-Neben et al., 2017; Pérez-Díaz e Eagles, 2017a). A **Fig. 3** a seguir apresenta a batimetria atual do Atlântico Sul com a localização das principais bacias, zonas de fraturamentos, elevações e dorsais, assim como as classes de profundidades utilizadas na reconstrução paleobatimétrica proposta por Pérez-Díaz e Eagles (2017a), estudo utilizado como base neste tópico.

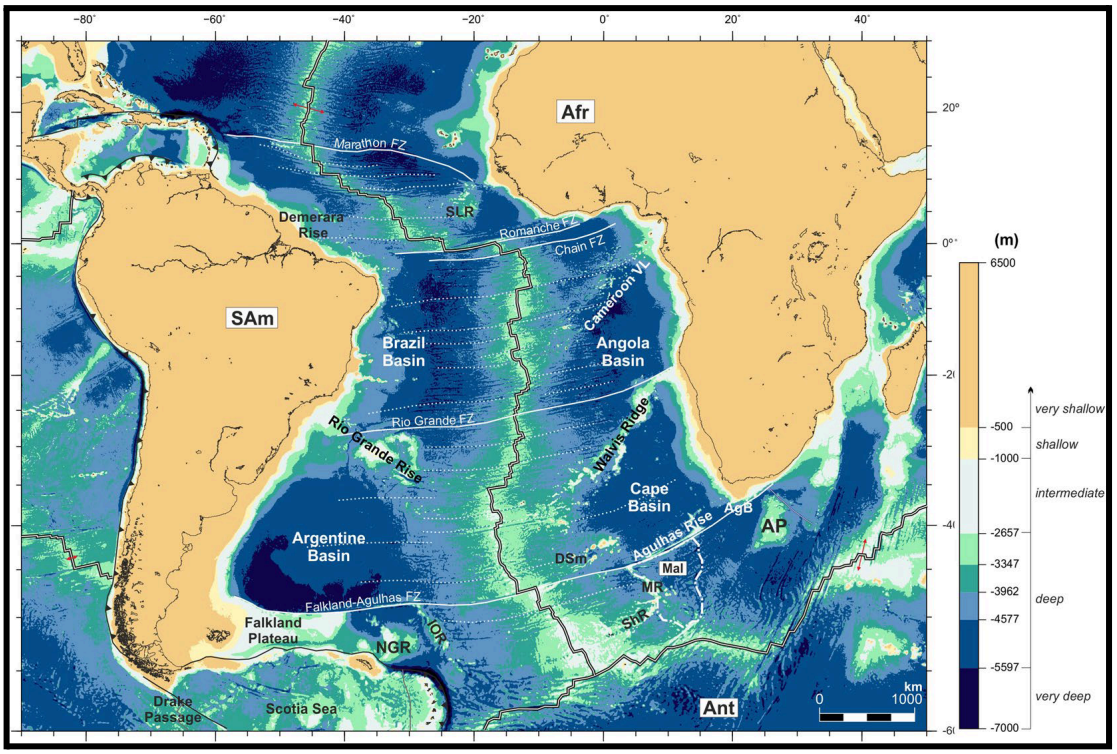


Fig. 3 - Batimetria atual do Oceano Atlântico Sul com as classes de profundidade utilizadas nas reconstruções paleobatimétricas por Pérez-Díaz e Eagles (2017a). Afr: Placa Africana; SAm: Placa Sul Americana; Ant: Placa Antártica; AgB: Bacia de Agulhas; AP: Platô de Agulhas; Cameroon VL: Linha Vulcânica de Camarões; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a).

No Paleógeno, o processo de expansão do Atlântico, iniciado durante o Cretáceo, continuou a se aprofundar e alargar (Fig. 4). Neste período, acredita-se que uma porção da ERG estava emergida ou próxima da superfície e que assim permaneceu até o meio do Eoceno (40 Ma). Além disso, a abertura de "gaps" oceânicos na ERG, juntamente com uma passagem equatorial mais larga e profunda e a subsidência da Linha Vulcânica de Camarões, teriam contribuído para uma melhor ventilação das Bacias do Brasil e de Angola (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a).

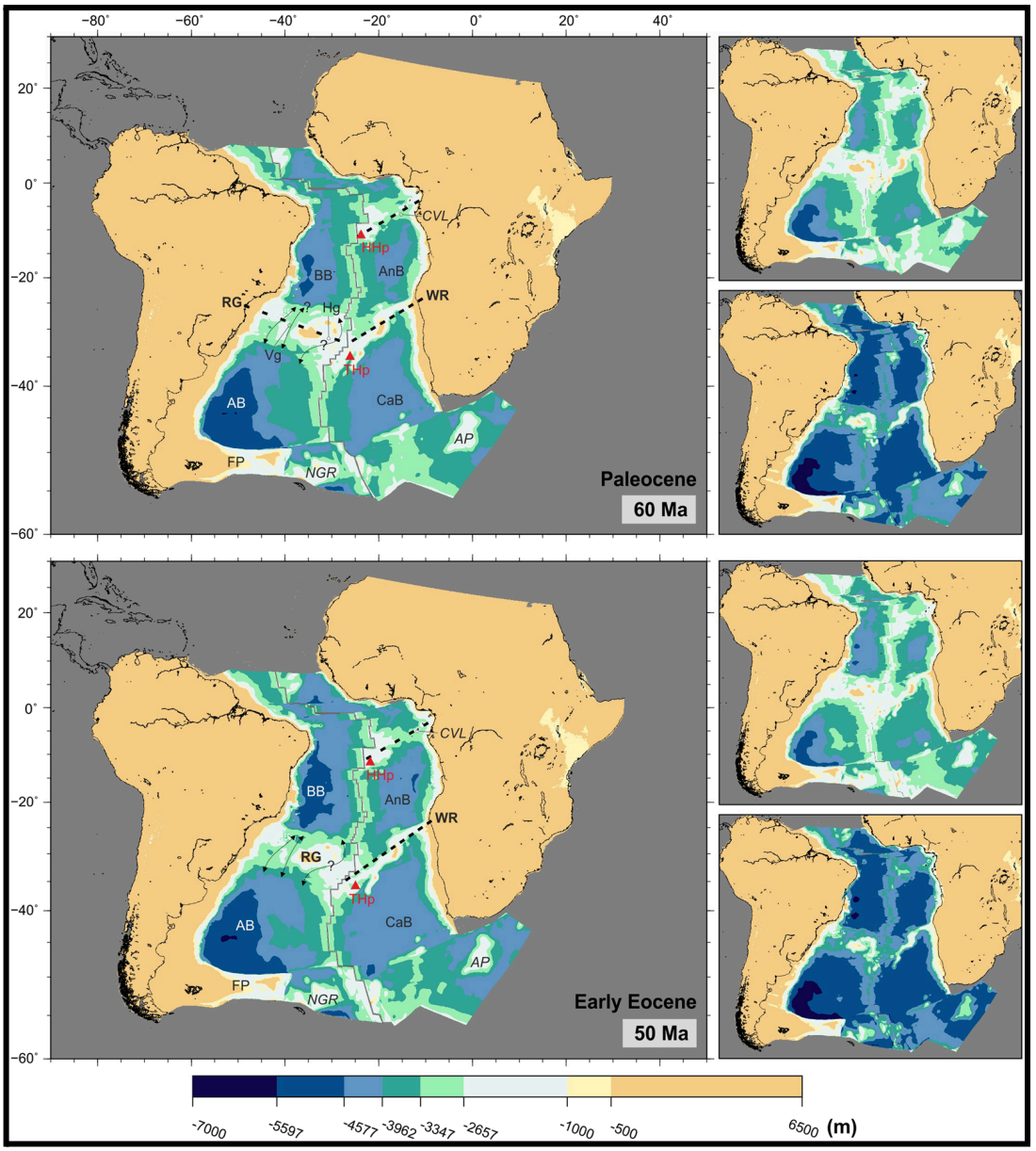


Fig. 4 - Reconstrução paleobatimétrica em 60 Ma (Paleoceno) e 50 Ma (Início do Eoceno). As linhas pretas tracejadas indicam barreiras parciais à circulação de água. Os caminhos de circulação da água indicados na figura são qualitativos e o comprimento das setas não indica a velocidade da corrente. AnB: Bacia de Angola; BB: Bacia do Brasil; HHp: Hotspot de Santa Helena; CVL: Linha Vulcânica de Camarões; RG: Elevação do Rio Grande; Vg: Canal de Vema; WR: Cadeia de Walvis; Hg: Canal de Hunter; FP: Platô das Malvinas; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia. Os painéis ao lado das reconstruções mostram as paleobatimetria mais rasa (topo) e mais profunda (base) para o período ilustrado, considerando as incertezas nos dados e modelos usados. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a).

No final do Eoceno, com o início da formação das camadas de gelo na Antártica, inicia-se a formação das primeiras massas de águas frias profundas da Antártica (proto-*Antarctic Bottom Water* - proto-AABW) (Kennett, 1977). McCoy e

Zimmerman (1977) propõem que esta massa de água pode ter circulado seguindo caminhos semelhantes aos atuais observados para as águas profundas da Antártica porém, seu contraste de densidade com outras massas de água teria sido menor e, assim, teria circulado a velocidades mais baixas. As correntes profundas dessa proto-AABW entraram no Atlântico Sul pelo sul, possivelmente formando dois giros independentes nas bacias Argentina e do Cabo, mas não conseguiram penetrar ao norte do complexo Rio Grande-Walvis, cujos canais mais profundos ainda eram mais rasos que 3500 m (Fig. 5) (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a) .

A expansão da camada de gelo da Antártica continuou ao longo do Eoceno e Oligoceno, com a formação de grandes camadas de gelo a partir de 34 Ma (Lear et al., 2000; DeConto e Pollard, 2003). Acredita-se que as mudanças mais significativas na circulação que levaram à formação das calotas de gelo da Antártica foram o resultado de dois eventos que ocorreram durante o Oligoceno: a abertura total da Passagem de Drake (Livermore et al., 2007; Eagles e Jokat, 2014), e a separação da Austrália da Antártica com a formação do Estreito da Tasmânia (Lawver e Gahagan, 2003; Scher et al., 2015). Esses dois eventos desencadearam uma mudança drástica na circulação oceânica no hemisfério sul (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a).

Alguns autores sugerem que o estiramento crustal entre a América do Sul e a Antártica tenha ocorrido por volta de 50 ± 3 Ma, antes do início da verdadeira expansão do fundo do mar entre os extremos da América do Sul e da Antártica (Eagles et al., 2006; Livermore et al., 2007). No entanto, as mudanças na circulação profunda dos oceanos induzidas pela abertura da Passagem de Drake não começaram antes de 28 Ma (Lawver e Gahagan, 2003) e, possivelmente, por volta de 31 ± 2 Ma (Eagles e Jokat, 2014) (Fig. 5, Oligoceno). A existência de uma proto-Corrente Circumpolar Antártica é sugerida desde o Eoceno médio com um fluxo raso através da Passagem de Drake (Munday et al., 2015; Sijp et al., 2014). Porém, só após a abertura total da Passagem de Drake, a Corrente Circumpolar Antártica foi de fato estabelecida, limitando a transferência de calor entre a Antártica e as latitudes mais baixas (Uenzelmann-Neben et al., 2017; Pérez-Díaz e Eagles, 2017a). Isto favoreceu a geração de grandes camadas de gelo na Antártica e resultou na formação e circulação da AABW como se conhece hoje, por volta do Mioceno Médio (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a).

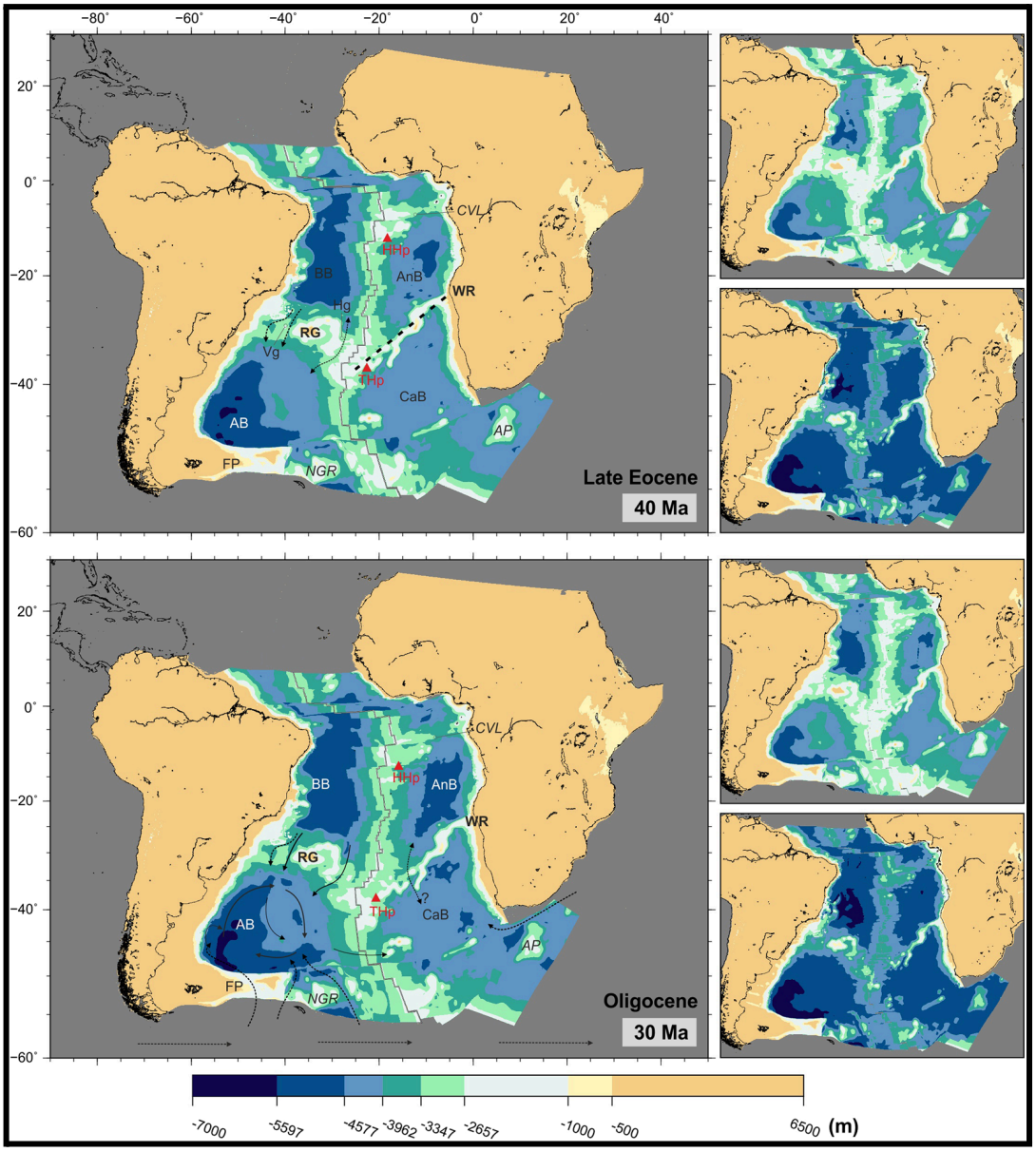


Fig. 5 - Reconstrução paleobatimétrica em 40 Ma (Final do Eoceno) e 30 Ma (Oligoceno). As linhas pretas tracejadas indicam barreiras parciais à circulação de água. Os caminhos de circulação da água indicados na figura são qualitativos e o comprimento das setas não indica a velocidade da corrente. AnB: Bacia de Angola; BB: Bacia do Brasil; HHp: Hotspot de Santa Helena; CVL: Linha Vulcânica de Camarões; RG: Elevação do Rio Grande; Vg: Canal de Vema; WR: Cadeia de Walvis; Hg: Canal de Hunter; FP: Platô das Malvinas; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia. Os painéis ao lado das reconstruções mostram as paleobatimetria mais rasa (topo) e mais profunda (base) para o período ilustrado, considerando as incertezas nos dados e modelos usados. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a).

Acredita-se que durante o final do Oligoceno e o início do Mioceno, a circulação de água de fundo da Bacia Argentina para a Bacia do Brasil tenha se tornado possível (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a) (Fig. 5 e 6). Ainda hoje, apenas uma

pequena parte da AABW consegue atravessar a ERG para a parte norte do Atlântico Sul (Le Pichon et al., 1971; Faugères et al., 1993; von Lom-Keil et al., 2002).

A reconstrução paleobatimétrica do período Neógeno (Mioceno + Plioceno) se assemelha ao Atlântico Sul atual. A dorsal meso-oceânica e o sistema Rio Grande-Walvis separam quatro bacias profundas distintas: as bacias Brasileira, Angolana, Argentina e do Cabo (Fig. 6) (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a). Neste período, a Linha Vulcânica de Camarões deixa de ser uma barreira para a circulação oceânica e também observa-se "gaps" ou canais atravessando a ERG e Dorsal de Walvis. Esses canais, com profundidades superiores a 4000 m, permitiram a circulação da água de fundo entre as bacias Argentina e Brasileira desde o Mioceno Médio (~15 Ma) (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a). Em contrapartida, tal conexão entre as bacias do Cabo e Angola, através da Dorsal de Walvis, não existia (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a). Estudos isotópicos sugerem que, até o início do Oligoceno (~33 Ma), toda a coluna de água em locais próximos à Dorsal de Walvis era ocupada por uma única massa de água que se originava do Oceano Antártico (Via e Thomas, 2006). Isto corrobora com a hipótese de Pérez-Díaz e Eagles (2017a) que a Dorsal de Walvis atuava como uma barreira para a circulação significativa de água no oeste do Atlântico Sul até o Neógeno (~23 Ma).

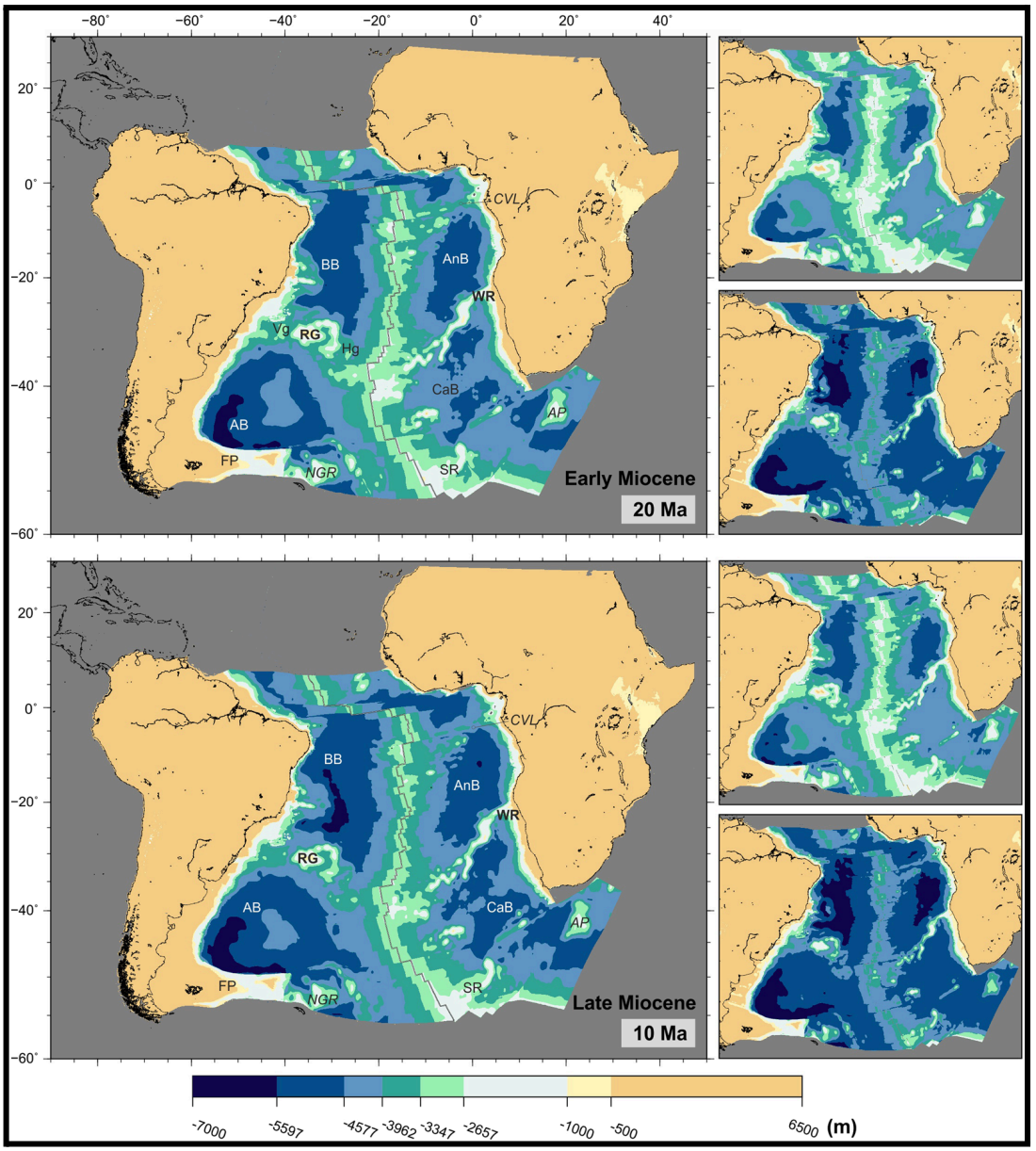


Fig. 6 - Reconstrução paleobatimétrica em 20 Ma (Início do Mioceno) e 10 Ma (Final do Mioceno). AnB: Bacia de Angola; BB: Bacia do Brasil; HHp: Hotspot de Santa Helena; CVL: Linha Vulcânica de Camarões; RG: Elevação do Rio Grande; Vg: Canal de Vema; WR: Cadeia de Walvis; Hg: Canal de Hunter; FP: Platô das Malvinas; NGR: Elevação Nordeste da Geórgia; SR: Cadeia de Shona. Os painéis ao lado das reconstruções mostram as paleobatimetria mais rasa (topo) e mais profunda (base) para o período ilustrado, considerando as incertezas nos dados e modelos usados. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a).

Vale ressaltar que o Oceano Atlântico esteve conectado ao Oceano Pacífico através do Estreito da América Central até seu fechamento por volta de 6 Ma (Haug e Tiedemann, 1998). O aumento da profundidade deste Estreito foi gradual, iniciando por volta de 16 Ma. Desta forma, até que a soleira atingisse uma

profundidade de 1000 m, um fluxo de Água do Componente Norte (*Northern Component Water* - NCW, precursora da NADW) do Atlântico para o Pacífico era possível e foi documentado por vários proxies (Nisancioglu et al., 2003). Apenas um fluxo reduzido de NCW alcançava o Atlântico Sul até que a soleira do Estreito da América Central aumentou para uma profundidade de 1000 m por volta de 13–12 Ma, quando o influxo de NCW para o Atlântico Sul aumentou (Uenzelmann-Neben et al., 2017). A NCW estava mais fraca durante o início do Mioceno, muito provavelmente devido a temperaturas mais altas, e restrita aos primeiros 1500 m da coluna de água (Uenzelmann-Neben et al., 2017). Além disso, acredita-se que as elevadas temperaturas durante o Oligoceno/início do Mioceno também influenciaram para que a circulação da AMOC fosse mais rasa (von der Heydt e Dijkstra, 2006; Herold et al., 2012).

No final do Mioceno, todos os elementos do sistema de circulação do Atlântico Sul atual haviam se formado (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a). A circulação de águas profundas era dominada pela AABW. Esta massa de água adentrava a Bacia Argentina a profundidades superiores a 3000 m, circulando para o norte ao longo da borda ocidental da bacia, e dentro da Bacia da Argentina, gerando um giro anticiclônico. Apenas uma pequena porção da AABW conseguia atravessar a ERG e entrar na Bacia do Brasil. A circulação em profundidades intermediárias era dominada pela NADW, CDW e AAIW , sendo que esta última é interpretada como resultado da mistura das águas quentes da NADW e das águas frias da AABW ao sul da ERG (Adkins, 2013) (Fig. 7, painel superior).

No presente, os padrões de circulação das águas intermediárias são diferenciados ao norte e ao sul da ERG. No sul, os padrões de circulação são controlados pela recirculação da AAIW e da SACW e pelo fluxo norte da CDW Superior e Inferior (UCDW e LCDW) (Arhan et al., 2002). Ao norte da ERG, tanto a SACW quanto a AAIW fluem para o norte como parte da Corrente de Contorno do Brasil Intermediária (Fig. 7, painel inferior) (Pérez-Díaz e Eagles, 2017a). Quanto às massas de água superficiais, estas incluem a SACW e a TW, que fluem para o sul como parte da Corrente do Brasil, o ramo ocidental do giro subtropical do Atlântico Sul. Esta corrente transporta águas quentes e salgadas em direção ao polo ao longo da margem da América do Sul e colide na confluência Brasil/Malvinas com a Corrente das Malvinas, que transporta águas frias

subantárticas em direção a latitudes mais altas (Matano et al., 2010) (Fig. 7, painel inferior).

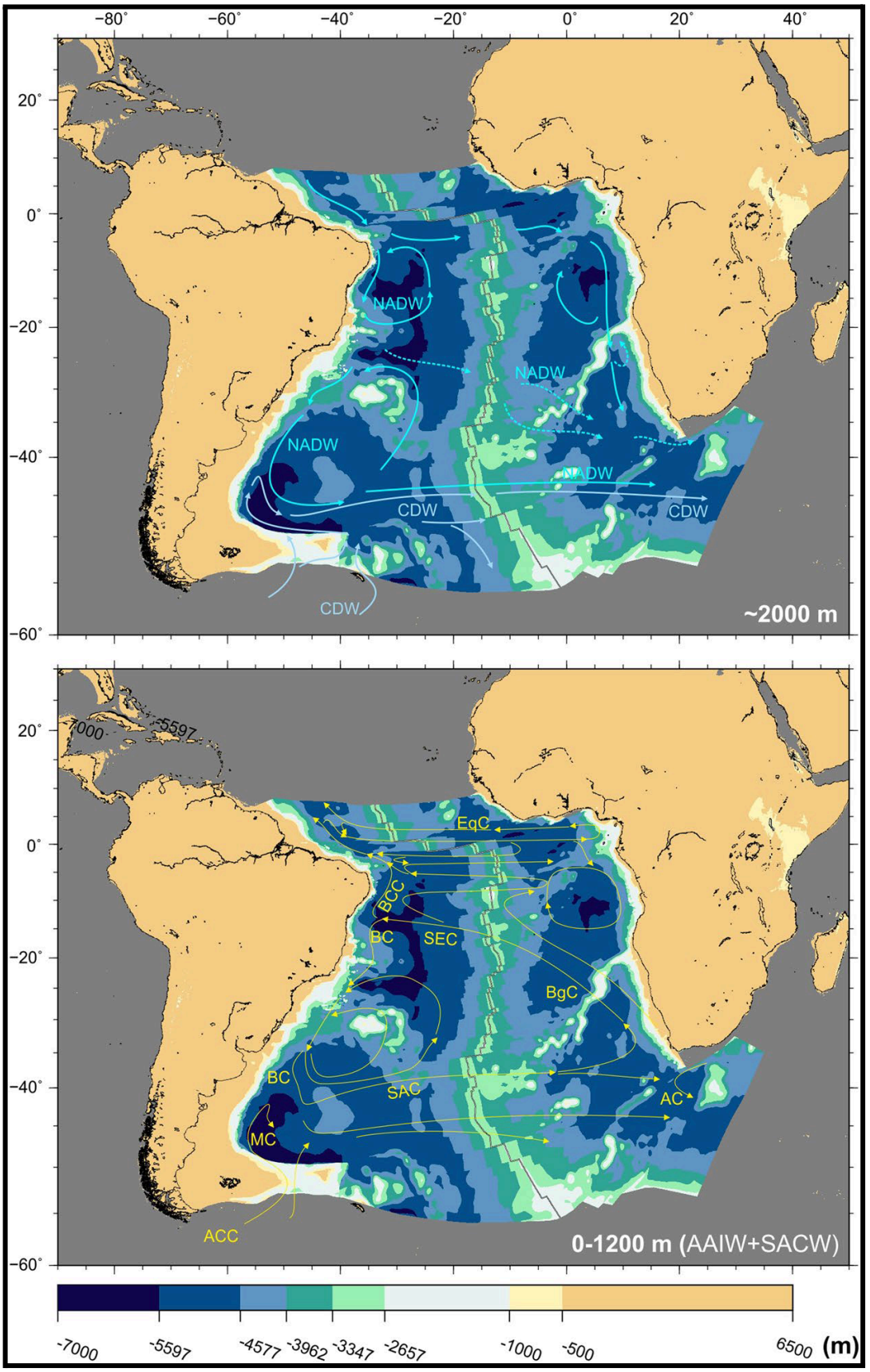


Fig. 7 - Modelagem da batimetria atual e padrões de circulação de águas intermediárias e rasas simplificados. Os caminhos de circulação da água são qualitativos e o comprimento das setas não indica a velocidade da corrente. **Painel superior:** Padrões de circulação da Água Profunda do Atlântico Norte (NADW) e da Água Profunda Circumpolar (CDW). **Painel inferior:** Padrões de circulação da Água Intermediária Antártica (AAIW) e da Água Profunda do Atlântico Sul (SACW). Ambas as massas de água circulam juntas como parte das seguintes correntes: AC: Corrente de Agulhas; ACC: Corrente Circumpolar Antártica; BC: Corrente do Brasil; BCC: Corrente de Contorno Intermediária do Brasil; BgC: Corrente de Benguela; EqC: Correntes Equatoriais; MC: Corrente das Malvinas; SAC: Corrente do Atlântico Sul. Fonte: Pérez-Díaz e Eagles (2017a).

1.1.2 Dinâmica oceânica na Elevação do Rio Grande

A ERG, alto batimétrico expressivo no sudoeste do Atlântico Sul, marca a divisão entre as bacias do Brasil e a Argentina, sendo também uma importante barreira na circulação oceânica norte-sul (Florindo et al., 2015; Palcu et al., 2020; Srivastava et al., 2023). A circulação oceânica atual de larga escala na ERG é caracterizada pela presença do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (*Southern Branch of South Equatorial Current - sSEC*), que flui para oeste (Souza-Neto et al., 2024). O sSEC em si consiste em seis ramos de latitudes distintas: 11°S, 14°S, 18°S, 21°S, 26°S e 30°S (Fig. 8, Luko et al., 2021). Destes, o ramo mais meridional a 30°S, o qual possui a mesma latitude da ERG, se bifurca em outros dois ramos após colidir com a elevação (Souza-Neto et al., 2024). A banda norte desta ramificação dá origem à Corrente de Contorno Oeste Intermediária (*Intermediate Western Boundary Current* - IWBC) (Boebel et al., 1999; Silveira et al., 2004), responsável pelo transporte da AAIW através da dorsal submarina Vitória-Trindade (*Vitória-Trindade Ridge*) (Napolitano et al., 2019). A banda sul resultante da ramificação de sSEC na ERG é responsável pelo aumento do transporte da Corrente do Brasil (Souza-Neto, 2022). Este ramo da latitude de 30°S do sSEC que colide com a ERG se estende da superfície até 2500 m de profundidade, com o seu núcleo entre 287 e 570 metros (Souza-Neto et al., 2024).

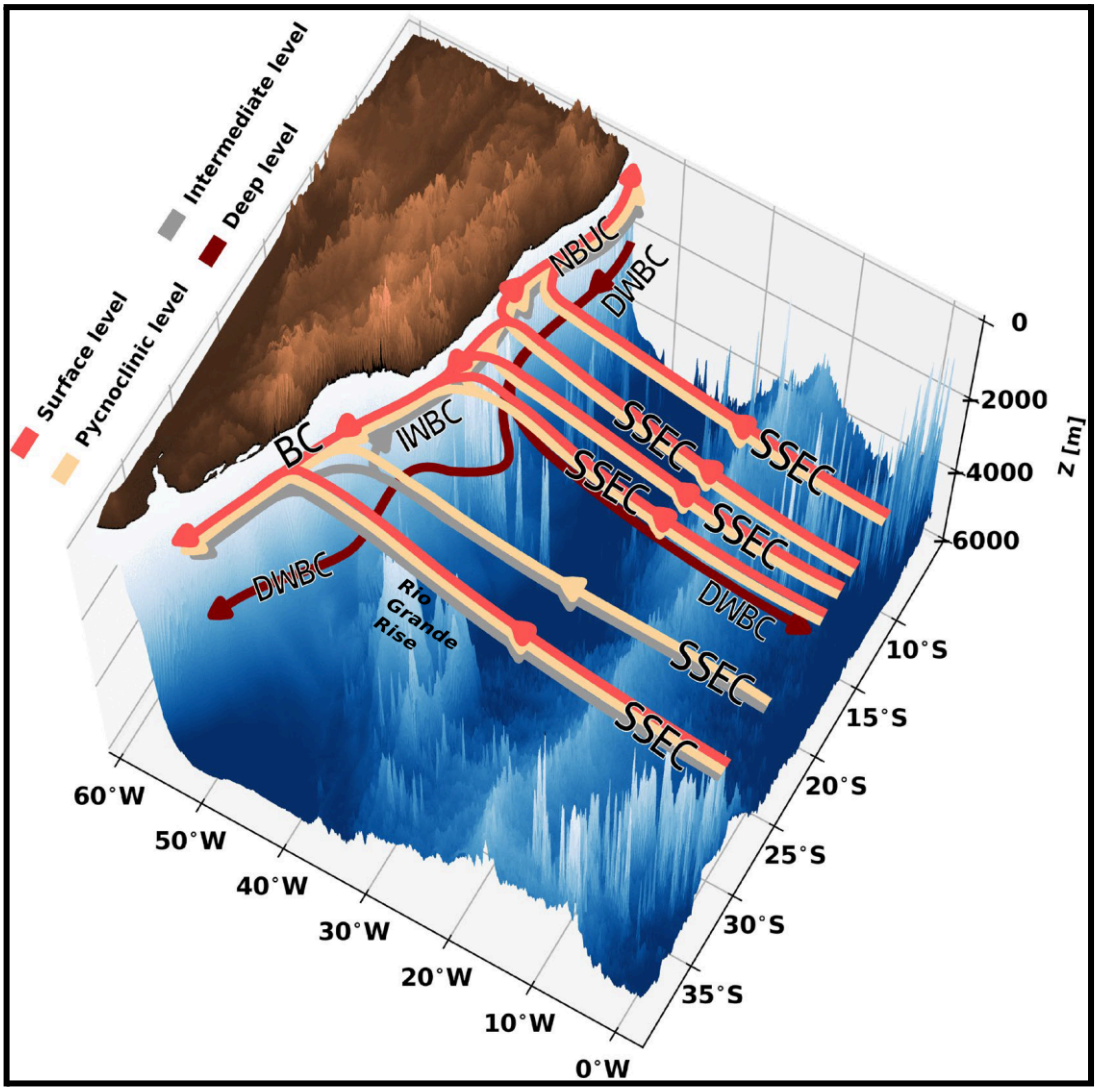


Fig. 8 - Representação esquemática dos vários ramos da sSEC pelo Atlântico Sul, em destaque o ramo mais meridional a 30°S, localizado na mesma latitude da ERG (Rio Grande Rise). DWBC: Corrente de Limite Ocidental Profunda (Deep Western Boundary Current); NBUC: Corrente Subsuperficial do Norte do Brasil (North Brazil Undercurrent); IWBC: Corrente de Limite Ocidental Intermediária (Intermediate Western Boundary Current); sSEC: ramo sul da Corrente Equatorial Sul (Southern Branch of South Equatorial Current); BC: Corrente do Brasil (Brazil Current). Fonte: modificado de Luko et al. (2021).

Localmente, a circulação oceânica na ERG é caracterizada pela forte influência do fluxo de maré M2, o principal constituinte semidiurno lunar, com uma amplitude que pode atingir 0,3 m s^{-1} (Sousa-Neto et al., 2024). A importância do fluxo de marés na ERG também foi abordada no estudo de Harlamov et al. (2015), os quais encontraram velocidades médias no topo da ERG da ordem de 0,1 m s^{-1}, com picos atingindo 0,5 m s^{-1}, e concluíram que a hidrodinâmica na região é

amplamente impulsionada pelas marés. A geração de marés internas na ERG ocorre principalmente nas encostas do Rift Cruzeiro do Sul (RCS), com a maior parte da energia convertida da maré barotrópica sendo irradiada na forma de feixes de maré (Sousa-Neto et al., 2024). Além disso, a incidência do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (*sSEC*), e a retificação das marés geram circulações anticiclônicas nas porções mais rasas da ERG, sendo este último mecanismo o responsável por uma circulação anticiclônica intensificada no fundo de 0,2 m s^{-1} (Sousa-Neto et al., 2024). Além disso, Sousa-Neto et al. (2024) demonstram que a sSEC é a principal responsável pelos movimentos da submesoescala dentro do RCS. A entrada da sSEC no rift leva ao desenvolvimento de redemoinhos de submesoescala dentro do RCS.

Várias massas de águas intermediárias e profundas convergem na fronteira ocidental do Atlântico Sul, onde a ERG está posicionada (Mémery et al., 2000; Lacasse et al., 2017). A ERG em si intercepta as seguintes massas de água: SACW, AAIW, UCDW, NADW, LCDW e AABW (Fig. 9) (Stramma e England, 1999; Cirano et al., 2006; Lacasse et al., 2017). Conforme abordado anteriormente (**item 1.1.1**), essas massas possuem características distintas de salinidade, oxigenação e nutrientes que refletem as condições internas específicas do local onde foram formadas.

No contexto específico da ERG, a AABW é a massa de água mais densa e profunda que intercepta a elevação (Fig. 9). Os canais de Vema e Hunter, localizados próximos à ERG (Fig. 9B), são as principais vias de fluxo da AABW, a qual tem origem no sul do Atlântico Sul e flui em sentido norte (Kaji et al., 2011). A NADW, por sua vez, atua nas profundidades variando de 2300 a 3200 m (Fig. 9B), caracterizada pela alta salinidade, oxigenação máxima e mínimo de nutrientes (Lacasse et al., 2017, Dickson e Brown, 1994). Reid (1989) rastreou os trajetos dessa massa de água e concluiu que ela deixa a fronteira oeste na Bacia Argentina e então flui de forma anticiclônica ao redor da ERG. A UCDW e a LCDW são, respectivamente, os ramos superiores e inferiores da Água Profunda Circumpolar (CDW). Esta é caracterizada por um mínimo de oxigênio e um máximo de nutrientes e é dividida quando encontra a NADW no sudoeste do Atlântico Sul (Morozov et al., 2010). A UCDW é interceptada pela AAIW a uma profundidade aproximada de 1000 m (Lacasse et al., 2017).

A AAIW é uma das massas de água mais superficiais que intercepta a ERG, sendo uma massa de água com baixa salinidade e temperatura, formada em uma região que captura quantidades significativas de CO_2 da atmosfera (Hartin et al., 2011). Boebel et al. (1997) propõe em seu estudo que a AAIW circula, entre 700 - 1500 m de profundidade, em uma célula de recirculação anticiclônica que ocupa toda a bacia subtropical do Atlântico Sul, logo abaixo da circulação impulsionada pelo vento. O centro desta célula, que estaria a sudeste da ERG, separa a advecção para leste da AAIW abaixo da Corrente do Atlântico Sul (SAC) da parte que flui para oeste, recirculando a AAIW. Os dois ramos próximos à plataforma que fecham a circunferência do fluxo da AAIW são formados a leste pela Corrente de Benguela profunda, potencialmente modulada pela entrada de água intermediária salgada do Oceano Índico, e a oeste pelo sistema da Corrente do Brasil (BC).

As massas de água circumpolares alcançam o sudoeste do Atlântico pela ação da Corrente Circumpolar Antártica através da Passagem de Drake (Piola e Gordon, 1989; Silveira et al., 2020). A UCDW, em particular, é transportada pela ramificação desta corrente que flui em direção ao equador e que margeia a encosta continental, conhecida como Corrente das Malvinas (Talley, 2011; Silveira et al., 2020). A Corrente das Malvinas colide com a Corrente do Brasil (BC) na latitude aproximada de 40ºS, causando a advecção para leste da UCDW pela SAC e a recirculação anticiclônica na porção mais profunda do Giro Subtropical do Atlântico Sul (Reid, 1989; Stramma e England, 1999; Silveira et al., 2020).

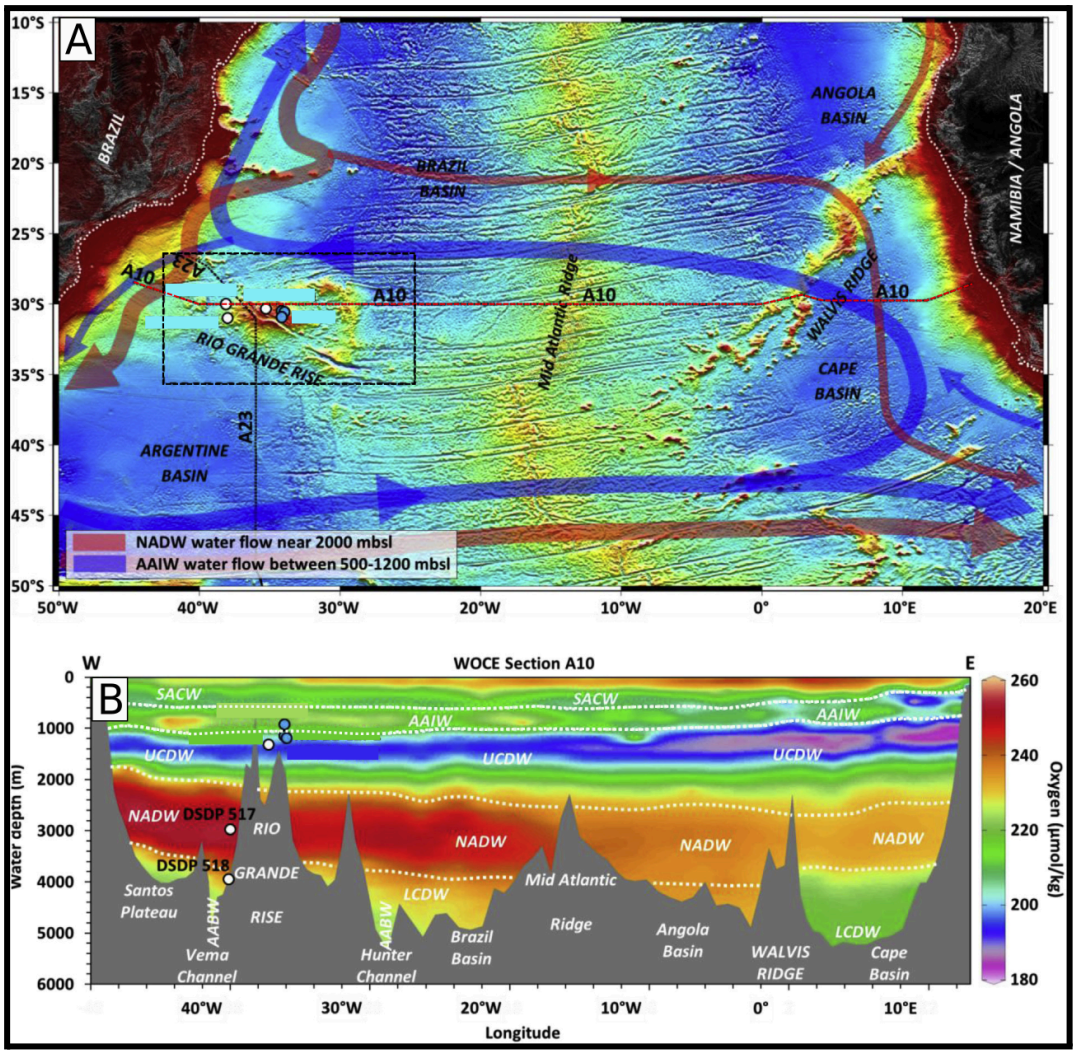


Fig. 9 - A) Circulação de larga escala da Água Profunda do Atlântico Norte (NADW), a aprox. 2000 m de profundidade; e da Água Intermediária da Antártica (AAIW), entre 500 e 1200 m de profundidade; e localização da seção WOCE A10, cujo perfil está representado em "B". B) Seção com a representação dos dados de oxigênio, com a delineação das massas de água sendo, além da NADW e AAIW, a Água Circumpolar Superior/Inferior (UCDW/LCDW); Água Central do Atlântico Sul (SACW) e, Água de Fundo Antártica (AABW). Fonte: Modificado de Lacasse et al. (2017).

Os estudos mais recentes sobre os aspectos paleoceanográficos da ERG incluem os trabalhos de Lacasse et al. (2017), Krahl et al. (2020), Srivastava et al. (2023) e Silva et al. (2024). Já pesquisas anteriores, como as de Johnson e Peters (1979), Kumar (1979), Gamboa e Rabinowitz (1984), Mohriak et al. (2010), Constantino et al. (2017), Praxedes et al. (2019), Sager et al. (2021), Hoyer et al. (2022) e Hackspacher et al. (2022), concentraram-se majoritariamente na evolução

geológica da ERG. No entanto, são poucos os estudos que abordam especificamente a paleocirculação oceânica na região.

Lacasse et al. (2017) analisaram amostras de *piston cores* extraídas do flanco norte da ERG, compostas principalmente por vazas foraminíferas representativas de profundidades entre 900 e 1200 m. A datação foi realizada com base em isótopos de estrôncio ($^{87}Sr/^{86}Sr$) e dados de susceptibilidade magnética, permitindo identificar idades correspondentes à transição entre o Neógeno e o Quaternário, especificamente ao Plio-Pleistoceno. Os autores observaram evidências da glaciação do Hemisfério Norte a partir de ~2,7 Ma, refletidas em variações nas taxas de sedimentação. Essas mudanças coincidem com a incursão das massas de água intermediárias (UCDW e AAIW), em resposta à redução da exportação da NADW para o Oceano Antártico. Atualmente, acredita-se que essas profundidades continuam sendo influenciadas pelas massas AAIW e UCDW. A configuração hidrodinâmica permaneceu relativamente estável desde o Plio-Pleistoceno, conforme indicado pelos gradientes de oxigênio e outros parâmetros da água do mar. A baixa oxigenação e a alta concentração de nutrientes dessas massas de água resultaram em taxas reduzidas de acumulação de sedimentos carbonáticos (~0,4 a 0,8 cm/ka) no topo da ERG. Como essa região está bem acima da lisoclina (~4050 m) e da Zona de Compensação de Carbonato (~4500 m), a deposição e preservação de foraminíferos planctônicos foram favorecidas, contribuindo significativamente para a composição dos sedimentos carbonáticos.

Krahl et al. (2020) investigaram a evolução paleoambiental da ERG durante o início da Era Cenozóica, com foco no Daniano (~66 a 61,6 Ma). A partir de dados obtidos no furo 516F do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), os autores identificaram excursões negativas de isótopos de carbono, indicando um período inicial (~160 mil anos do Daniano) de estabilidade ambiental, caracterizado por águas de fundo bem oxigenadas, boa preservação de carbonatos e alta produção primária. No entanto, essa estabilidade foi progressivamente reduzida, resultando na formação de camadas vermelhas entre 65,86 Ma e 65,71 Ma, atribuídas à menor preservação de carbonatos e à redução da oxigenação das águas. Esses resultados reforçam a hipótese de que o aumento na emissão de gases vulcânicos durante o início do Daniano contribuiu para a dissolução de carbonatos e a diminuição da concentração de oxigênio nos oceanos profundos, marcando a transição entre o Cretáceo e o Cenozóico.

Srivastava et al. (2023) descreveram a presença de argilas vermelhas e topos vulcânicos intemperizados intercalados entre fluxos sucessivos de lava alcalina na porção ocidental da ERG. Essas ocorrências foram identificadas por meio de imagens obtidas com um veículo submarino autônomo (AUV) e confirmadas por amostras dragadas a aproximadamente 650 m de profundidade. Os autores sugerem que essas argilas vermelhas representam um hiato nas erupções vulcânicas durante o Eoceno (~44 Ma). A mineralogia das argilas indica que elas se formaram por intemperismo químico subaéreo das rochas vulcânicas, em um clima quente e úmido, antes da subsidência térmica da ERG para sua profundidade atual.

Mais recentemente, Silva et al. (2024) investigaram os depósitos de uma Plataforma Carbonática Isolada (PCI) na ERG, identificando oito fácies sedimentares que serviram de base para uma reconstrução paleoambiental. Os resultados indicam que a PCI se desenvolveu durante um período de estabilidade tectônica no Oligoceno-Mioceno, associada a uma ilha vulcânica que emergiu no Eoceno. A análise das fácies sugeriu que essa plataforma apresentava um ambiente de lagoa com recifes coralíneos e algais, passando por um processo de semi-submersão no Plioceno-Pleistoceno devido ao aumento da influência das correntes oceânicas. Esse processo culminou no completo afogamento da PCI no Pleistoceno-Recente, quando a sedimentação passou a ser dominada por depósitos pelágicos retrabalhados.

Para um melhor entendimento da evolução paleoambiental da ERG, o próximo subtópico apresentará um panorama resumido do estado da arte sobre sua evolução geológica.

Panorama da evolução geológica da Elevação do Rio Grande

A evolução geológica da ERG é resultado de processos tectônicos e magmáticos associados à abertura do Oceano Atlântico Sul. Acredita-se que a ERG tenha origem vulcânica, formada como parte do rastro do hotspot Tristan-Gough durante o Cretáceo Superior, aproximadamente entre 92 e 83 milhões de anos atrás (O'Connor e Duncan, 1990; Fromm et al., 2017; Sager et al., 2021). Santos et al. (2019) identificaram rochas continentais cristalinas e basaltos contaminados por crosta continental dentro da ERG, com idades U–Pb em zircão variando de ~2.200 Ma em um gabro a valores entre ~1.430 e 480 Ma em quatro granitoides. Esses

achados sugerem que a fragmentação do sudoeste de Gondwana deixou para trás blocos continentais, predominantemente de idade africana, que posteriormente foram incorporados à litosfera oceânica. Essa incorporação ocorreu possivelmente por meio da interação entre processos de rifteamento e a pluma mantélica Tristan-Gough em margens continentais hiperestendidas (Santos et al., 2019).

O embasamento basáltico da ERG foi datado entre 87 e 80 Ma com base em basaltos toleíticos recuperados no furo 516F do *Deep-Sea Drilling Project* (DSDP). A subsequente tração para leste da dorsal mesoatlântica isolou a ERG da Cadeia de Walvis no lado oposto da Dorsal Mesoatlântica, moldando seu arcabouço geológico atual (Rohde et al., 2013; Pérez-Díaz e Eagles, 2014, 2017b; Galvão e de Castro, 2017). Evidências desse evento térmico também foram identificadas por meio de termocronologia (U-Th-Sm)/He em apatita, indicando idades de resfriamento do embasamento basáltico (Hackspacher et al., 2022).

Após essa fase inicial de vulcanismo, pulsos tectônicos extensionais entre 70 e 50 Ma levaram à formação de um rifte profundo e simétrico no flanco oeste da ERG e de uma estrutura de *half-graben* assimétrica no seu topo, conhecida como Rifte Cruzeiro do Sul (RCS) (Praxedes et al., 2019). Essas feições estruturais estão associadas a movimentos transcorrentes ao longo de zonas de falha E-W, que controlaram o desenvolvimento do RCS. Dados termocronológicos indicam ainda uma fase de resfriamento entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno (50–60 Ma), relacionada a essa tectônica extensional (Hackspacher et al., 2022).

Durante o Eoceno (50–35 Ma), a ERG foi afetada por magmatismo alcalino, resultando na formação de montes submarinos, *guyots* e um amplo platô, especialmente em sua porção oeste (Gamboa e Rabinowitz, 1984). O soerguimento crustal durante esse período facilitou a deposição de turbiditos e deslizamentos submarinos, enquanto porções da ERG emergiram acima do nível do mar e sofreram intensa erosão (Gamboa e Rabinowitz, 1984; Ussami et al., 2012; Praxedes et al., 2019). Análises geoquímicas sugerem que as rochas vulcânicas alcalinas formadas nesse período possuem afinidade com basaltos de ilhas oceânicas, indicando uma ligação com o vulcanismo relacionado ao rifteamento ocorrido no Eoceno (Rohde et al., 2013; Hoyer et al., 2022). Dados termocronológicos indicam ainda um evento de resfriamento contemporâneo (~50–45 Ma), possivelmente associado à atividade hidrotermal (Hackspacher et al., 2022). Estudos recentes apontam interrupções na atividade vulcânica durante o

Eoceno, acompanhadas por intemperismo químico subaéreo das rochas vulcânicas sob um clima quente e úmido, antes da subsidência térmica da ERG para sua profundidade batimétrica atual (Srivastava et al., 2023).

Após a fase magmática do Eoceno, a ERG entrou em um período de quiescência tectônica e vulcânica entre o Eoceno Superior e o Oligoceno (35–25 Ma). Essa fase foi marcada pela subsidência térmica, sedimentação extensiva e erosão subaérea (Gamboa e Rabinowitz, 1984; Praxedes et al., 2019). Reconstruções paleoambientais baseadas na descrição de fácies sedimentares e idades de fósseis índice sugerem o desenvolvimento de uma plataforma carbonática durante esse período, associada a ambientes lagunares fracamente protegidos, recifes coralígenos, bancos de algas e recifes isolados. Acredita-se que essa plataforma tenha se formado ao redor de uma ilha vulcânica exposta durante o Eoceno (Silva et al., 2024).

Do Mioceno Inferior ao Pleistoceno, a sedimentação retomou seu curso, com unidades sendo depositadas de forma concordante sobre sequências mais antigas. Nesse período, a ERG foi submetida a deformações, marcadas pela formação de falhas normais subverticais, que criaram depressões de mais de 500 m de largura no fundo marinho (Praxedes et al., 2019). Piston cores gigantes recuperados do flanco norte da ERG, em profundidades entre 900 e 1200 m, registraram uma espessa sequência sedimentar do Plio-Pleistoceno, com espessura entre 30 e 40 m (Lacasse et al., 2017). Dados termocronológicos indicam um evento de resfriamento rápido no Mioceno Médio (~12 Ma), provavelmente associado à atividade tectônica, soerguimento e erosão afetando o flanco norte do RCS (Hackspacher et al., 2022).

1.2 Dinâmica Sedimentar de Fundo Oceânico

Os estudos sobre a dinâmica sedimentar de fundo oceânico referem-se aos processos que influenciam no transporte, deposição e redistribuição de sedimentos nos oceanos. Conhecer os padrões de distribuição de sedimentos no oceano é fundamental para entender os ciclos biogeoquímicos e como os depósitos do fundo do mar respondem às mudanças ambientais na superfície do mar (Dutkiewicz et al., 2015). Os sedimentos oceânicos podem ser classificados pela sua origem, sendo divididos em quatro categorias principais: i) terrígenos, derivados de rochas, provém das massas terrestres e entram no oceano; ii) biogênicos, compostos por restos de organismos marinhos; iii) hidrogênicos, formados quando materiais dissolvidos na água precipitam e formam partículas sólidas; e iv) cosmogênicos, derivados de fontes extraterrestres (Webb, 2023). A figura a seguir ilustra a distribuição global desses tipos de sedimentos nos oceanos (Fig. 10).

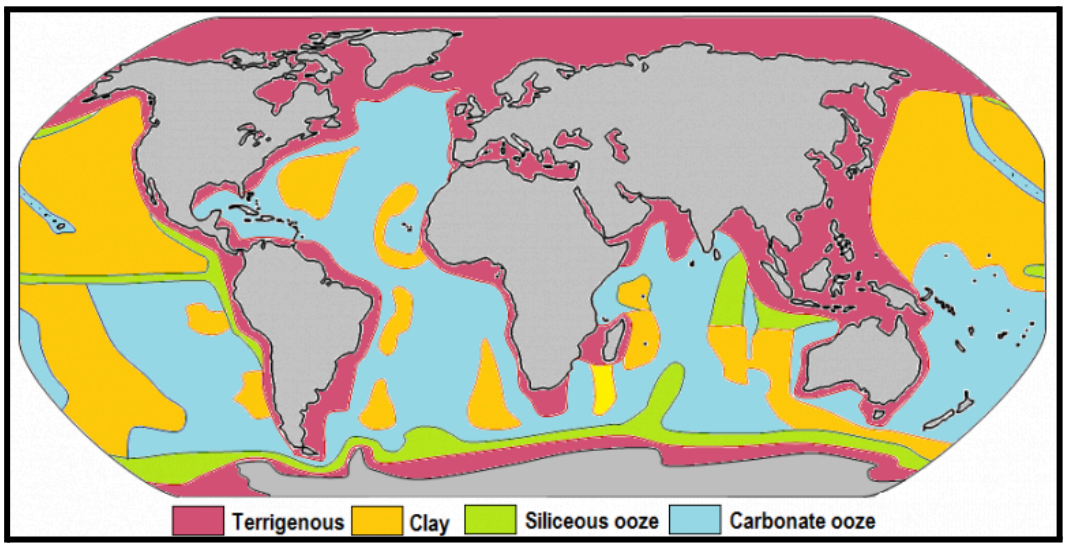


Fig. 10 - Distribuição global dos tipos de sedimentos no fundo oceânico. Terrigenous = terrígenos; Clay = Argila; Siliceous oozes = vazas siliciclásticas; Carbonate oozes = vazas carbonáticas. Fonte: Webb (2023).

1.2.1 Caracterização do fundo oceânico na Elevação do Rio Grande

A caracterização do fundo marinho da ERG foi objeto da tese de doutorado de Lisniowski (2020), a qual utilizou o levantamento de multifeixe (30KHz) realizado pela SGB-CPRM com resolução espacial de 50 m para a realização da modelagem do terreno bentônico (BTM - Benthic Terrain Model). Além disso,

utilizou filmagens submarinas obtidas por perfis de TV Grab, submersível Shinkai e Veículo de Operação Remota (ROV) e dados sedimentológicos coletados por amostradores *box corer, piston corer* e *push corer*. A análise conjunta dos dados coletados permitiu a individualização de seis zonas geomorfológicas sendo: platôs, áreas planas, flancos, declives, ravinas/vales e bordas de platôs.

O fundo marinho na ERG é coberto por sedimentos compostos majoritariamente por vazas de foraminíferos planctônicos e bentônicos, pterópodes e outros detritos biogênicos, além de micronódulos de manganês (Melguen e Thiede, 1974). Segundo dados do NCEI - *National Centers for Environmental Information* (NCEI-NOAA, 2020), apesar da maior parte dos sedimentos na ERG serem de origem biogênica, na porção norte é possível encontrar sedimentos terrígenos como lama, areia e fragmentos rochosos. No geral, a taxa de acumulação de sedimentos na ERG é de três metros a cada milhão de anos, porém, sua espessura varia de acordo com a topografia e as condições hidrodinâmicas locais (Lisniowski, 2020).

Os produtos gerados pela pesquisa de Lisniowski (2020) utilizaram as descrições do substrato e amostras sedimentares para correlacionar os ambientes à topografia local com o auxílio do *software* RSOBIA (*Remote Sensor Object Based Image Analysis*). O RSOBIA interpreta e digitaliza as áreas e limites observados em imagens (como sonar de varredura lateral e retroespalhamento multifeixe) e cria um mapa de polígonos com os resultados (por exemplo, áreas de tipo de leito marinho semelhantes). Assim, a classificação dos diferentes setores da área central da ERG foi obtida pelo cruzamento dos dados do mosaico do retroespalhamento acústico com a batimetria no referido *software*, definindo-se as seguintes classes: lama; areia; mistura entre sedimentos e rochas/dunas; crostas e afloramentos em declive.

O mapa de potenciais habitats bentônicos, por sua vez, foi criado com base na integração dos dados derivados da batimetria e substrato, subdividindo a área em seis classes de tipos de substrato, sendo: i) Bacias profundas lamosas; ii) Platôs de crostas de Fe-Mn; iii) Areias de foraminíferos; iv) Rochas fragmentadas entre sedimentos; v) Platôs carbonáticos e/ou dunas e vi) Afloramentos em declive e paredões (Fig. 11).

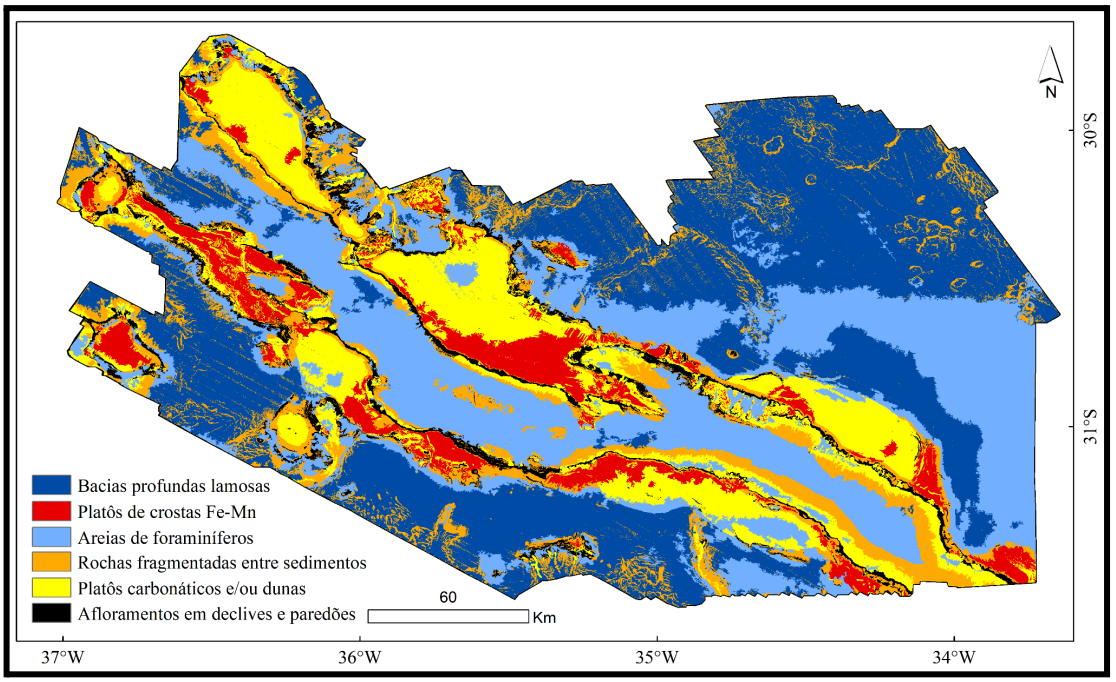


Fig. 11 - Mapa de potenciais habitats bentônicos. Fonte: Lisniowski (2020).

A Tabela a seguir (Tab. 1) resume as características das classes individualizadas no mapa da Fig. 11.

Tab. 1 - Resumo das características das classes individualizadas no mapas de habitats bentônicos (Fig. 11), individualizados por Lisniowski (2020).

Classes	**Características gerais**
Bacias profundas lamosas	Caracterizadas pelo predomínio de sedimentos coesivos em áreas planas profundas (abaixo de 800 m de profundidade).
Platôs de crostas Fe-Mn	Locais onde há o predomínio de crostas ferromanganesíferas ricas em cobalto em áreas de baixas declividade. Crostas contínuas ou com pouca fragmentação em substratos mapeados em aproximadamente 1500 m de profundidade.
Areias de foraminíferos	Substrato composto por vazas de foraminíferos.
Rochas fragmentadas entre sedimentos	Regiões transicionais ou dentro de cânions caracterizadas pela presença de fragmentos de rochas e sedimentos inconsolidados, com possíveis ocorrências de nódulos de Fe-Mn.

Platôs carbonáticos e/ou dunas	Terrenos de baixa declividade que apresentam substrato lamoso, rígido, homogêneo e com ausência de rugosidades (feições de fundo). Também contempla dunas, observadas sobre as plataformas carbonáticas, com morfologia variável.
Afloramentos em declive e paredões	Esta classe individualiza as bordas dos montes submarinos, os flancos do graben e a base dos cânions. Caracteriza-se pela presença de basaltos, nódulos/crostas de Fe-Mn, brechas e sedimentos preenchendo cavidades.

Com base no estudo realizado por Lisniowski (2020), percebe-se a ocorrência de substratos rígidos, pouco consolidados e não consolidados na ERG, cujas distribuições correlacionam-se com a batimetria local. As crostas de Fe-Mn representam importantes porções de substratos rígidos na ERG. Devido a importância econômica e ambiental destas crostas, seus processos genéticos e sua distribuição foram amplamente explorados na literatura (Manheim e Lane-Bostwick, 1989; Christensen et al., 1997; Ling et al., 1997; Hein et al., 2000; Frank et al., 1999; Benites et al., 2020; Sousa et al., 2021, entre outros). Dentre os processos genéticos, destaca-se que a precipitação destes oxi-hidróxidos de Fe-Mn está diretamente ligada à hidrodinâmica local, pois o crescimento e o espessamento das crostas não é favorecido em locais que ocorre sedimentação pelágica (Frank et al., 1999; Hein et al., 2000).

Em ambientes com substratos pouco e/ou não consolidados, a interação direta destes com o fluxo oceânico podem levar à formação de feições de fundo. O estudo dessas feições ampliam o entendimento sobre os processos de transporte sedimentar, padrões de fluxo e a caracterização de sistemas deposicionais (Viekman et al., 1992; Lebrec et al., 2022). Portanto, observa-se que tanto as crostas de Fe-Mn quanto elementos morfológicos de fundo marinho observados na ERG dissertam sobre a dinâmica oceânica local. Enquanto as feições de fundo, como marcas onduladas, abordam termos da circulação oceânica recente, o estudo das crostas de Fe-Mn ampliam o entendimento sobre a hidrodinâmica pretérita, correlata à sua idade de precipitação.

1.2.2 As Crostas Ferromanganesíferas

As crostas ferromanganesíferas são o resultado do processo de sedimentação química, depositadas em camadas e formadas pela acreção de colóides de óxidos hidratados de Fe e Mn em substratos rígidos no oceano profundo, por processos essencialmente hidrogenéticos (Hein et al., 2000; Hein e Petersen, 2013; Kuhn et al., 2017; Lusty et al., 2018). Elas ocorrem nos flancos de montes, colinas, cristas e planaltos submarinos, em superfícies rochosas livres de sedimentos e a profundidades que variam de 400 a 7000 m (Hein e Petersen, 2013; Hein e Koschinsky 2014; Lusty et al., 2018). As crostas de Fe-Mn são amplamente distribuídas nos oceanos, com espessuras variando de 1 a 260 mm (Manheim e Lane-Bostwick, 1989; Hein et al., 2000; Hein e Petersen, 2013).

A priorização da precipitação das crosta em altos submarinos ocorre pelo fato de que essas feições batimétricas promovem ressurgência, causando a mistura turbulenta de massas de água, o que ajuda a varrer os sedimentos e a aumentar a interação entre as águas profundas oxigenadas e as águas ricas em nutrientes da Zona Mínima de Oxigênio (*Oxygen-minimum Zone* - OMZ; a zona de profundidade em que a saturação de oxigênio na coluna de água é a mais baixa) (Fig. 12) (Lusty et al., 2018). A acumulação de oxi-hidróxidos de Fe e óxidos de Mn ocorre em todas as profundidades, mas pode ser intensificada se na presença de uma OMZ, que atua como fonte de Mn dissolvido e outros metais (Lusty et al., 2018). Isto ocorre pois os colóides de óxidos de Fe e Mn são altamente reativos e com cargas de superfície opostas (o Fe é fracamente positivo e o Mn é fortemente negativo), tornando-os eficazes na captação de cátions e ânions dissolvidos no oceano (Hein et al., 2000). A oxidação subsequente nas superfícies dos óxidos de Mn e Fe promove o enriquecimento e a retenção de elementos sensíveis ao redox (por exemplo, Co, Ce, Pt, Te, Tl) (Koschinsky e Hein, 2003).

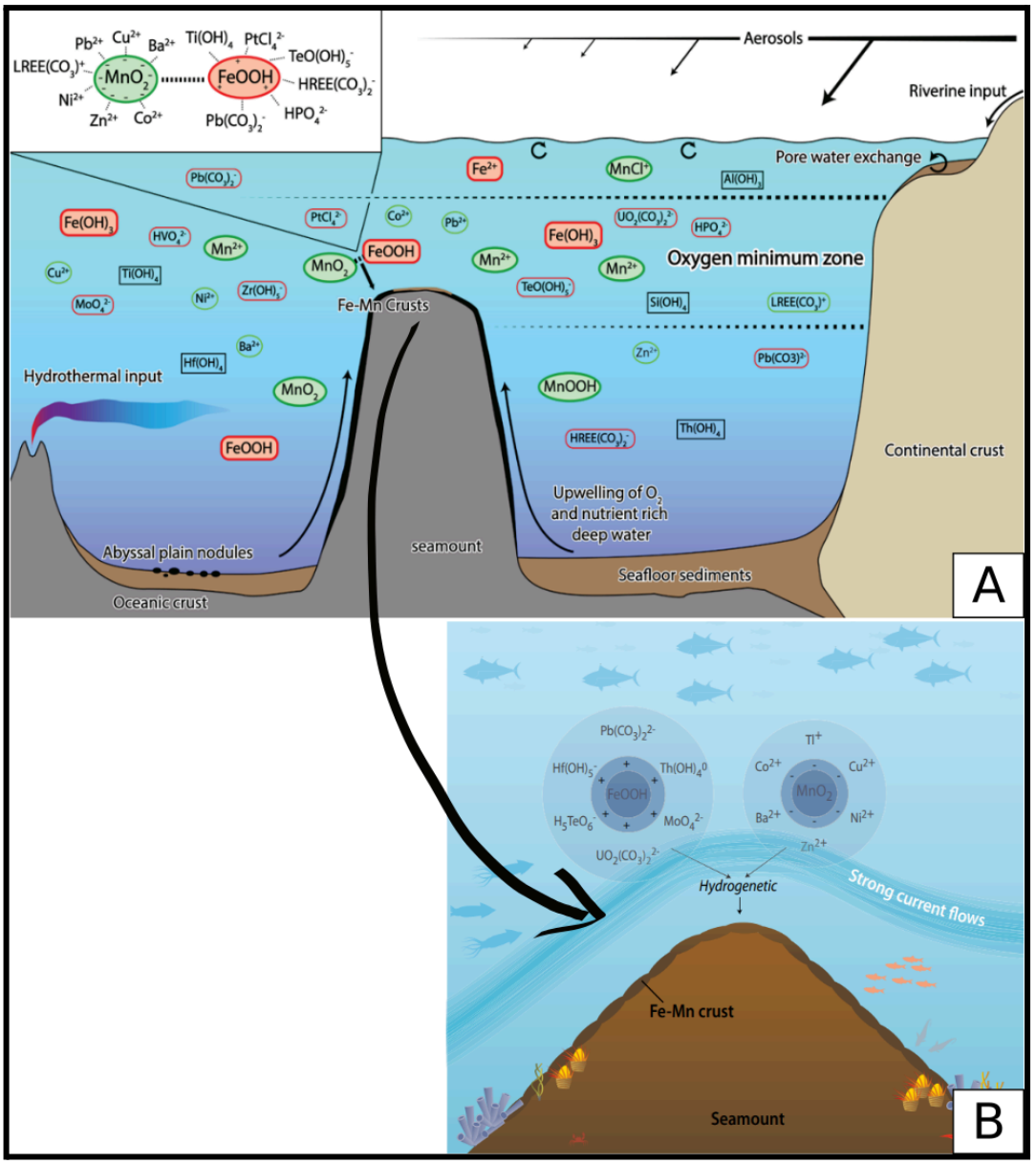


Fig. 12 - Representação esquemática do processo de formação das crostas de Fe-Mn. A) Modelo genéticos mostrando as diferentes fontes que contribuem para a concentração de elementos na água do mar e, também, demonstrando a presença da OMZ. Fonte: Lusty et al. (2018); B) Modelo simplificado da precipitação hidrogenética, com destaque para a presença de um fluxo forte de corrente no topo do monte submarino. Fonte: Hein e Petersen (2013).

As Crostas de Fe-Mn na Elevação do Rio Grande

As crostas de Fe-Mn na ERG estão localizadas no topo e nas encostas de áreas topográficas elevadas (Cavalcanti e Santos, 2022). As coletas de amostras destas crostas ocorreram em algumas ocasiões distintas, dentre elas, as duas expedições realizadas pela SBG-CPRM e Comitê Interministerial de Recursos

Marinhos (CIRM) no âmbito dos programas PROERG e PROAREA, ocorridas em 2011 (olhar Capítulo 2 - Materiais e Métodos para detalhes). As amostras coletadas nesta ocasião foram analisadas nos trabalhos de Sousa et al. (2021), Pessoa (2015), Cavalcanti e Santos (2022) e, algumas delas, serão analisadas neste estudo.

Outras amostragens aconteceram entre maio e abril de 2013, durante o cruzeiro científico Iatá-Piúna, a bordo do RV Yokosuka, uma parceria entre o Brasil e o Japão (Benites et al., 2018) e, também, em 2018 durante o cruzeiro NBP 1808 a bordo do RV Nathaniel B. Palmer (Benites et al., 2023). Entre janeiro e fevereiro de 2018, outra campanha de coleta ocorreu durante uma expedição multidisciplinar RGR1 ao cume da Elevação do Rio Grande Ocidental a bordo do navio de pesquisa Alpha Crucis (Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo; Jovane et al., 2019) e estas amostras foram analisadas no trabalho de Benites et al. (2020), Matos et al. (2023) e Sergipe et al. (2023). Ainda em 2018, em outubro, aconteceu outra expedição denominada Marine E-Tech RGR2 DY094 a bordo do Navio de Pesquisa Real Discovery (NOC-NERC, Reino Unido) (Bergo et al., 2021). É importante ressaltar, ainda, que existem quatro sítios do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) na ERG central (nºs 516, 517, 518 e 357), projeto internacional de perfuração oceânica ocorrido entre 1968 e 1983 (Berggren et al., 1983; Constantino et al., 2017).

As crostas de Fe-Mn presentes na ERG apresentam porções fosfatizadas e não fosfatizadas (Benites et al., 2020; Sousa et al., 2021). Macroscopicamente, apresentam uma espessura bastante variável (6 a 50 mm - Sousa et al., 2021; 2 a 15 mm - Cavalcanti e Santos, 2022) e podem ser subdivididas em diferentes grupos, com base em sua morfologia, estrutura e textura, entre laminadas, estratificadas, botrioidais, coralóides, concreções e crostas maciças (Cavalcanti e Santos, 2022) . As crostas não fosfatizadas ocorrem em contato nítido com o substrato, composto principalmente por fosforitos e rochas vulcânicas, ou logo acima de crostas fosfatizadas (Pessoa, 2015; Sousa et al., 2021). As crostas fosfatizadas, por sua vez, não apresentam contato nítido com o substrato, pois os agregados de fosfato laranja-amarelados ocorrem dentro da crosta de Fe-Mn (Sousa et al., 2021). Observa-se, ainda, que na sucessão estratigráfica de precipitação das crostas ocorre uma descontinuidade (hiato deposicional) entre as fosfatizadas (mais antigas) e as não fosfatizadas (mais jovens) (Sousa et al., 2021; Cavalcanti e Santos, 2022).

Com relação à mineralogia, as crostas não fosfatizadas são compostas principalmente por Fe-vernadita (δ-MnO_2), possivelmente intercrescidos com

nanopartículas de oxi-hidróxido de ferro amorfo (δ-FeOOH) (Benites et al., 2020; Sousa et al., 2021). Nas amostras fosfatizadas, a fase de Mn é composta pela transformação inicial de um manganato, provavelmente correspondente a uma estrutura distorcida de todorokita, em transição a partir de vernadita de muito baixa cristalinidade. Além disso, nestas amostras a presença de carbonato fluorapatita (CFA) e calcita é recorrente (Benites et al., 2020; Sousa et al., 2021). Pessoa (2015), por sua vez, não distingue as crostas entre fosfatizadas e não fosfatizadas, descrevendo uma mineralogia um pouco diferente: não observa vernadita e descreve-as como compostas essencialmente por todorokita e goethita, com a presença de apatita e calcita como minerais detríticos.

Em relação à geoquímica, as amostras não fosfatizadas são principalmente compostas por Fe (17–21%) e Mn (20–25%), enquanto as amostras fosfatizadas apresentam teores mais baixos de Fe (10–19%) e Mn (6–12%). As amostras fosfatizadas são enriquecidas em P (>1,5%) e Ca (>11,54%), em comparação com as amostras não fosfatizadas, as quais apresentam baixos teores de Ca (<3,4%) e P (<0,56%) (Sousa et al., 2021; Cavalcanti e Santos, 2022). Além disso, apresentam normalmente altas concentrações de outros metais como Co, Ni, Cu, Ti, Zi, V, Sr e Ni (ver Tabela 6 de Sousa et al., 2021). Quanto ao comportamento dos Elementos Terras Raras (ETR), as crostas de Fe-Mn da ERG apresentam uma anomalia positiva de cério (Ce) (Pessoa, 2015; Benites et al., 2020; Sousa et al., 2021). Esta anomalia positiva de Ce é comum em crostas de origem hidrogenética, pois o Ce é redox-sensível e se oxida após a sorção na superfície de oxi-hidróxidos de Ce(III) dissolvidos para Ce(IV) insolúvel (Bau et al., 1996; Bau e Koschinsky, 2009). Em condições sub-óxicas, as quais favorecem o processo de fosfatização, o Ce é reduzido e remobilizado. Assim, as anomalias positivas de Ce diferem entre as amostras fosfatizadas e não fosfatizadas (Sousa et al., 2021).

Quanto à gênese, as crostas de Fe-Mn presentes na ERG se enquadram no campo hidrogenético do diagrama ternário Fe–Mn-10*(Ni + Cu + Co) (Benites et al., 2018; Sousa et al., 2021; Cavalcanti e Santos, 2022). Benites et al. (2020) sugerem que as crosta de Fe-Mn na ERG se formam atualmente acima da OMZ, sendo banhadas pelas águas oxigenadas da AAIW e abaixo da Água Modal do Atlântico Sul (SAMW, menos oxigenada) (Fig. 13). A SAMW se forma pelo afundamento da água de superfície rica em nitratos e pobre em Si em altas latitudes no Oceano Antártico e flui para baixas latitudes, sendo considerada a principal via

de transporte de nutrientes do Oceano Antártico para as zonas de ressurgência do Oceano Pacífico (Sarmiento et al., 2004; Ayers e Strutton, 2013). Além disso, Benites et al. (2020) destacam que o enriquecimento em elementos biológicos como Ni, Zn, As e Cd tornam as crostas de Fe-Mn da ERG únicas no oceano global, sugerindo uma importante fonte de metais da produtividade biológica para as crostas da ERG, que se formaram em águas bem oxigenadas no passado recente (após 6 Ma).

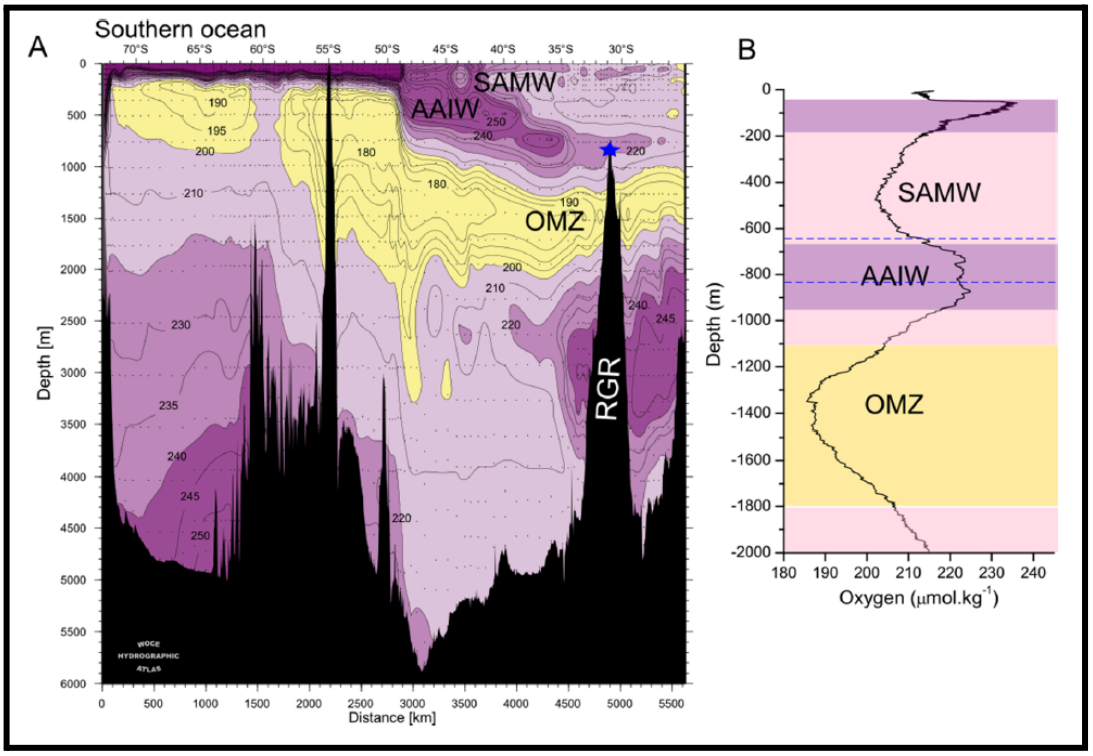


Fig. 13 - (A) Perfil de oxigênio dissolvido no Atlântico Sul entre 70° S e 20° S mostrando a Água Modal do Atlântico Sul (SAMW), a Água Intermediária Antártica (AAIW), a Zona Mínima de Oxigênio (OMZ) e a Elevação do Rio Grande (RGR) e (B) Perfil de oxigênio dissolvido em uma estação oceanográfica na ERG durante a expedição RGR1 (Jovane et al., 2019). A estrela azul e as linhas tracejadas azuis correspondem à localização e faixa de profundidade das crostas na ERG. Fonte: Benites et al. (2020)

As datações das amostras de crostas de Fe-Mn foram realizadas por métodos indiretos como cronometria de Co e pela comparação da razão isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ das amostras com as da água do mar do Cenozóico. Benites et al. (2020) encontraram em seus estudos, pelo métodos de cronometria de Co e U/Th, uma estimativa de que a precipitação das crostas se iniciou por volta de 48-55 Ma a uma taxa estimada de 1 mm/Myr. Pontuam ainda que vários episódios de fosfatização afetaram fortemente as crostas durante o Mioceno, idade inferida por comparação

da razão isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ do CFA lixiviado das crostas fosfatizadas com as médias oceânicas históricas. Benites et al. (2020) ainda destacam a possibilidade de dois eventos de fosfatização distintos: o primeiro ocorrido entre 20 a 15 Ma, consistente com a fosfatização global ocorrida na transição Oligoceno-Mioceno; e o outro mais recente entre 10 e 6,8 Ma, possivelmente associado com os fosforitos no Atlântico oriental equatorial.

Sousa et al., (2021) estimaram a taxa de crescimento e idade com base na concentração de Co das amostras não fosfatizadas e encontraram idades entre 5 e 16 Ma, com taxas de crescimento variando de 1,6 a 3,0 mm/Myr. As análises de $^{87}Sr/^{86}Sr$ em um veio de carbonato de uma amostra e no substrato fosfatizado de outra amostra resultaram em razões de 0,70860 ± 2 (2s) e 0,70880 ± 2 (2s) que, quando comparadas com a curva da composição isotópica de Sr dos oceanos ao longo do Cenozóico, sugerem que os materiais analisados cristalizaram há 17,6 e 14,6 Ma, respectivamente. Sousa et al., (2021) ainda utilizaram alguns foraminíferos como marcadores bioestratigráficos sendo estes *Nummulites sp., Discocyclina sp., Morozovella sp.* e *Orbulina sp.*. Cavalcanti e Santos (2022), assim como Benites et al. (2020) e Sousa et al., (2021), também realizaram a datação indireta das amostras fosfatizadas por $^{87}Sr/^{86}Sr$ e encontraram idades de cristalização entre 21,7 e 14,5 Ma.

1.2.3 Formas de leito no fundo marinho

O fundo marinho apresenta feições sedimentares que podem revelar a atuação de processos que atuam ou já atuaram em um passado recente. Dunas, marcas onduladas e sulcos (*furrows*) são exemplos de feições em escala de metros a centenas de metros (Boggs, 2006; Viekman et al., 1992). Essas feições são o resultado da interação de correntes com o substrato não-consolidado, formando feições ou formas de fundo, as quais exibirão diferentes formas a depender da velocidade da direção do fluxo principal, seja unidirecional, bidirecional ou oscilatório, além do tamanho dos grãos (Fig. 14) (Hernández-Molina et al., 2011; Damen et al., 2018; Lebrec et al., 2022). No geral, o estudo dessas formas sedimentares em ambiente de mar profundo baseiam-se em perfis batimétricos, perfis sísmicos de reflexão e, por vezes, em fotografias (Wynn e Stow, 2002). No caso da ERG, a complexidade batimétrica local exerce um papel relevante quanto a

distribuição sedimentológica pois, além de controlar a hidrodinâmica local, também é responsável pela distribuição dos sedimentos pelágicos e pela profundidade de dissolução dos carbonatos (Lisniowski, 2020; Melguen e Thiede, 1974).

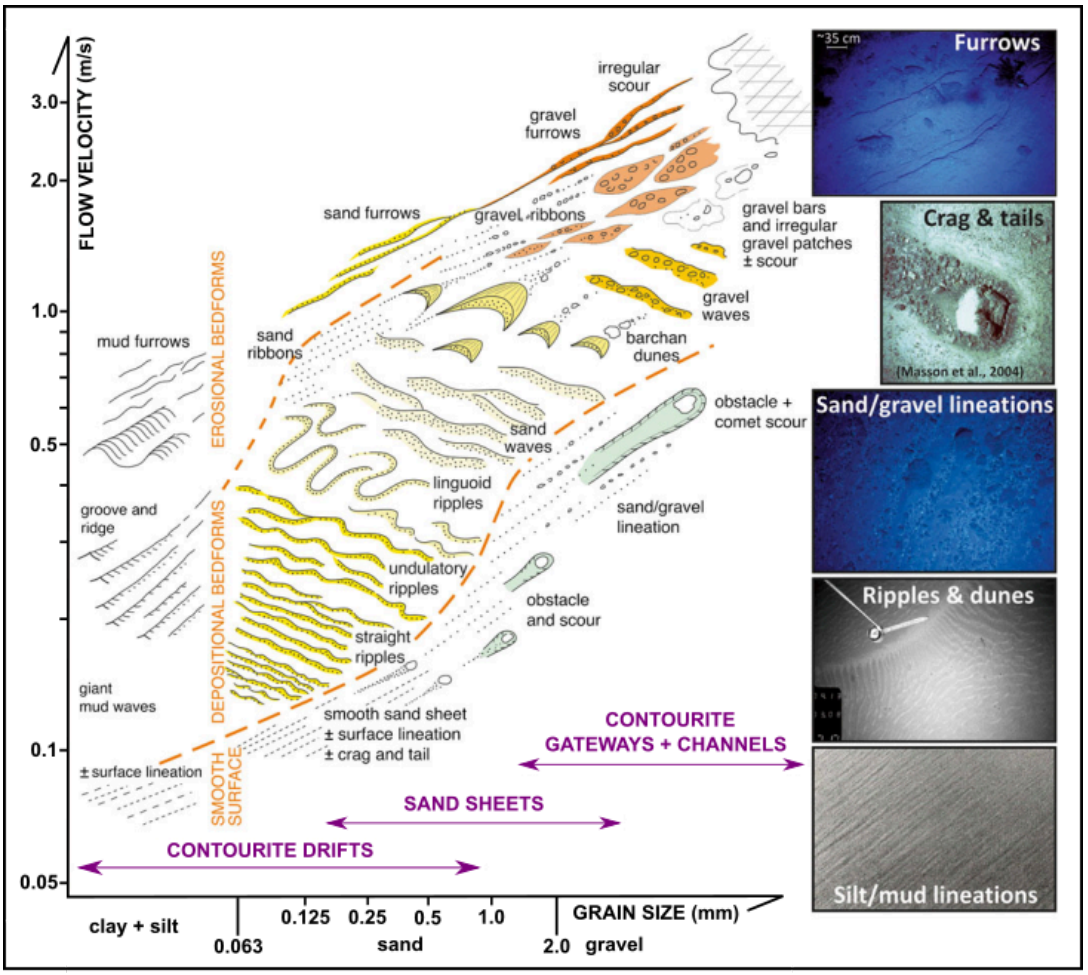


Fig. 14 - Matriz de feições e fundo marinho profundo vs. velocidade para sistemas de correntes de fundo marinho. Fonte: Hernández-Molina et al. (2011).

As marcas onduladas são feições de fundo comuns em ambientes sedimentares diversos, como sistemas continentais (p. ex. fluvial, lacustre e eólico) e/ou marinhos (Boggs, 2006). São feições deposicionais geradas perpendicularmente à direção das correntes que, no caso de um ambiente marinho profundo, podem ser correntes de turbidez ou correntes de contorno, ambas em área de declive (Fig. 14). As marcas onduladas formadas por esses processos apresentam classificações distintas a depender da granulometria do sedimento transportado e da velocidade média de fluxo (Wynn e Stow, 2002; Boggs, 2006). Em relação à morfologia, as marcas onduladas podem variar em escala e simetria (Dyer e

Huntley, 1999; Charru et al., 2013). Tratando-se de escalas centimétricas, podem ser classificadas como ondulações (*ripples*) e, em escalas métricas a quilométricas, recebem a denominação de dunas (Fig. 14). Quanto à simetria, podem ser simétricas ou assimétricas e esta característica está relacionada à direção de fluxo principal. Desta forma, fluxo unidirecional acarreta na formação de marcas onduladas assimétricas, ao passo que fluxos bidirecionais ou oscilatórios formam ondulações simétricas (Ashley, 1990; Boggs, 2006; Creane et al., 2022; Lebrec et al., 2022).

Os *furrows* consistem em feições erosivas, orientadas paralelamente à direção do fluxo em locais onde a velocidade das correntes são suficientemente fortes (Fig. 14 e 15) (Viekman et al., 1992; Bryant et al., 2005). Essas feições podem apresentar escalas quilométricas e foram descritas em ambientes sedimentares diversos como margens e plataformas continentais, mar profundo, estuários e grandes lagos e podem ser melhores individualizadas quando analisadas em perfis de sonares de varredura lateral (*side-scan sonar*) (Flood e Bokuniewicz, 1986; Flood e Johnson, 1984; Flood, 1989; Viekman et al. 1992). A morfologia dos *furrows* e suas semelhanças com outras formas de leito sugerem que sejam formados por interação entre o fluxo de corrente inferior helicoidal e a superfície do sedimento (**Fig. 15**) (Dyer, 1970; Flood, 1983; Viekman et al. 1992).

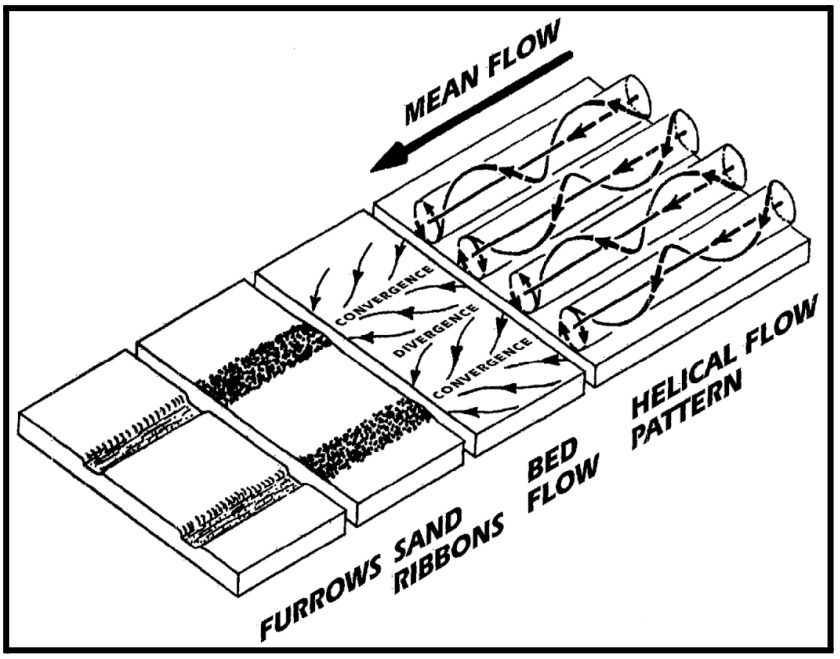


Fig. 15 - Representação esquemática da relação entre circulações secundárias, zonas de convergência e divergência, faixas de areia e furrows. Fonte: Viekman et al. (1992).

CAPÍTULO 2
MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentados todos os procedimentos empregados e materiais usados durante as diferentes etapas da pesquisa.

2.1 Dados Batimétricos

Os dados batimétricos utilizados neste estudo foram obtidos pela SGB-CPRM e publicados no Repositório Institucional de Geociências (Lisniowski et al., 2020). Os dados foram adquiridos pelo Navio Hidrográfico Sirius (H–21), da Marinha do Brasil, durante os anos de 2009 e 2010, cobrindo uma área de 45.000 km². Os dados batimétricos multifeixe foram coletados utilizando um MBES (multibeam echo sounder) Kongsberg (modelo EM-302) que opera em uma faixa de frequência de 30 kHz, com 288 feixes capazes de determinar até 432 sondagens por pulso (Lisniowski, 2020). Todos os dados batimétricos foram processados usando o Sistema de Processamento de Dados Hidrográficos Caris HIPS e SIPS (Lisniowski et al., 2020). A grade batimétrica da ERG Central foi gerada com uma resolução espacial de 50 m e o Modelo Digital de Terreno (MDT) foi gerado utilizando o software ArcGIS. A variação de profundidade do conjunto de dados adquirido varia de 550 a 2775 m.

A análise de declividade dos dados batimétricos foi realizada usando o software QGIS, utilizando a batimetria como *raster* de entrada e retornando o mapa de declividade em porcentagem (Fig. 16). Em seguida, utilizou-se a calculadora de *raster* para extrair os valores logarítmicos, o que resultou em um produto *raster* destacando mudanças abruptas no relevo. Este filtro foi então aplicado com 40% de transparência sobre a batimetria da superfície para realçar as feições morfológicas.

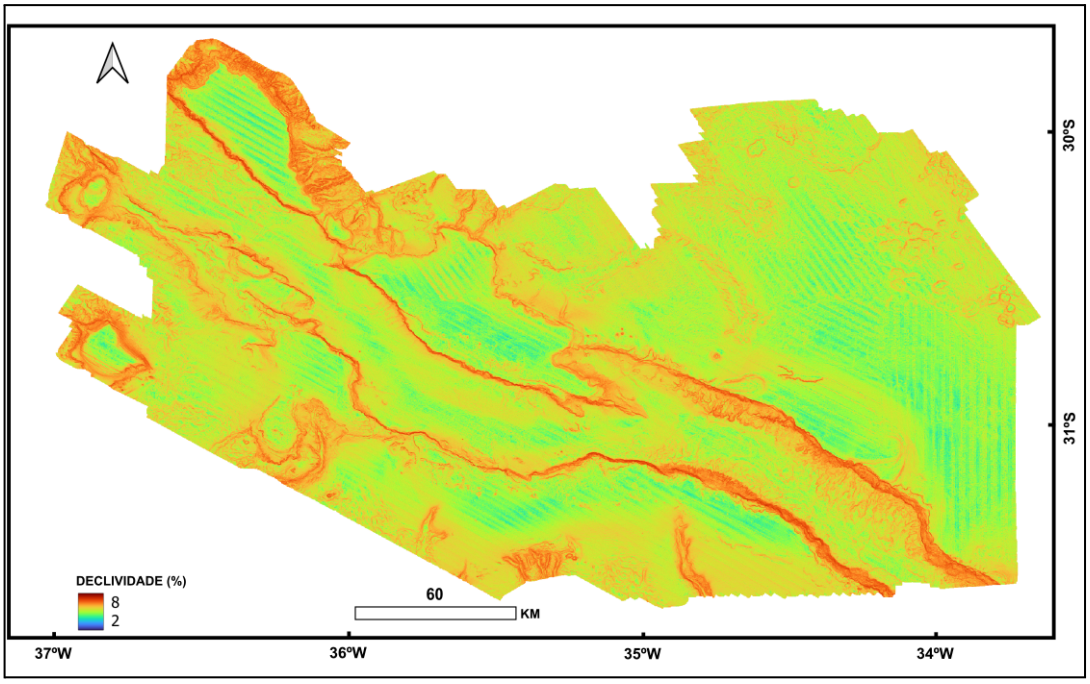


Fig. 16 - Mapa de declividade para a área central da ERG. Este mapa representa a declividade em porcentagem (%) e está em escala logarítmica.

Outra análise realizada com os dados batimétricos foi a elaboração do modelo em três dimensões (3D) da ERG central (Fig. 17). Para isto, utilizou-se o programa ArcScene do pacote ArcGIS. Este modelo utiliza o modelo digital de elevação (neste caso, a batimetria) como base para gerar a visualização de dados. Neste estudo, utilizamos o próprio dado batimétrico em escala de cores em que as cores quentes (vermelho, rosa, roxo) representam as porções elevadas (ou mais rasas) e as cores frias (verde e azul) representam as porções mais profundas.

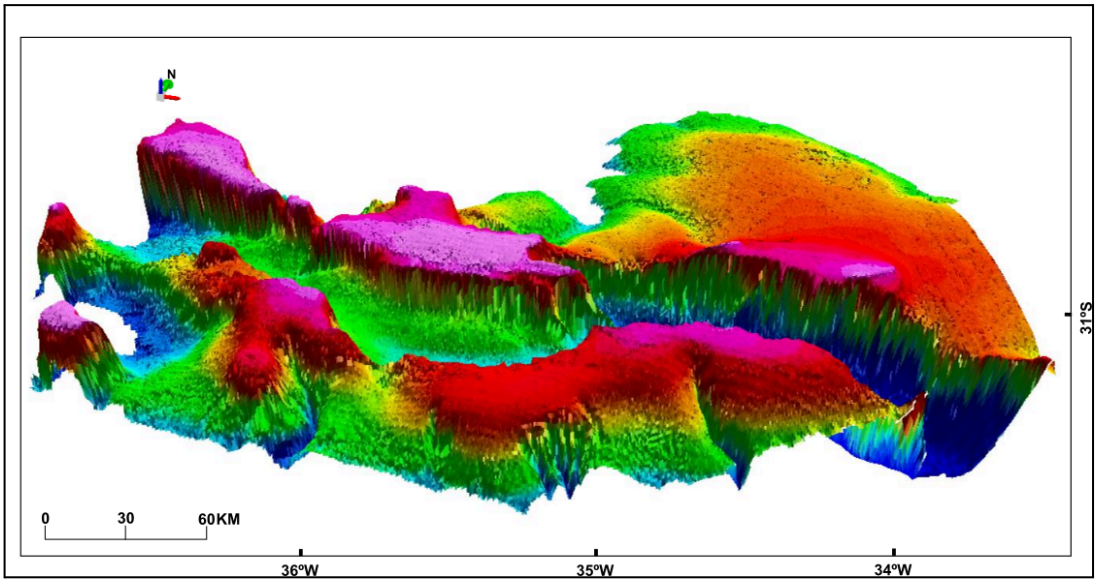


Fig. 17 - Modelo em 3D para a área central da ERG. As cores quentes (vermelho, rosa, roxo) representam as porções elevadas (ou mais rasas) e as cores frias (verde e azul) representam as porções mais profundas.

2.2 Análises das formas de leito

As análises das formas de leito foram conduzidas com base nos dados batimétricos. As dimensões das formas de leito foram medidas manualmente, utilizando-se sete transectos na maior área e três transectos nas outras regiões para determinar os comprimentos de onda e amplitudes médias. A seleção dos transectos levou em conta dados de declive e curvatura para garantir maior precisão. A descrição e análise das feições morfológicas identificadas na ERG consideraram estudos anteriores para fundamentação teórica e se basearam na visualização 3D dos dados batimétricos.

2.3 Modelagem numérica

O modelo numérico hidrodinâmico de alta resolução utilizado nas discussões desta pesquisa foi elaborado por Souza-Neto et al. (2024). Foi construído com o modelo Comunidade de Oceanos Costeiros e Regionais (CROCO; Auclair et al., 2019), que emprega coordenadas que seguem o terreno, permitindo resolver a dinâmica em todo o domínio enquanto utiliza um número consistente de níveis verticais que se adaptam à topografia local. O domínio do modelo numérico se estende de 24°W a 44°W, e de 24°S a 38°S, com resolução horizontal de 1/50°, aproximadamente 1,8 km, e resolução vertical de 30 níveis

refinados perto da superfície e do fundo do mar. A batimetria do modelo é a Carta Batimétrica Geral dos Oceanos (GEBCO) 2021 (GEBCO, 2021) com suavização adicional para evitar erros de discretização. Elevações de maré e correntes barotrópicas foram prescritas nas fronteiras do modelo utilizando a Solução Global Inversa TOPEX/Poseidon 7 (TPXO7; Egbert e Erofeeva, 2002). Para entender as formas de leito identificadas na ERG, esta pesquisa utilizou o fluxo médio de fundo, que consiste na média de saídas diárias ao longo de um período de dois anos, e as elipses de velocidade de maré M2 de fundo calculadas durante 54 ciclos de maré.

2.4 Amostras de crostas de Fe-Mn e análise de ocorrência/ distribuição

As amostras utilizadas nesta pesquisa foram coletadas pela SGB-CPRM (Serviço Geológico do Brasil) no contexto do Projeto de Exploração da Elevação Rio Grande (PROERG) e do Programa de Prospeção e Exploração de Recursos Minerais na Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial (PROAREA). As expedições ocorreram por meio de um esforço conjunto da SGB-CPRM e do Comitê Interministerial de Recursos Marinhos (CIRM), e foram realizadas a bordo do RV Marion Dufresne, do Instituto Polar Francês Paul-Emile Victor, entre os dias 29 de junho e 24 de julho de 2011. Esta expedição realizou investigações geofísicas e geológicas por meio de perfurações por *piston core* e dragagem de amostras na superfície da ERG. Com relação à dragagem, foram recuperadas amostras de crostas ferromanganesíferas (Fe-Mn) em cerca de 90 pontos. Destas, destacam-se as amostras ML77, ML67 e DC25A, as quais foram analisadas nesta pesquisa e estão identificadas na **Tab. 2.**

Tab. 2 - Amostras utilizadas e suas respectivas profundidades de amostragem (inicial e final) e coordenadas (longitude e latitude inicial e final).

Amostra	Prof. inicial(m)	Prof. final (m)	Latitude inicial	Longitude inicial	Latitude final	Longitude final
ML67	1000	950	-31.045689	-35.711288	-31,048300	-35,710900
ML77	1542	1200	-30,096700	-36,827300	-30,104900	-36,827600
DC25	702	1088	-30,419412	-36,456264	-30,700154	-36,016902

A delimitação de áreas potenciais para crostas de Fe-Mn foi realizada pelo cruzamento da interpretação dos dados do sonar de varredura lateral de Lisniowski (2020) com os pontos de amostragem georreferenciados (*ground-truth*) levantados nas expedições do SGB-CPRM.

2.5 Análise Petrográfica

A análise petrográfica qualitativa nas lâminas das amostras ML77, DC25A e ML67 foi realizada no Laboratório Microscopia Óptica da Universidade de Brasília (UnB) em microscópio petrográfico de luz transmitida e polarizada modelo Axioscope Zeiss 5, software ZEISS Zen 3.4. Também foram utilizadas imagens de fotomosaicos das lâminas, adquiridas por microscópio automatizado da marca ZEISS, modelo Axio Scan, na objetiva de 5x.

2.6 Análises de QEMSCAN

As análises foram realizadas no Laboratório QEMLab da Universidade de Brasília. Os dados foram obtidos utilizando o microscópio eletrônico de varredura modelo QUANTA FEI 650F com detectores secundários e de retroespalhamento, além de dois detectores EDS Bruker XFlash 6 da série SDD. Os mapas mineralógicos foram gerados sob condições analíticas de tensão de aceleração de 15 kV e corrente de feixe de 10 nA. Os parâmetros da análise incluíram um tamanho de campo de 1500 μm e um espaçamento entre pontos de 15 μm. O Protocolo de Identificação de Espécies (SIP) empregado foi adaptado da SIP List Oil & Gas, 15 kV v.3.7.

2.7 Geocronologia U-Pb

As fases carbonáticas e fosfáticas observadas em lâminas delgadas foram datadas por LA-MC-ICPMS in situ. Após as descrições petrográficas das amostras ML77, ML67 e DC25A, foram obtidos dados U-Pb para fósseis de foraminíferos bem preservados de *Discocyclina* sp. e *Nummulites* sp. na amostra ML77, para a matriz carbonática e fosfatizada (apatita) na amostra ML67 e para a matriz fosfatizada (apatita) e fósseis de foraminíferos plantônicos preservados na amostra DC25A.

Os dados U-Pb foram obtidos no Laboratório de Estudos Geodinâmicos, Geocronológicos e Ambientais da Universidade de Brasília, Brasil, seguindo o método descrito em Brito et al. (2024). As massas de interesse foram medidas em espectrômetro de massas multicoletor (ICP-MS) de analisador de massas setor magnético de alta resolução Thermo Finningan Neptune XT acoplado a um sistema de ablação a laser Teledyne Analyte Excite de 193 nm. O sistema de ablação a laser está equipado com uma cela de ablação HelEx II de duplo volume. O espectrômetro de massa foi ajustado para melhorar a sensibilidade do U e do Pb, minimizando a produção de óxido antes de cada sessão analítica. Cada análise consistiu em 10 s de medição de branco seguidos de 20 s de aquisição de dados.

Cada massa (202, 204, 206-208, 232, 238) foi medida simultaneamente usando uma combinação de detectores Faraday, multiplicadora de elétrons secundários (SEM) e multiplicadores de elétrons de diodos discretos compactos (CDD). As condições do laser incluíram um diâmetro de feixe de 85 μm, 10 Hz e 4,0 J cm^{-2}. Os dados brutos foram processados no Iolite 4.0 (Paton et al., 2011) como sinal resolvido no tempo e a inspeção de sinal individual foi feita com o auxílio do VizualAge (Petrus e Kamber, 2012). A redução de dados foi realizada usando o UComPbine DRS, que leva em conta o chumbo inicial variável no calibrante (Chew et al., 2014), e as correções incluíram subtração em branco, correção de fracionamento da cratera usando um modelo exponencial mais linear e normalização pela calcita Walnut Canyon, que possui um valor de Pb inicial de 0.85 (Roberts et al., 2017). A calcita da Formação Barstow (Cole et al., 2005; Rasbury e Cole, 2009) foi utilizada para controle de qualidade. O excesso de variância no calibrante primário foi propagado em cada ponto analítico. Incerteza sistemática de aproximadamente 1% é propagado por adição quadrática. Nenhuma correção de Pb comum foi aplicada e as idades são apresentadas no intervalo de confiança de 2s.

CAPÍTULO 3
RESULTADOS

Os resultados desta pesquisa de doutoramento foram apresentados e discutidos em dois artigos científicos. Assim sendo, este capítulo de resultados é composto pelos seguintes manuscritos:

i) ARTIGO 1: "*Exploring Subaqueous Bedforms and its Relation to Hydrodynamics in the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic*": Este artigo, publicado revista *Marine Geology*, aborda a análise de formas de leito e da dinâmica de circulação oceânica recente da ERG e suas correlações com as ocorrências de crostas de Fe-Mn. DOI: https://doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107434;

ii) ARTIGO 2: "*Eocene to Miocene U-Pb geochronology evolution of the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic: a paleoceanographic approach*": Este artigo, submetido à revista *Paleoceanography and Paleoclimatology*, apresenta dados de geocronologia de U-Pb de carbonatos e fosfatos associados à crostas de Fe-Mn e abordam aspectos paleoceanográficos da ERG.

3.1 ARTIGO 1: Exploring Subaqueous Bedforms and its Relation to Hydrodynamics in the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic.

Published in the Marine Geology journal.

https://doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107434

Abstract

This study investigates the interplay between hydrodynamics, sediment dynamics, and topography in the Rio Grande Rise (RGR) area. It addresses bedforms found in five different regions, attributing their formation to the interaction between unconsolidated carbonatic substrate and bottom currents, particularly the M2 tidal flow, the primary lunar semidiurnal constituent. The bedforms are shaped by the interplay of the M2 tidal current and local topography, with the bottom mean flow also contributing to specific areas. Generally, bedforms are classified as subaqueous dunes/tidal banks. The environmental sectorization within the RGR, driven by variations in bottom velocities related to flow-topography interaction, delineates deposition and non-deposition areas. Bathymetric data reveal that bedforms are present in shallower, lower-flow energy zones, whereas Fe-Mn crusts are located in more profound, higher-flow energy areas. They indicate that carbonate sediments are either being transported away from the crust regions or remobilized, leading to accumulation in the areas with bedforms. The flow velocity in Fe-Mn crust areas is able to cause sediment bypassing, resulting in areas where deposition does not occur. Furthermore, these velocities exceed the optimal flow conditions for Fe-Mn crust precipitation and could be eroding the previously formed Fe-Mn crusts. These findings imply that Fe-Mn crusts lie beneath the subaqueous dunes to some extent. This study highlights the complexity of the interaction of oceanic flow with the RGR substrate and its morphology, emphasizing the importance of local hydrodynamics and topography when analyzing these features.

Keywords

Bedforms, Rio Grande Rise, Hydrodynamics, M2 tidal currents, Bottom mean flow, Sediment dynamics.

1. Introduction

The Rio Grande Rise (RGR) is an oceanic elevation located in the Southwest Atlantic that has a significant role in deep oceanic circulation (Fig. 18). It is located approximately 1200 km away from the southeastern coast of Brazil, and around 2000 km to the west of the Mid-Atlantic Ridge (Gamboa and Rabinowitz, 1984). Together with its African counterpart (Walvis Ridge), they constitute an essential barrier to ocean circulation in the South Atlantic (Florindo et al., 2015; Palcu et al., 2020; Srivastava et al., 2023). The rise itself has a complex morphology that includes a 30–40 km wide rift trending NW-SE that divides the RGR, known as Cruzeiro do Sul Rift (CSR) (Gamboa and Rabinowitz, 1984; Mohriak et al., 2010; Praxedes et al., 2019), which also controls oceanic circulation in the region. Mapping hydrodynamics on the RGR has critical implications for understanding the origin and distribution of ferromanganese crusts (Benites et al., 2020; Sousa et al., 2021; Benites et al., 2023) and carbonate pelagic deposits (Lacasse et al., 2017). Since subaqueous bedform sediment and Fe-Mn crust precipitation are controlled seafloor processes and sediment mobility, understanding their origin and distribution is vital to comprehend local hydrodynamic processes (Roden, 1987; Hein, 2004; Hein and Koschinsky, 2014; Knaapen, 2005; Kenyon and Cooper, 2005; Velegrakis et al., 2010; Bellec et al., 2019; Duran Vinent et al., 2019).

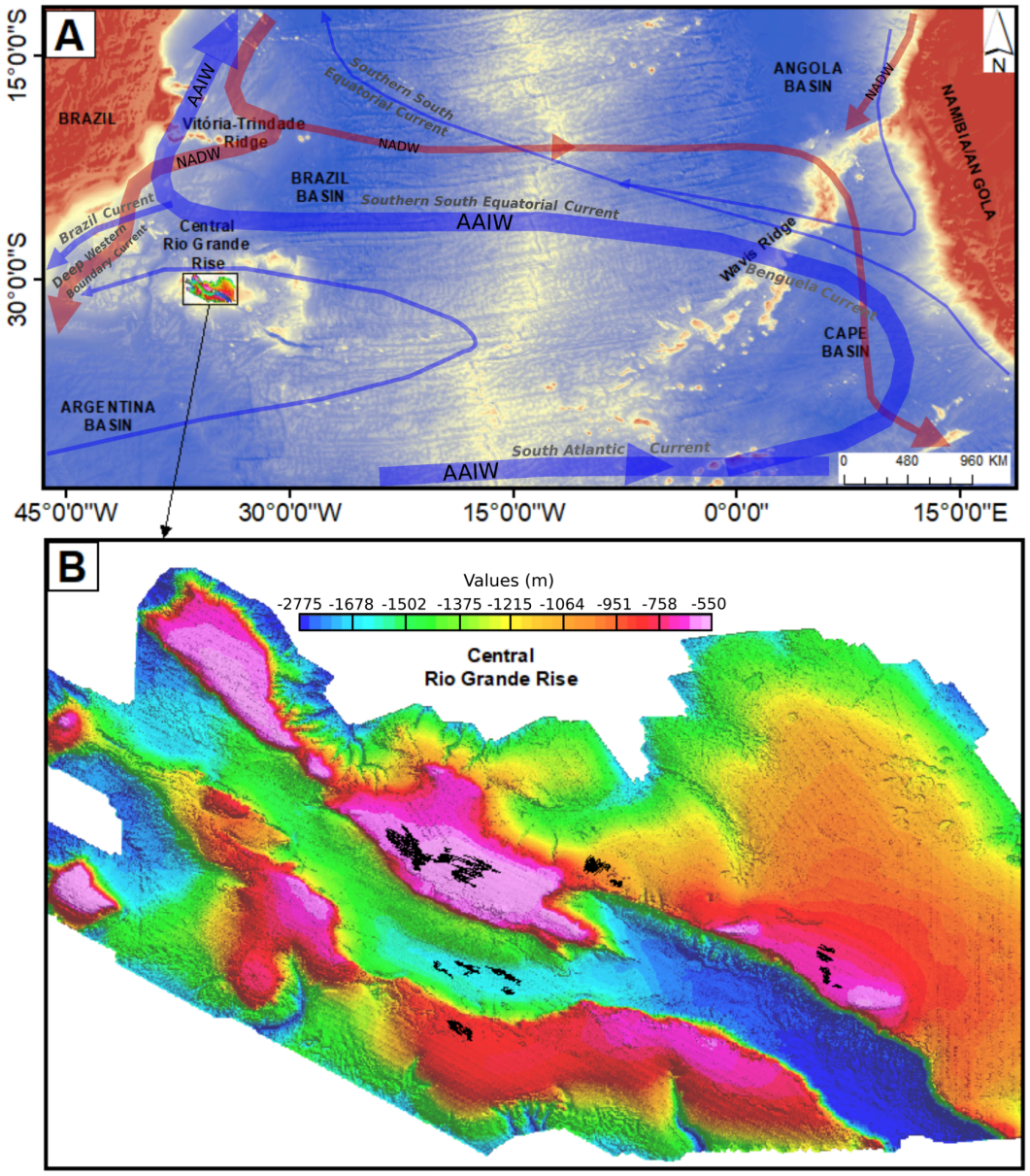


Fig. 18 - Location of the study area. A) The large-scale circulation of the North Atlantic Deep Water (NADW) (red arrows) and Antarctic Intermediate Water (AAIW) (blue arrows) in the South Atlantic. Current names represent the middle-level circulation for AAIW as presented by Stramma and England (1999). NADW flows near 2000 mbsl and AAIW flows between 500 and 2000 mbsl (mbsl = meters below sea level) (adapted from Lacasse et al., 2017 and Stramma and England, 1999). Bathymetry from The GEBCO Grid - http://www.gebco.net. B) Central Rio Grande Rise with black lines delineating the bedforms observed. Bathymetry from Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) - https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21751.

Bedforms are important sedimentary features in the study of present-day marine currents. The interaction between an unconsolidated substrate and a fluid flow forms them. Their origin depends on mechanisms of sediment transport, flow patterns, and depositional systems (Viekman et al., 1992; Vittori and Blondeaux, 2022; Lebrec et al., 2022). Bioclastic and siliciclastics sedimentary deposits exhibit different morphologies depending on fluid flow direction (unidirectional, bidirectional, or oscillatory), seabed topography, and sediment grain size (Damen et al., 2018; Vittori and Blondeaux, 2022; Lebrec et al., 2022). Bedform scales may vary from a few centimeters to a kilometer in size and may be symmetric or asymmetric (Dyer and Huntley, 1999; Charru et al., 2013). Asymmetric bedforms usually indicate a dominant flow direction, from the stoss side (more extended flank) to the lee side (shorter flank) (Creane et al., 2022; Lebrec et al., 2022). Bedforms are usually classified based on size, shape, wavelength, and amplitude (Ashley, 1990; Boggs, 2006; Raki et al., 2023). These features may be used to calibrate and evaluate flow dynamic models near the bottom.

Regarding the circulation in the RGR domain, the westward-flowing 30°S branch of the southern South Equatorial Current (30°S sSEC) impinges over the RGR, bifurcating and going around the rise. The 30°S sSEC are present in the first 2500 m, with the core depth ranging between 287–570 m (Luko et al., 2021). The RGR also provides a natural barrier for oceanic masses flowing northwards, like the low-salinity Antarctic Intermediate Water (AAIW) (Boebel et al., 1997; Schmid et al., 2000) (Fig. 18). The local-scale circulation shown by Souza-Neto et al. (2024) highlights that the M2 tide is the primary source of variability in the region, having an amplitude that can reach 0.3 m s^{-1}. The M2 tide is dominated by the baroclinic component (a.k.a internal tides) and intensified near the bottom. The authors also observed the formation of a mean anticyclonic circulation around the peaks of the RGR caused by the impingement of the 30°S sSEC, and the non-linear interaction between tides-topography, the latter being responsible for the intensification of the currents adjacent to the bottom, which can reach 0.2 m s^{-1}.

This paper classifies the bedforms observed in the central RGR. It also discusses the relationship between bedforms and oceanic circulation, addressing the main mechanisms that control sedimentary deposition. Finally, it examines the

local hydrodynamics and their relationship with bedforms and Fe-Mn crust distribution.

2. Materials and Methods

2.1. Bathymetric Data

The bathymetric data used in this study was obtained by the Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) and published in their Institutional Repository of Geosciences (Lisniowski et al., 2020). The data was acquired by the Sirius Hydrographic Vessel (H–21), from the Brazilian Navy, during 2009 and 2010, covering an area of 45000 km². The multibeam bathymetric data was collected using a Kongsberg multibeam echosounder (EM-302 model) that operates at a frequency band of 30 kHz, with 288 beams capable of determining up to 432 soundings per pulse. All bathymetric data were processed using the CARIS HIPS and SIPS Hydrographic Data Processing System (Lisniowski et al., 2020). The bathymetric grid of the Central RGR was generated with a spatial resolution of 50 m and the Digital Terrain Model (MDT) was generated using the ArcGIS software. The depth variation of the acquired dataset ranges from 550 to 2775 m.

2.2. Morphological Analysis of Bedforms and Distribution of Fe-Mn Crusts

The dimensions of bedforms were manually measured, using seven transects in the most significant area (Area A, Fig. 19) and three transects in the other regions to determine the average wavelengths and amplitudes. The selection of transects considered slope and curvature data for accuracy. Potential areas for Fe-Mn crusts were delineated by cross-referencing the sidescan sonar data interpretation from Lisniowski (2020) and ground-truth data points from SBG/CPRM expeditions to the RGR area during the Geological and Geophysical Expedition to International Waters of the South Atlantic aboard R/V Marion Dufresne between June and July of 2011.

2.3. Hydrodynamic Numerical Modeling

The high-resolution numerical model was built with the Coastal and Regional Ocean Community model (CROCO; Auclair et al., 2019), which employs terrain-following coordinates, enabling solving the dynamics across the entire

domain while utilizing a consistent number of vertical levels that adapt to the local topography. The numerical model domain extends from 24°W to 44°W, and 24°S to 38°S, with the RGR centered in the domain, a horizontal resolution of 1/50°, approximately 1.8 km, and a vertical resolution of 30 levels refined near the surface and seafloor. The model bathymetry is the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) 2021 (GEBCO Compilation Group, 2021) with additional smoothing to avoid discretization errors. Tidal elevation and barotropic currents were prescribed at model boundaries using the TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution 7 (TPXO7; Egbert and Erofeeva, 2002). Souza-Neto et al. (2024) give details on the numerical model setup. To understand the bedforms identified in the RGR, this research uses the bottom mean flow, which consists of the mean of daily-averaged outputs over a two-year period, and the bottom M2 tidal velocity ellipses computed during 54 tidal cycles.

2.4. Bottom Imaging

The seabed images presented in this article were collected during the PROERG AMB I and II scientific expeditions in 2018, and were generously provided by the Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM). These images were captured using a SPERRE Remotely Operated Vehicle (ROV), model SUB-fighter 15k, aboard the Vital de Oliveira research vessel. The ROV profiles were obtained with relatively precise geographic positioning, ensuring reliable information about the seafloor material.

3. Results

3.1. Morphology of Bedforms

Bedforms with parallel patterns are observed in five different sites of the RGR (Fig. 18). Bedforms from Area A are placed in a plateau, at approximately 620 m below sea level.It is the most extensive area in the central RGR (around 290 km²) covered by bedforms. The waveforms are mainly symmetrical, and crests are oriented NW - SE. The average wavelengths and amplitudes are 267 m and 1.2 m, respectively (Fig. 19). Area B is placed at about 1010 m deep, and has an area of approximately 41 km². In this area, the waveforms exhibit slight asymmetry, with

crests orientated in a NE-SW direction. The wavelengths and amplitudes are on average 255 m and 2.0 m, respectively (Fig. 19).

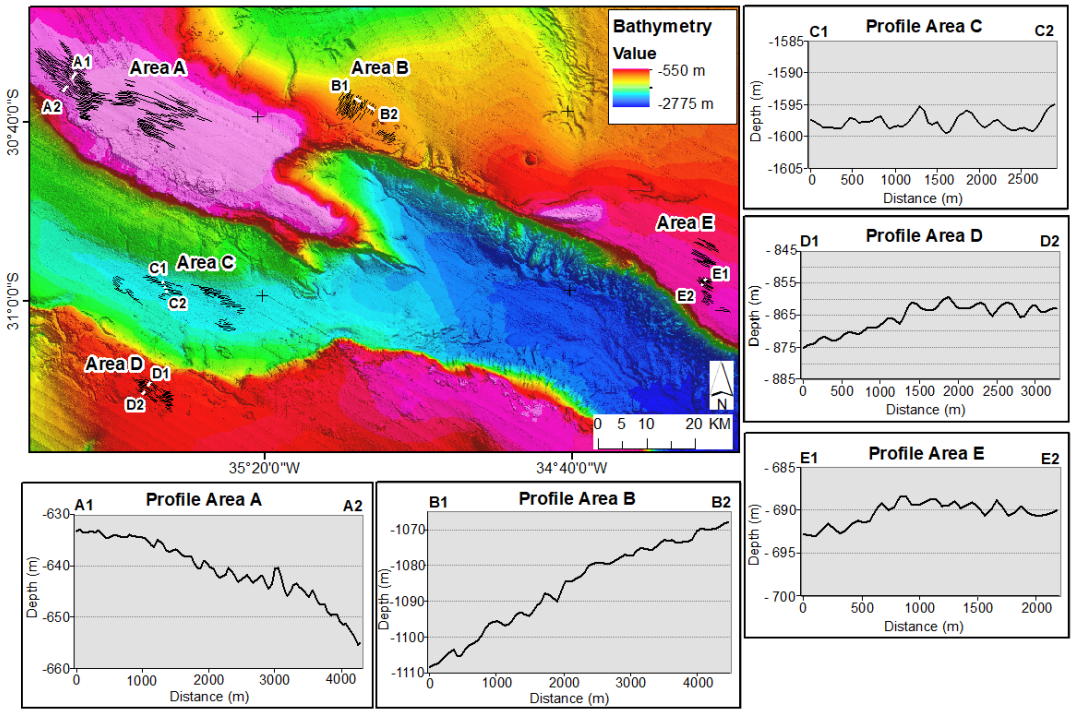


Fig. 19 - Central RGR bathymetric map with the location of the five bedforms areas with parallel patterns and their respective depth profiles. Black lines delineate the bedforms patterns.

Area C is located inside the CSR, around 1600 m deep. The waveforms present a symmetrical shape, and the orientation of the crests is W - E (Fig. 19). The area is approximately 133 km². The average wavelength in this area is 550 m, and the average amplitude is 2.3 m. Area D is placed 860 m deep in the southern portion of the RGR central structure, on the edge of the CSR (Fig. 19). The waveforms are slightly asymmetrical, and crests are oriented NW - SE, covering an area of 20 km². In this area, the average wavelength is 375 m, and the amplitude is 2.9 m. Finally, Area E is in the southeast part of the RGR central structure at approximately 680 m of depth (Fig. 19). The waveforms cover an area of 46 km². They are mainly symmetrical with NW - SE oriented crests. The average wavelength and amplitude are 267 m and 1.5 m, respectively. A summary of all bedform attributes is presented in Tab. 3.

Tab. 3 - Summary of waveform attributes of the bedforms identified in the central RGR. Modified from Lisniowski et al. (2017). [1]Classification of the prevalent morphology observed.

	Area A	**Area B**	**Area C**	**Area D**	**Area E**
Depth (m)	620	1010	1600	860	680
Area (km²)	290	41	133	20	46
Crests Orientation	NW - SE	NE - SW	W - E	NW - SE	NW - SE
Morphology (symmetry)[1]	symmetric	asymmetric	symmetric	asymmetric	symmetric
Mean Wavelength (m)	267	255	550	375	267
Mean Amplitude (m)	1.2	2.0	2.3	2.9	1.5

Regarding the modeled RGR bottom mean flow and M2 tidal currents, vectors represent the bottom mean flow and point to the mean flow direction. The size of the vectors expresses the mean flow velocity magnitude (Fig. 20). The M2 tidal currents, on the other hand, are represented by ellipses, showing the directions and intensities of the tidal velocity within a cycle. The ellipse's major axis shows the direction of the most prominent current. The ellipse would be a perfect circle if tidal intensities were equal in all directions. In addition to the bottom mean flow and M2 currents maps, Fig. 20 exhibits the depth profiles of the five different sites with the observed bedforms.

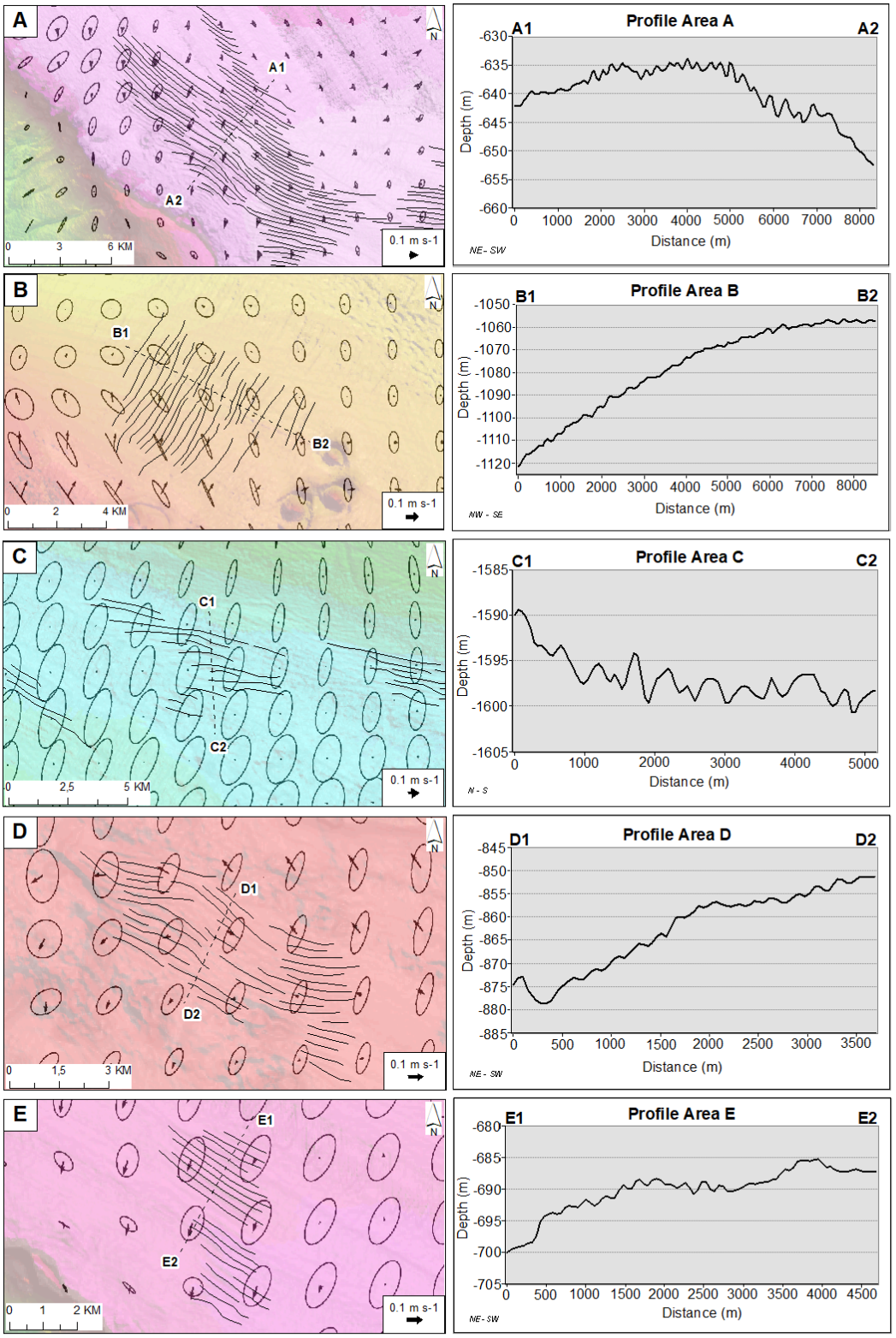


Fig. 20 - Bedforms patterns and profiles from the five different areas, as presented in **Fig. 18.** First column: Bedforms are presented with the modeled mean bottom flow (arrows) and M2 tidal currents (ellipses). Second column: The respective depth profiles are expressed in meters (m) below sea level (negative values).

In Area A (Fig. 20 - A), the morphology of waveforms varies across the profile. An asymmetry was observed from A1 to A2, indicating a preferential flow between 0 m and 2000 m from NE to SW. The waveforms are symmetric between 2000 m to 5000 m (Fig. 20 - Profile Area A). Between 5000 m and the end of the profile, the asymmetry observed below 640 m reflects a dominant flow from SW to NE, which is the opposite direction estimated at the beginning of the profile. Also, the waveform's amplitude increases from 6000 m towards the end of the profile. Comparing the hydrodynamics and the waveform's morphology, the crests of Area A are perpendicular to both M2 tidal currents' major axis and bottom mean flow vectors.

Area B is located close to the edges of the rift (Fig. 19), where anticyclonic circulations may influence the waveform's vergences. The crests of this area are perpendicular to the M2 tidal ellipses's major axis. The bottom mean flow vectors are primarily parallel to the crests. The waveform morphology is essentially asymmetric, with a preferential flow from B1 to B2 (NW to SE direction) along the entire profile (Fig. 20 - Profile Area B). In contrast, in Area C, the bedforms are located within the CRS rift (Fig. 19), displaying W - E oriented symmetrical waveforms (Fig. 20 - Profile Area C). The model further illustrates that the average bottom velocity is nearly zero, and the crests align perpendicular to the major axis of the M2 tidal ellipses (Fig. 20 - C).

Area D, located in the south plateau of the RGR, is also placed close to the edges of the CSR (Fig. 19). The crests in this area are perpendicular to the M2 tidal major axis of the ellipses. An asymmetry in the waveform morphology indicates a preferential flow from D1 to D2 (NE to SW direction) along the entire profile (Fig. 20 - Profile Area D). Finally, in Area E (Fig. 20 - E), symmetrical waveforms are related to the combined effort of M2 tidal oscillatory flow and bottom mean flow, as observed in Fig. 20 - E.

3.2. Bottom Mean Flow and M2 Tidal Velocities

The numerical simulation reveals that in Area A, the bottom mean flow ranges from 0.01 to 0.09 m s^{-1}, with an average of 0.06 m s^{-1}; meanwhile the M2 tidal ellipses major axis achieves a minimum velocity of 0.02 and maximum of 0.13 m s^{-1}, averaging 0.05 m s^{-1} (Tab. 4). In Area B, the bottom mean flow velocities

varies between 0.01 and 0.13 m s^{-1}, with an average of 0.05 m s^{-1}; the M2 tidal current, on the other hand, reaches velocities from 0.08 and 0.14 m s^{-1}, averaging 0.10 m s^{-1} (Tab. 4). Area C exhibits an almost null bottom mean flow (ranging from 0.00 to 0.05 m s^{-1}), contrasting with the M2 tidal velocity that reaches a maximum of 0.23 m s^{-1} and minimum of 0.13 m s^{-1}, with an average of 0.17 m s^{-1} (Tab. 4). In Area D, the bottom mean flow attains velocities between 0.02 and 0.10 m s^{-1}, averaging 0.06 m s^{-1}; while M2 tidal velocities reach from 0.08 to 0.13 m s^{-1}, with a mean of 0.10 m s^{-1} (Tab. 4). Finally, in Area E, the bottom mean flow registers velocities from 0.02 to 0.08 m s^{-1}, with an average of 0.06 m s^{-1}; the M2 tidal current, on the other hand, ranges from 0.06 to 0.15 m s^{-1}, averaging 0.12 m s^{-1} (Tab. 4).

Tab. 4 - Bottom mean flow and M2 tidal current velocities (minimum - Min., maximum - Max., and average - Mean) for each area.

		Area A	Area B	Area C	Area D	Area E
Bottom Mean Flow (m s^{-1})	Min.	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02
	Max.	0.09	0.13	0.05	0.10	0.08
	Mean	0.06	0.05	-	0.06	0.06
M2 tidal current (m s^{-1})	Min.	0.02	0.08	0.13	0.08	0.06
	Max.	0.13	0.14	0.23	0.13	0.15
	Mean	0.05	0.10	0.17	0.10	0.12

4. Discussion

4.1. Dynamics and Classification of Bedforms

Bedforms with parallel patterns were identified in five locations in the RGR area, four placed in underwater plateaus and one inside the CSR (Lisniowski et al., 2017; Lisniowski, 2020). These structures were observed in the bathymetric profile and showed different patterns and morphologies depending on their location. They were first described by Lisniowski et al. (2017), who presented a preliminary analysis of these features, characterizing them as deep-water sediment waves generated by marine currents flowing close to the seafloor. Lisniowski (2020) classifies these bedforms as subaqueous dunes, with some occurrences of erosive

features, and classified as furrows. More recently, Souza-Neto et al. (2024) investigated the RGR hydrodynamics using a velocity time series from one current meter mooring and a high-resolution regional numerical model. They showed that this region is dominated by internal tides, primarily related to the principal lunar semidiurnal M2 tidal component, with a period of 12.42h (Apel, 1987). The M2 tidal velocity amplitude can reach 0.3 m s^{-1} adjacent to the seafloor, intensified in the RGR plateaus and the CSR valley. Another aspect of the local circulation depicted by the author is that the mean flow is characterized by the presence of anticyclonic circulations, reaching 0.2 m s^{-1} around the RGR shallowest areas, with this anticyclonic circulation bottom intensification generated by non-linear interactions between tides and the topography.

Seafloor sediment dynamics in the RGR depend on ocean current hydrodynamics and is primarily influenced by its unique topography. These mechanisms control the bedform's wavelength, amplitude, and morphology and sedimentary facies.

These waveforms are found in an environment where the sedimentary material is primarily composed of foraminifera oozes (or foraminifera sand), with an average grain size that fits within the coarse silt to coarse sand scale in the Udden-Wentworth scale (Pettijohn et al., 1972; Lisniowski, 2020). Previous studies have stated that the hydrodynamics of the RGR is driven mainly by tidal currents (Harlamov et al., 2015; Souza-Neto et al., 2024). Steady or slow varying currents in offshore environments, like the propagation of a tidal wave, may originate ripples and dunes. It may also originate tidal banks by the interaction between the oscillatory and the bottom current, causing horizontal displacements of the particles and creating waviness (Vittori and Blondeaux, 2022).

Ripples and dunes are bedforms generated under a lower flow hydraulic regime and can be asymmetric or symmetric if the fluid flow direction is unidirectional or bidirectional, respectively (Boggs, 2006). While ripples present centimeter scale length and height, dunes are larger bedforms with wavelength and amplitude ranging from metric to kilometric scale (Ashley, 1990; Boggs, 2006). These bedforms can be found in a large set of environments, and their configuration varies depending on grain size and mean flow velocity (Boggs, 2006; Stow et al.,

2009). In deep-water environments, ripples and dunes form in areas where bottom currents are strong enough to create depositional features (Stow et al., 2009). For example, they may form in an environment where the sediments have an average grain size of sand and flow velocities between 0.1 and 0.7 m s^{-1} (Stow et al., 2009).

In tidal-dominated environments, oscillatory sediment transportation also leads to the development of tidal sandbanks, which are elongated sedimentary bodies, usually symmetrical, with length, width, and height ranging from tens of meters to kilometers in scale (Wells, 1995; Trentesaux et al., 1999; Hepkema et al., 2020; Vittori and Blondeaux, 2022). They are the joint result of Coriolis torque and frictional torque; the crests are usually aligned with the major axis of the tidal ellipses, often forming clockwise or counter-clockwise angles with the direction of the most substantial velocity axis (Hepkema et al., 2020; Vittori and Blondeaux, 2022). Furthermore, these features can alter the tidal currents flowing over them due to the interaction between tides and topography, resulting in residual currents that become either stronger or weaker during the ebb and flood phases (Hepkema et al., 2020).

Considering the scale, the sediment average grain size, and the maximum, minimum and mean bottom velocities, the bedforms in the RGR are essentially subaqueous dunes, primarily related to M2 tidal currents and influenced by the bottom mean flow. However, in Area C the model further illustrates that the average bottom velocity is nearly zero, and the crests are aligned perpendicular to the major axis of the M2 tidal ellipses. Considering the scale of these elongated bodies (wavelength: 550 m; amplitude: 2.3 m), and the 1600 meters depth below sea level, the bedforms in Area C may be classified as tidal banks (see model by Vittori and Blondeaux, 2022).

The asymmetry observed in waveforms may result from the intrinsic characteristic of the tidal current, the residual currents formed by the tide-topography interaction, or the particularities of the local topography (Hepkema et al., 2020; Creane et al., 2022; Vittori and Blondeaux, 2022). In the RGR, the anticyclonic circulations around the RGR shallowest areas also contribute to alterations in symmetry. For instance, in Area A the waveform's asymmetry observed at the beginning and the end of the profile (Fig. 20 - Profile Area A) may

be related to the anticyclonic circulations. Moreover, the increase in amplitude at the end of the profile may be explained by the decrease in the depth. This topographic deepening increases water pressure, amplifying bottom flow velocity linked to gravitational effects and, consequently, increasing the waveform's amplitude (Swift and Ludwick, 1976). Local topography can directly impact how the passage of gravity-driven flows changes the seafloor, as it is the primary control on these flow's speed, direction, and deposition patterns (e.g. Smith, 2004; Symons et al., 2016; Maselli et al., 2019).

4.2. Distribution of Bedforms and Fe-Mn Crusts and Their Relation to Hydrodynamics

The RGR flow velocities are primarily influenced by its unique topography, resulting in regions where deposition prevails and others where this process is absent. Fig. 21 compares the distribution of bedforms and Fe-Mn crusts with the hydrodynamical models, showing the M2 tidal velocity amplitude and bottom mean flow (Fig. 21 - A), and the mean flow magnitude (Fig. 21 - B).

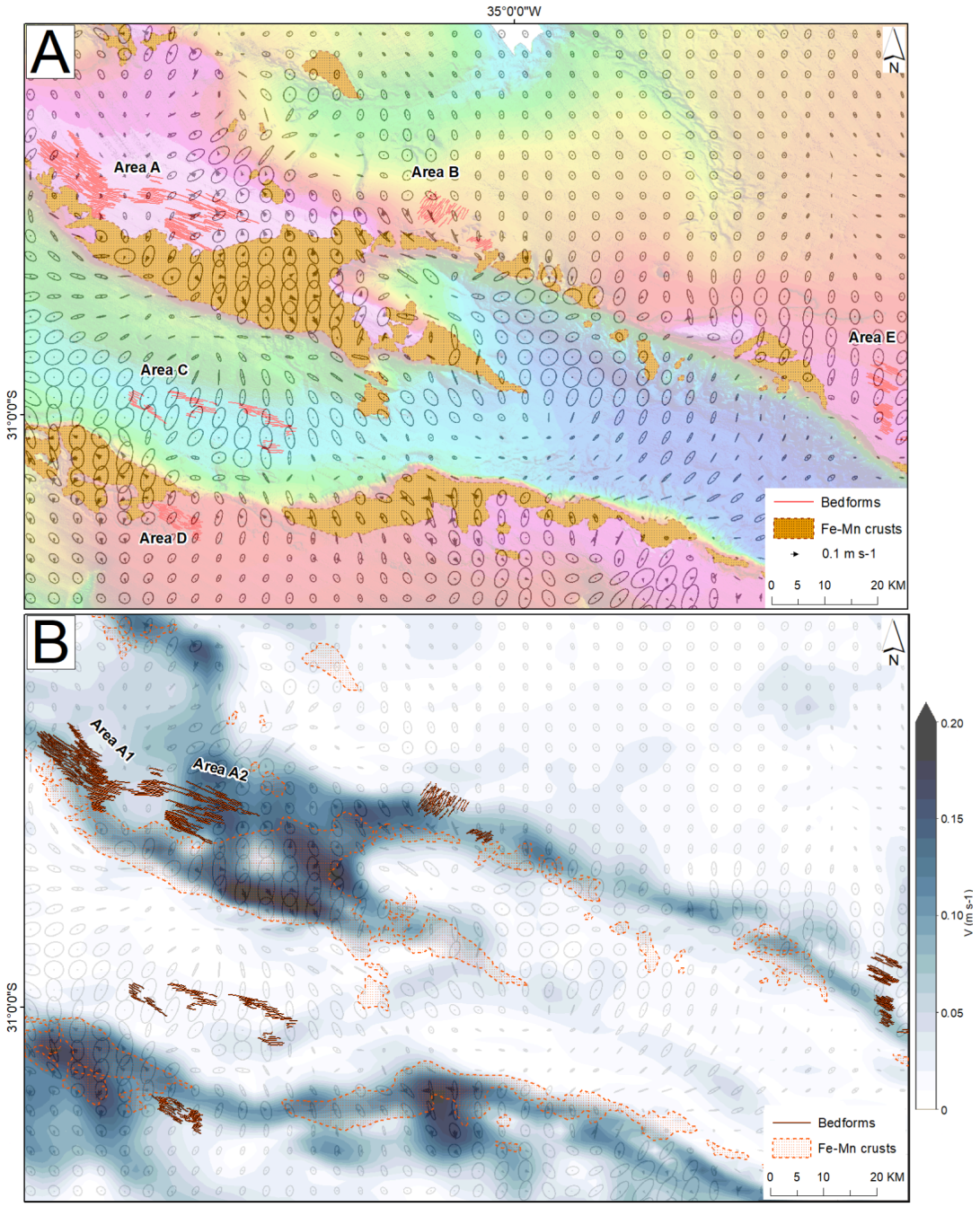


Fig. 21 - A) Distribution of bedforms and Fe-Mn crusts concerning M2 tidal current (ellipses) and bottom mean flow (vectors); B) Distribution of bedforms and Fe-Mn crusts concerning the bottom mean flow magnitude (V (m s^{-1})).

By comparing the bottom mean flow map with areas dominated by Fe-Mn crusts and bedforms (Fig. 21 - B), we observe that the bottom velocities control the occurrence of these sediments. For instance, bottom velocities in bedform areas usually range from 0.0 to 0.1 m s^{-1}, high enough for sediment remobilization (Stow et al., 2009). In Area A, however, bedforms occur in low- and higher-energy zones,

suggesting that the processes shaping the seafloor in the western part of this area differ from those in the eastern part. Consequently, Area A can be divided into two subregions (Fig. 21 - B): A1, characterized by lower-energy subaqueous dunes, and A2, characterized by higher-energy subaqueous dunes, possibly associated with deep seafloor erosional bedforms such as furrows (Viekman et al., 1992; Bryant et al., 2005; Stow et al., 2009).

Fe-Mn crusts are formed where ocean currents remove sediments or prevent their deposition (Roden, 1987; Hein, 2004; Hein and Koschinsky, 2014). Yeo et al. (2019) also found that optimum growth conditions for Fe-Mn crusts have average flow velocities of 0.1 m s^{-1} or less and that velocities above 0.2 m s^{-1} may erode them. Our data show that areas with Fe-Mn crust have average flow velocities of approximately 0.2 m s^{-1}, thus promoting sediment bypassing and creating non-deposition zones. Furthermore, since these velocities exceed the optimum growth conditions proposed by Yeo et al. (2019), we argue the Fe-Mn crusts are possibly being eroded.

Fig. 22 illustrates bedforms placed side-by-side with Fe-Mn crusts in Area A. It also shows the direction of the bottom mean flow currents, which controls the distribution of sediments. Based on bathymetric data, bedforms occur in shallower and lower-energy regions, while crusts are found in deeper and higher-energy zones. These observations suggest that carbonate sediments are bypassing or being removed from crust areas, accumulating in the bedforms. It further indicates that the Fe-Mn crusts occur beneath the subaqueous dunes and that the interaction of hydrodynamics and topography controls the distribution of these rocks.

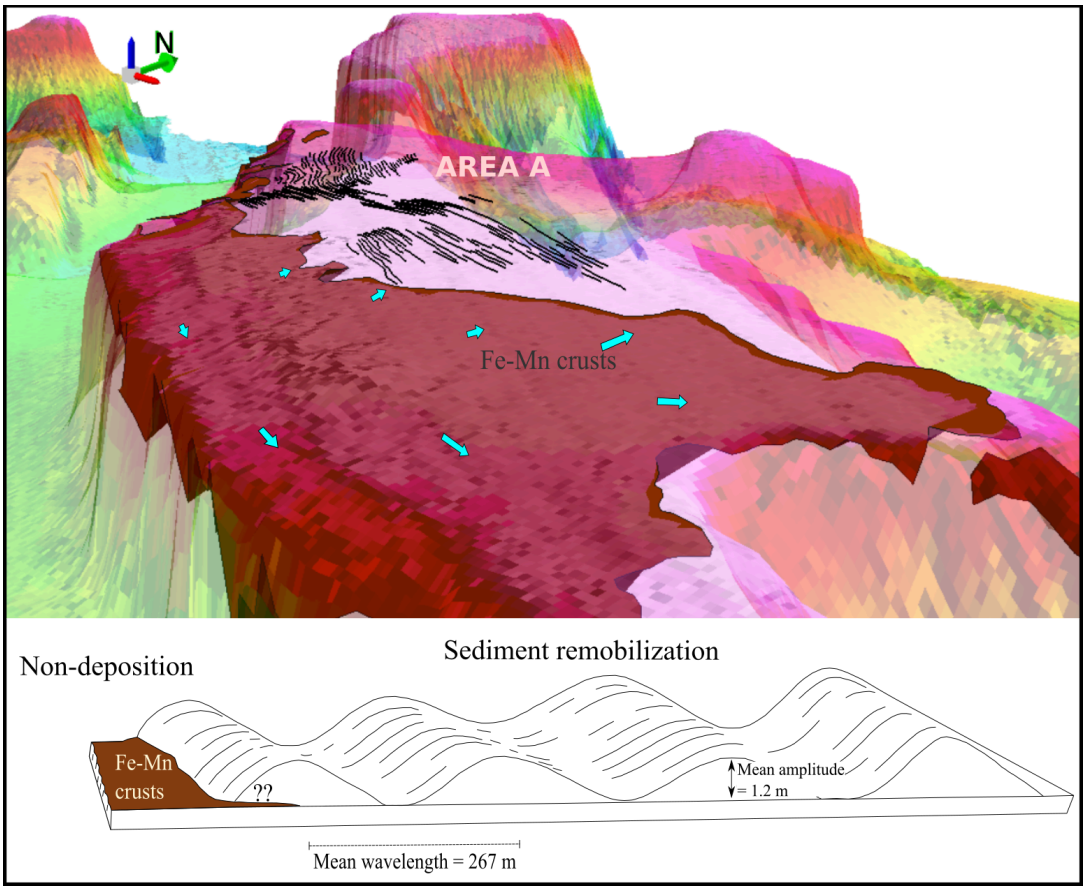


Fig. 22 - 3D schematic representations of Area A, showing bedforms and Fe-Mn crusts placed side-by-side. Blue arrows at the top image show the schematic representation of the bottom flow. The bottom image describes the main processes acting in both areas and represents Area A's mean amplitude and wavelength.

Supporting this interpretation, ROV profile images show that foraminifera sand overlay the Fe-Mn crusts. Fig. 23 shows bottom images from ROV profiles 12 and 2 (RV12 and RV2, in Fig. 23 - B), illustrating bedforms from Area A and D, respectively. The bathymetric profile from A1 to A2 (Fig. 23 - A) highlights points 1 and 2, corresponding to images 1 and 2 at the right in Fig. 23 - A. Image 1 shows a rigid substrate of Fe-Mn crusts at a depth of approximately 648 m, while image 2 reveals foraminiferal sand waveforms at a shallower depth of about 642 m below sea level. Additionally, Fig. 23 - C provides a detailed view of Area D, where images 1 and 2 illustrate foraminiferal sand occurring above the Fe-Mn crust substrate (darker substrate) and waveforms composed of oozes. These observations support the sedimentary dynamics suggested by the bathymetric data shown in Fig. 22. Although the ROV profiles cannot capture the entire extent of the subaqueous dunes, with hundreds of meters, they do reveal smaller-scale waveforms

(centimeter scale), suggesting that tractive processes are active on both larger and smaller scales.

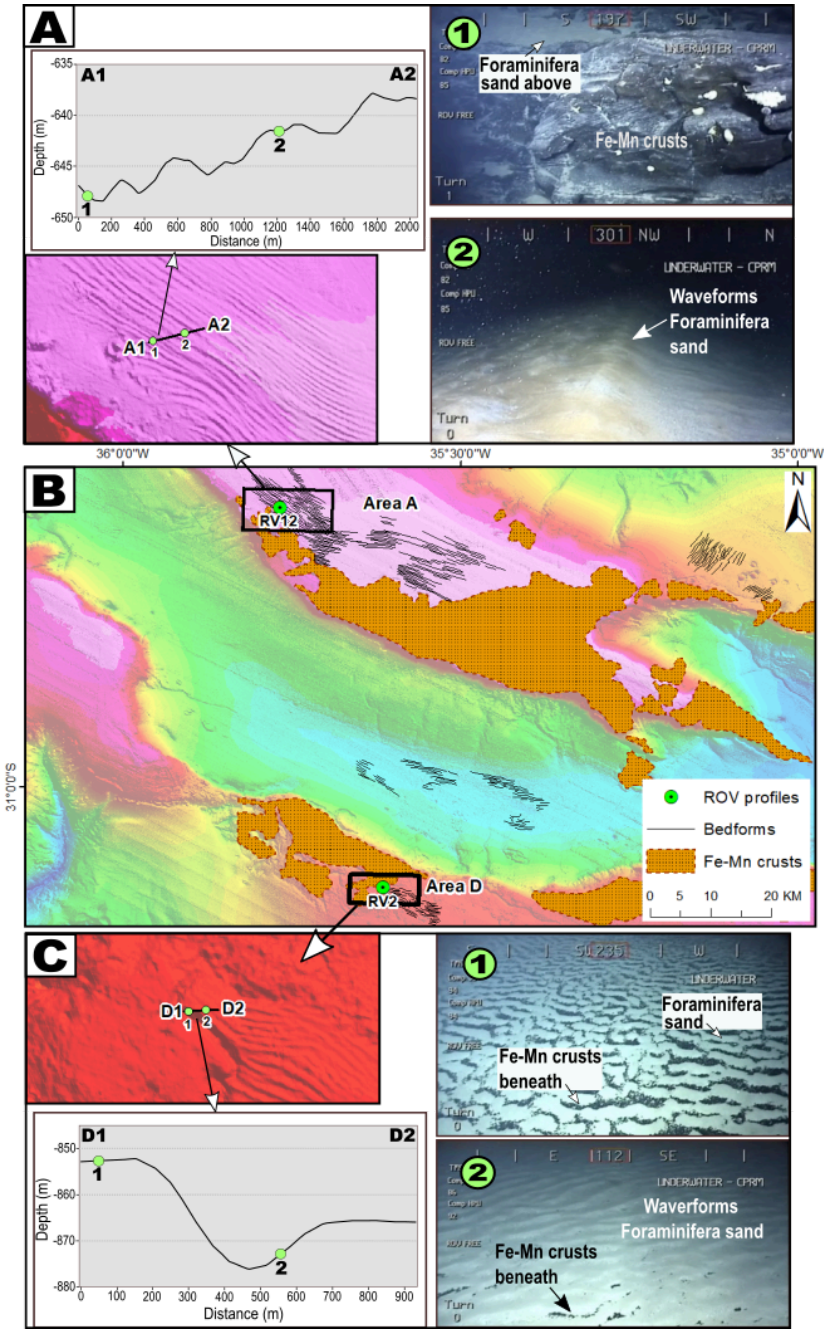


Fig. 23 - Bottom images from ROV profiles. A) Left: Detailed view of bedforms in Area A and bathymetric profile from A1 to A2, indicating points 1 and 2 of ROV profile RV12. Right: Corresponding bottom images of points 1 and 2. B) Map showing the locations of ROV profiles 12 and 2 (RV12 and RV2), which capture bedforms in Areas A and D, respectively. C) Left: Detailed view of bedforms in Area D and bathymetric profile from D1 to D2, indicating points 1 and 2 of ROV profile RV2. Right: Corresponding bottom images of points 1 and 2.

5. Conclusions

Our study provides insights regarding the diverse bedforms observed in the Rio Grande Rise (RGR) and their relationship with the local hydrodynamics and topography. The morphological data integrated with the modeled bottom currents allows for the classification of the bedforms and a better understanding of the complexities of the RGR local hydrodynamics. The five studied areas exhibit unique characteristics, including differences in symmetry, orientation, wavelength, and amplitude. We further show that the interplay of topography and a hydrodynamical model dominated by tides, particularly the M2 tidal component, controls the geometry of these bedforms.

The bedforms in the RGR result from the interaction between the unconsolidated carbonate sediments with bottom currents, especially the M2 tidal oscillatory flow. The bottom mean flow and local topography also contribute to bedform morphology at areas A, B, D, and E, possibly influencing waveform asymmetry. However, in area C, located inside the CSR, the bottom mean flow is almost null, highlighting the importance of tidal dynamics on the formation of bedforms. Hence, we conclude that M2 tidal oscillatory flow shapes the seafloor, classifying the bedforms observed in the five areas as subaqueous dunes/tidal banks. The local topography gradient also influences the morphology of the bedforms.

Furthermore, we conclude that the formation of subaqueous dunes and tidal banks in the RGR depends on flow velocities, with specific flow conditions fostering the development of these features. Our study also elucidates the environmental sectorization within the RGR, where varying bottom velocities control areas of deposition and non-deposition, influencing the occurrence of both Fe-Mn crusts and bedforms.

This study primarily relies on bathymetric data, which provides an indirect characterization of the observed features. While sub-bottom images have been obtained, their scale limits precise characterization of bedform dimensions, as direct observation of the entire waveform structure is not feasible. The complexity and distribution of bedforms in the RGR highlight the interplay of local hydrodynamics and topography. These findings contribute to a better understanding of the

sedimentary processes in deep-water environments and provide valuable insights into the factors controlling the formation and distribution of subaqueous bedforms and Fe-Mn crusts in the RGR. This knowledge is critical for addressing future challenges and opportunities presented by the unique environment of the RGR. Furthermore, from an evolutionary perspective, the understanding of sedimentary dynamics in the RGR is still evolving.

3.2 ARTIGO 2: Eocene to Miocene U-Pb geochronology evolution of the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic: a paleoceanographic approach.

Submitted to the Paleoceanography and Paleoclimatology journal.

Abstract

The Rio Grande Rise (RGR) is a major submarine feature in the South Atlantic that plays an important role in regional oceanographic dynamics. This study presents new U-Pb geochronology of sedimentary rocks from the RGR, offering direct age constraints on carbonate and apatite embedded within Fe-Mn crusts and associated foraminifera fossils. Samples were analyzed using high-precision isotopic techniques to establish a comprehensive temporal framework from the Eocene to Miocene. Results reveal distinct phases of geological evolution, including shallow carbonate platform development during the Eocene (48.1 ± 1.4 Ma; 2s), linked to the subaerial exposure of the RGR and the presence of Larger Benthic Foraminifera (LBF). A subsequent Oligocene phase (31.5 ± 2.1 Ma; 2s) is marked by the formation of Fe-Mn crusts under subsiding tectonic conditions. Miocene ages of approximately 15 Ma for planktic foraminifera suggest a deeper water column over the RGR during this time. Additionally, two episodes of phosphatization were identified, both linked to global changes: one during the late Oligocene-early Miocene (25.5 ± 2.5 Ma; 2s) and another at the Miocene (14.6 ± 2.2 Ma; 2s). These findings enhance the understanding of the geological history of the RGR, its role in shaping South Atlantic oceanic circulation, and provide new insights on Fe-Mn crust formation and phosphatization events in the region.

Keywords

Rio Grande Rise, U-Pb geochronology, Fe-Mn crusts, phosphatization events, paleoceanographic changes

1. Introduction

The Rio Grande Rise (RGR) is a prominent submarine elevation in the South Atlantic, located approximately 1200 km off Brazil's southeastern coast and 2000 km west of the Mid-Atlantic Ridge (Gamboa and Rabinowitz, 1984). Together with its African counterpart, the Walvis Ridge, the RGR forms a

significant barrier to oceanic circulation in the South Atlantic, influencing the oceanography and hydrodynamics of the region (Florindo et al., 2015; Palcu et al., 2020; Srivastava et al., 2023; Del Rey et al., 2024). Addiotionally, the RGR has also garnered attention for its potential mineral resources, particularly ferromanganese (Fe-Mn) crusts., which are enriched in cobalt (Co), Rare Earth Elements (REE), and Platinum Group Elements (PGEs), making them important for both resource exploration and paleoenvironmental reconstructions (Benites et al., 2018; Montserrat et al., 2019; Benites et al., 2020; Bergo et al., 2021; Sousa et al., 2021; Cavalcanti and Santos, 2022; Hassan, 2023; Matos et al., 2023; Benites et al., 2023; Sergipe et al., 2023).

Despite significant advances in understanding the tectonic and magmatic history of the RGR (Gamboa and Rabinowitz, 1984; O'Connor and Duncan, 1990; Ussami et al., 2012; Fromm et al., 2017; Galvão and de Castro, 2017; Praxedes et al., 2019; Sager et al., 2021; Srivastava et al., 2023), age constraints for sedimentary and diagenetic processes in this region remain scarce. Previous age estimations have relied on indirect methods, such as Co chronometry, $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratios, and biostratigraphic markers (Lacasse et al., 2017; Benites et al., 2020, 2021; Souza et al., 2021; Cavalcanti and Santos, 2022; Silva et al., 2024), which, while informative, fail to assign an absolute age to oceanographic events.

In this study, we present a dataset of new direct U-Pb age determination of carbonate and phosphate minerals embedded within Fe-Mn crusts, as well as associated foraminifera fossils for the RGR. These age constraints offer new insights into the paleoenvironmental evolution of the RGR from the Eocene to the Miocene. Furthermore, our study provides the first direct dating of phosphatization events in Fe-Mn crusts from the region. By integrating these novel chronological data with existing geological and geochemical information, our findings contribute to a more comprehensive understanding of the geological history and paleoceanographic evolution of the South Atlantic. Figure 24 shows the location of the samples used in this research and the location of the RGR in the context of the South Atlantic large-scale circulation.

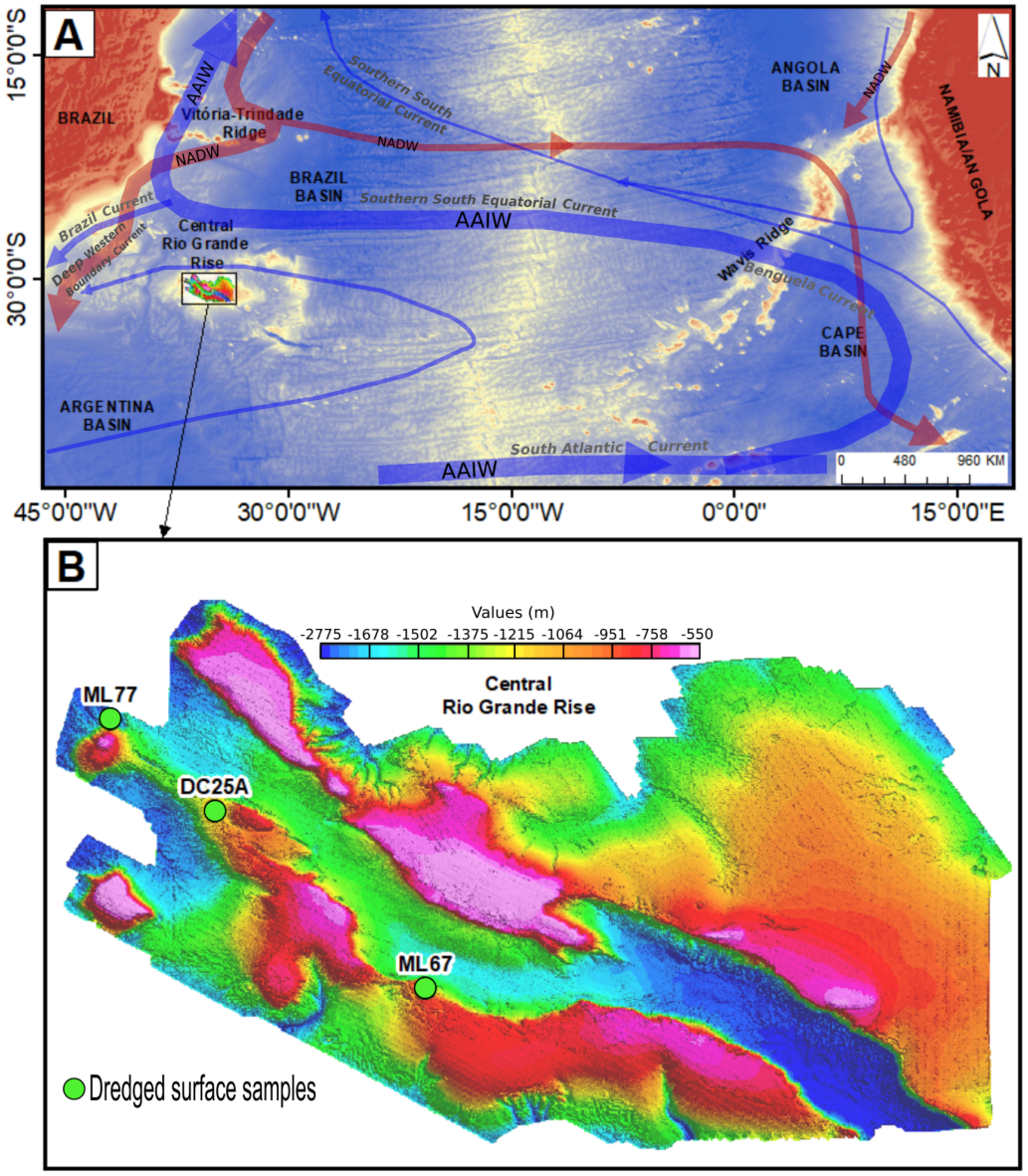


Fig. 24 - Location of the study area. A) The large-scale circulation of the South Atlantic showing the North Atlantic Deep Water (NADW) (red arrows) and Antarctic Intermediate Water (AAIW) (blue arrows). Current names represent the middle-level circulation for AAIW as presented by Stramma and England (1999). NADW flows near 2000 mbsl and AAIW flows between 500 and 2000 mbsl (mbsl = meters below sea level) (adapted from Lacasse et al., 2017 and Stramma and England, 1999). Bathymetry from The GEBCO Grid - http://www.gebco.net. B) Central Rio Grande Rise with the location of the samples used in this study. Bathymetry from Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) - https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21751. (Adapted from Del Rey et al., 2024).

2. The geological evolution of the Rio Grande Rise

The geological evolution of the RGR is shaped by tectonic and magmatic processes linked to the opening of the South Atlantic Ocean. The RGR is thought to have a volcanic origin, forming as part of the Tristan-Gough hotspot track during the Late Cretaceous, approximately 92–83 Ma (O'Connor and Duncan, 1990; Fromm et al., 2017; Sager et al., 2021). Santos et al. (2019) identified crystalline continental rocks and crust-contaminated basaltic rocks within the RGR, with zircon U–Pb ages from one gabbro (~2,200 Ma) and four granitoids (ranging from ~1,430 to 480 Ma). These findings suggest that the breakup of southwestern Gondwana left behind continental fragments of dominantly African age, which were later incorporated into the oceanic lithosphere. This incorporation likely occurred through a combination of rifting processes and interactions between the Tristan-Gough mantle plume and hyperextended continental margins (Santos et al., 2019).

The basaltic basement of the RGR was dated at 87–80 Ma based on tholeiitic basalts recovered from Deep-Sea Drilling Project (DSDP) Site 516F. Subsequent eastward ridge pull isolated the RGR from the Walvis Ridge on the opposite side of the Mid-Atlantic Ridge, shaping its current geological framework (Rohde et al., 2013; Pérez-Díaz and Eagles, 2014, 2017b; Galvão and de Castro, 2017). Evidence of this thermal event has also been recognized through apatite (U-Th-Sm)/He thermochronology, highlighting the cooling age of the basaltic basement (Hackspacher et al., 2022).

Following this initial volcanic phase, extensional tectonic pulses from 70 to 50 Ma led to the formation of a deep-seated symmetrical rift on the RGR's western flank and an asymmetrical half-graben structure at its summit, known as the Cruzeiro do Sul Rift (CSR) (Praxedes et al., 2019). These structural features are attributed to strike-slip movements along E-W fracture zones, driving the development of the CSR. Thermochronological data further indicates a Late Cretaceous–Paleocene cooling phase (50–60 Ma) associated with these extensional tectonics (Hackspacher et al., 2022).

The RGR was affected by alkaline magmatism during the Eocene (50–35 Ma), resulting in the formation of seamounts, guyots, and a broad plateau,

particularly in its western region (Gamboa and Rabinowitz, 1984). Crustal uplift during this time facilitated the deposition of turbidites and landslides, with portions of the RGR emerging above sea level and experiencing extensive erosion (Gamboa and Rabinowitz, 1984; Ussami et al., 2012; Praxedes et al., 2019). Geochemical analyses suggest that the alkaline volcanic rocks produced during this phase share affinities with Ocean Island Basalts, indicating a link to rifting-related volcanism in the Eocene (Rohde et al., 2013; Hoyer et al., 2022). A concurrent cooling event (ca. 50–45 Ma), possibly associated with hydrothermal activity, has been identified in thermochronology data (Hackspacher et al., 2022). Recent studies highlight interruptions in volcanic activity during the Eocene, accompanied by sub-aerial chemical weathering of volcanic rocks in a warm, wet climate prior to the RGR's thermal subsidence to its present depth (Srivastava et al., 2023).

After the Eocene magmatic phase, the RGR entered a period of tectonic and volcanic quiescence from the upper Eocene to the Oligocene (35–25 Ma). This phase was characterized by thermal subsidence, extensive sedimentation, and sub-aerial erosion (Gamboa and Rabinowitz, 1984; Praxedes et al., 2019). Paleoenvironmental reconstructions based on facies descriptions and fossil index ages suggest the development of a carbonate platform during this period, associated with weakly protected lagoonal environments, coralgal reefs, algal shoals, and patch reefs. This platform is believed to have formed around a volcanic island exposed during the Eocene (Silva et al., 2024).

From the lower Miocene to the Pleistocene, sedimentation resumed with units being deposited conformably over older sequences and the RGR was subjected to deformation, marked by the formation of sub-vertical normal faults that created depressions exceeding 500 m in width on the seafloor (Praxedes et al., 2019). Giant piston cores from depths of 900–1200 m on the RGR's northern flank have recovered a thick Plio-Pleistocene sedimentary sequence measuring 30–40 m (Lacasse et al., 2017). Thermochronological data indicate a rapid cooling event in the Middle Miocene (ca. 12 Ma), likely associated with tectonic activity, uplift, and erosion affecting the northern flank of the CSR (Hackspacher et al., 2022).

3. Materials and Methods

3.1. Samples

The samples used in this research were collected by the Geological Survey of Brazil (SGB-CPRM) as part of the *Projeto de Exploração da Elevação Rio Grande* (PROERG) and the *Programa de Prospeção e Exploração de Recursos Minerais na Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial* (PROAREA), of The Ministry of Foreign Affairs (MRE). The expeditions were carried out through a joint effort between SGB-CPRM and the Interministerial Committee for Marine Resources (CIRM) aboard the RV Marion Dufresne, operated by the French Polar Institute Paul-Émile Victor, from June 29 to July 24, 2011.

This expedition conducted geophysical and geological investigations, including piston coring and dredging of surface samples from the RGR. Regarding dredging, ferromanganese (Fe-Mn) crust samples were recovered from approximately 90 locations. Among these, samples ML77, ML67, and DC25A (Fig. 24) were selected for analysis and are detailed in Table 5. These samples were carefully chosen based on the previous geochemical analysis carried by Sousa (2019).

Tab. 5 - Samples analyzed, including their respective sampling depths (initial and final) and coordinates (initial and final longitude and latitude). The location of these samples are shown in Fig. 24.

Sample	Initial Depth (m)	Final Depth (m)	Initial Latitude	Initial Longitude	Final Latitud	Final Longitude
ML67	1000	950	-31.045689	-35.711288	-31.048300	-35.710900
ML77	1542	1200	-30.096700	-36.827300	-30.104900	-36.827600
DC25A	702	1088	-30.419412	-36.456264	-30.700154	-36.016902

3.2. Petrography and QEMSCAN imaging

The petrographic analysis of the thin sections from samples ML77, DC25A, and ML67 was conducted at the Optical Microscopy Laboratory of the University of Brasília (UnB) using a Zeiss Axioscope 5 petrographic microscope with transmitted and polarized light, along with ZEISS Zen 3.4 software. Photomosaic images of the thin sections were also utilized, acquired with an automated ZEISS microscope, model Axio Scan, using the 5x objective lens.

The QEMSCAN analyses were performed at the QEMLab Laboratory of the University of Brasília using a QUANTA FEI 650F scanning electron microscope equipped with secondary and backscattering detectors and two Bruker XFlash 6 series SDD EDS. The mineralogical maps were generated under analytical conditions of 15 kV acceleration voltage and 10 nA beam current. The parameters for the analysis included a field size of 1500 μm, a point spacing of 15 μm. The Species Identification Protocol (SIP) employed was adapted from the SIP List Oil & Gas, 15 kV v.3.7.

3.3. U-Pb Geochronology

Carbonates and phosphates phases observed in thin sections were dated by *in situ* LA-MC-ICPMS. Following petrographic descriptions of samples ML77, ML67, and DC25A, U-Pb data were obtained for well-preserved foraminifera fossils of *Discocyclina* sp. and *Nummulites* sp. in sample ML77, for the carbonate and apatite matrix in sample ML67, and for the apatite matrix and preserved foraminifera fossils of *Globorotalia* sp. and other planktic species in sample DC25A.

The U-Pb data were obtained at the Laboratory of Geodynamic, Geochronological, and Environmental Studies of the University of Brasília, Brazil following the method described in Brito et al. (2024). The targeted isotopic masses were measured using a Thermo Finningan Neptune XT multi-collector ICP-MS coupled to a Teledyne Analyte Excite 193 nm laser ablation system. The laser ablation system is equipped with a HelEx II dual-volume ablation cell. Prior to each analytical session, the mass spectrometer was optimized to enhance U and Pb sensitivity while minimizing oxide production. Each analysis consisted of 10 seconds of blank measurement followed by 20 seconds of data acquisition.

The measured isotopes (202, 204, 206–208, 232, 238) were analyzed simultaneously using a combination of Faraday detectors, secondary electron multipliers (SEM), and compact discrete dynode electron multipliers (CDDs). Laser settings included an 85 μm beam diameter, a pulse rate of 10 Hz, and an energy density of 4.0 J cm^{-2}. Raw data were processed in Iolite 4.0 (Paton et al., 2011) as time-resolved signals, with individual signal inspection performed using VizualAge (Petrus and Kamber, 2012).

Data reduction was carried out using the UComPbine DRS protocol, which accounts for variable initial lead in the calibrant (Chew et al., 2014). Corrections included blank subtraction, crater fractionation correction using an exponential-plus-linear model, and mass fractionation by normalization to Walnut Canyon calcite, which has an initial Pb value of 0.85 (Roberts et al., 2017) for the $^{238}U/^{206}Pb$ ratio and NIST SRM 614 (Woodhead and Hergt, 2007) for the $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio. Barstow Formation calcite (Cole et al., 2005; Rasbury and Cole, 2009) was used for quality control (14.8 ± 0.3 to 16.2 ± 0.2 Ma; 2s). The age obtained for the Barstow calcite of 16.0 ± 0.08 Ma (n = 27; 2s; MSWD = 7.3) is within uncertainty of the literature and attests the accuracy and precision of the obtained dataset (Electronic Supplement). Excess variance in the primary calibrant was propagated to each analytical point. No common Pb correction was applied.

IsoplotR (Vermesch, 2018) was used to plot the U-Pb data. Ages are presented as the lower intercept $^{238}U/^{206}Pb$ that were anchored on their respective initial (common) $^{207}Pb/^{206}Pb$ composition, as described in Brito et al. (2024). Final age uncertainties are presented at the 2s confidence interval and quoted as ± α/β, without/with systematic uncertainties (Horstwood et al., 2016). The inaccuracy of the Walnut Canyon calcite (ca. 2.5 %; Roberts et al., 2017) was quadratically added to each final age uncertainty.

4. Results

Petrographic analysis of thin sections was conducted to characterize the mineralogical assemblage and identify the most suitable regions for U-Pb geochronology. Additionally, QEMSCAN imaging assisted in identifying calcite- and apatite-rich zones, allowing for a more precise selection of areas for dating.

Figure 25 presents the hand-sample images of the three analyzed samples, along with the corresponding QEMSCAN results and photomosaic comparisons.

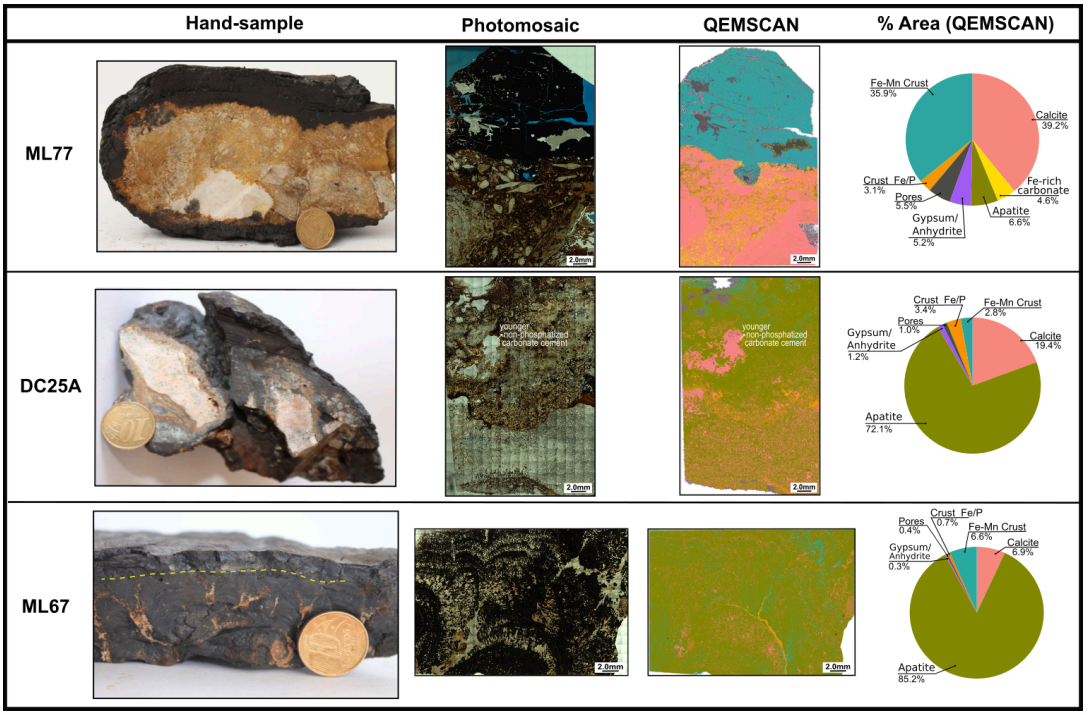


Fig. 25 - Hand-sample pictures (1st column), Photomosaics (2nd column), and corresponding QEMScan images (3rd column) of the samples, along with the mineral distribution by area (%) (4th column).

Petrography and QEMSCAN imaging revealed that calcite and apatite are the main minerals in all analyzed samples and represent the key focus of this study, as they are the target phases for U-Pb dating. In particular, sample ML77 (Fig. 25) exhibits well-preserved Larger Benthic Foraminifera (LBF) embedded within a Fe-rich carbonate matrix (Fig. 26B). Alongside these LBF species, coralline algae were also identified (Sousa et al., 2019). The Fe-Mn crust in this sample is approximately 16 mm-thick and non-phosphatized, developed around an orange lithified part composed by LBFs (Fig. 25). Notably, the white portion of the hand-sample appears non-phosphatized and is composed primarily of planktic foraminifera, including *Orbulina* sp. and *Globorotalia* sp., identified using a binocular microscope (Sousa et al., 2019). This compositional contrast suggests a significant age gap in the formation history of sample ML77, potentially marking distinct depositional or diagenetic phases.

Sample DC25A (Fig. 25) exhibits extensive phosphatization affecting both the ferromanganese and carbonate domains. QEMSCAN analysis confirms the preservation of foraminiferal tests, which remain primarily composed of calcite despite the phosphatization process of the matrix (Fig. 26E). Additionally, a non-phosphatized carbonate cement, interpreted to have formed after the last phosphatization event, is indicated in Figure 25. Macroscopically, the Fe-Mn crust in DC25A is approximately 25 mm-thick, phosphatized, and exhibits a botryoidal texture.

Sample ML67 (Fig. 25) also displays significant phosphatization. Macroscopically, two distinct generations of Fe-Mn crust can be identified (Fig. 25 - yellow dotted line): an older, thicker, botryoidal-textured, phosphatized generation; and a younger, thinner, laminated-textured, non-phosphatized generation (Sousa et al., 2019). Phosphatization is readily observable to the naked eye, as authigenic phosphate minerals fill pores and cavities within the samples, exhibiting a beige to orange coloration. At the microscopic level, a carbonate matrix with sparse foraminifera is observed filling some voids within the crusts (Fig. 27A-B), suggesting that these components were deposited during intervals when ferromanganese precipitation was absent. QEMSCAN analysis revealed that certain areas of the carbonate matrix embedded within the crust remained preserved despite extensive phosphatization (Fig. 27C-D). However, no preserved planktic foraminifera test was found for direct dating.

The obtained ages for our samples produced statistically robust (i.e., well-regressed) lower intercept U-Pb ages. For foraminifera species, ages were determined in the ML77 and DC25A samples. In sample ML77 (Fig. 26A-C), LBF species *Nummulites* sp. and *Discocyclina* sp. were analyzed, while in sample DC25A (Fig. 26D-F), planktic foraminifera, including *Globorotalia* sp. was analyzed, all with well-preserved carbonate tests. The age determined for *Nummulites* sp. and *Discocyclina* sp. was 48.1 ± 0.8/1.4 Ma (n = 40; 2s; MSWD = 1.3), with U content varying from 0.68 to 3.09 ppm and common lead composition $(^{207}Pb/^{206}Pb)_c$ of 0.8335 (Fig. 26C). For *Globorotalia* sp. and other planktic species, the age determined was 15.6 ± 1.6/3.0 Ma (n = 36; 2s; MSWD = 3.6), with U content varying from 0.93 to 8.46 ppm and initial lead composition $(^{207}Pb/^{206}Pb)_c$ of 0.8382 (Fig. 26F).

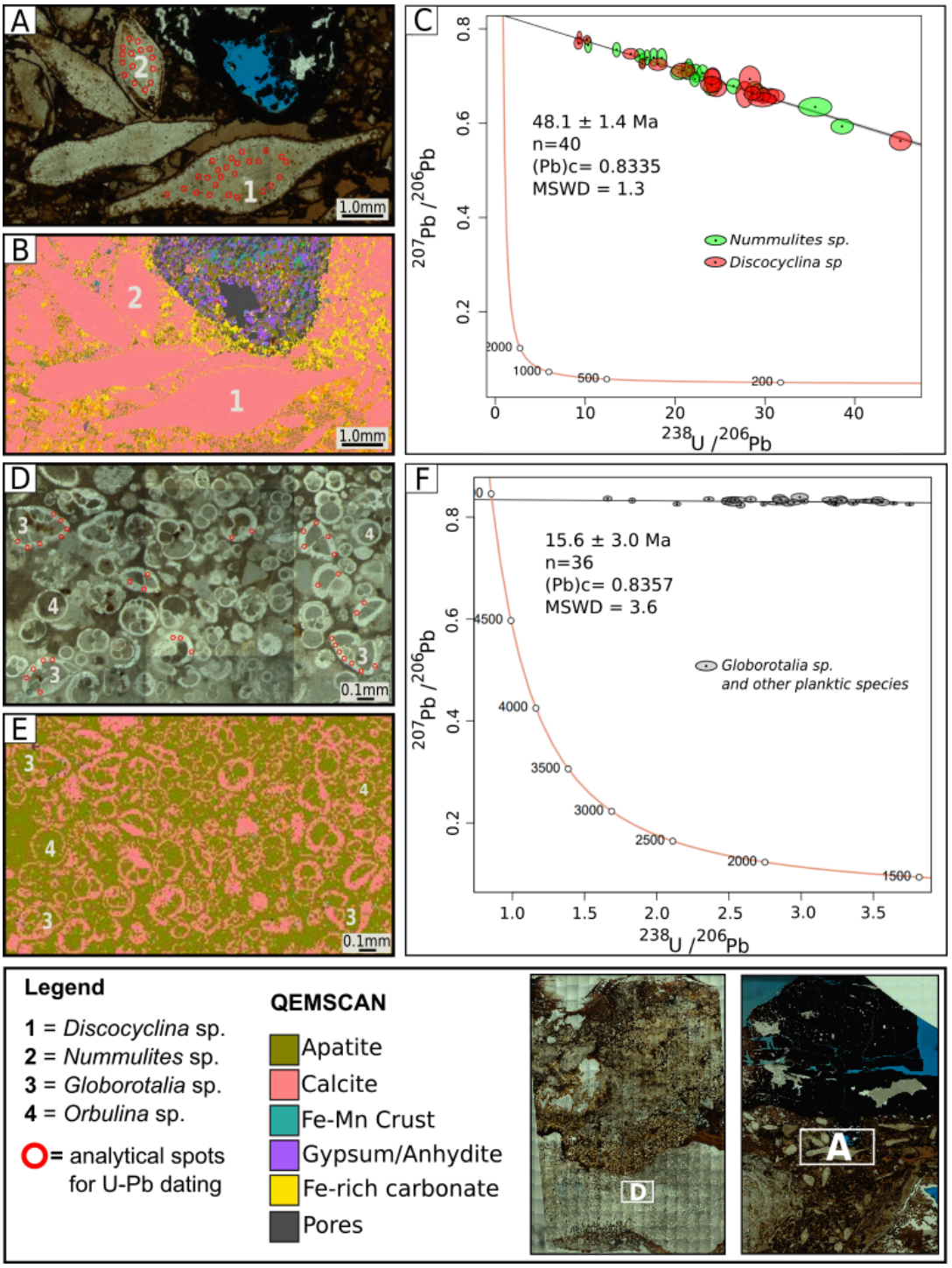

A
2
1
1.0mm
B
2
1
1.0mm
C
48.1 ± 1.4 Ma
n=40
(Pb)c= 0.8335
MSWD = 1.3
Nummulites sp.
Discocyclina sp
207Pb /206Pb
238U /206Pb
2000
1000
500
200
D
3
4
4
3
3
4
0.1mm
E
3
4
4
3
3
0.1mm
F
15.6 ± 3.0 Ma
n=36
(Pb)c= 0.8357
MSWD = 3.6
Globorotalia sp.
and other planktic species
207Pb /206Pb
238U /206Pb
4500
4000
3500
3000
2500
2000
1500
Legend
1 = Discocyclina sp.
2 = Nummulites sp.
3 = Globorotalia sp.
4 = Orbulina sp.
= analytical spots for U-Pb dating
QEMSCAN
Apatite
Calcite
Fe-Mn Crust
Gypsum/Anhydite
Fe-rich carbonate
Pores
D
A

Fig. 26 - Foraminifera and Tera-Wasserburg diagrams. A) Photomosaic of the analyzed area in sample ML77, location indicated in the figure legend; B) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample ML77;) C) Tera-Wasserburg diagram showing the results of *Discocyclina* sp. and *Nummulites* sp.; D) Photomosaic of the analyzed area in sample DC25A, location indicated in the figure legend; E) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample DC25A; F) Tera-Wasserburg diagram showing the results of *Globorotalia* sp. and other planktic species. Red circles represent approximately the analytical spots for U-Pb dating. Ages include confidence interval. Datapoint error ellipses are 2s. MSWD: mean squared weighted deviation. (Pb)c is (207Pb/206Pb)c: initial/common lead composition.

Regarding the U-Pb dating of the matrix, we used the U content as a proxy to differentiate apatite from carbonate analyses, or at least, a predominant mineralogy mixture during spot ablation. Spots with U content more than 10 ppm were classified as apatite-dominated and were plotted in separate Tera-Wasserburg diagram (Fig. 27). In the case of sample DC25A, QEMSCAN analysis revealed that the matrix is entirely phosphatized, indicating that the obtained U-Pb age reflects the timing of the phosphatization event.

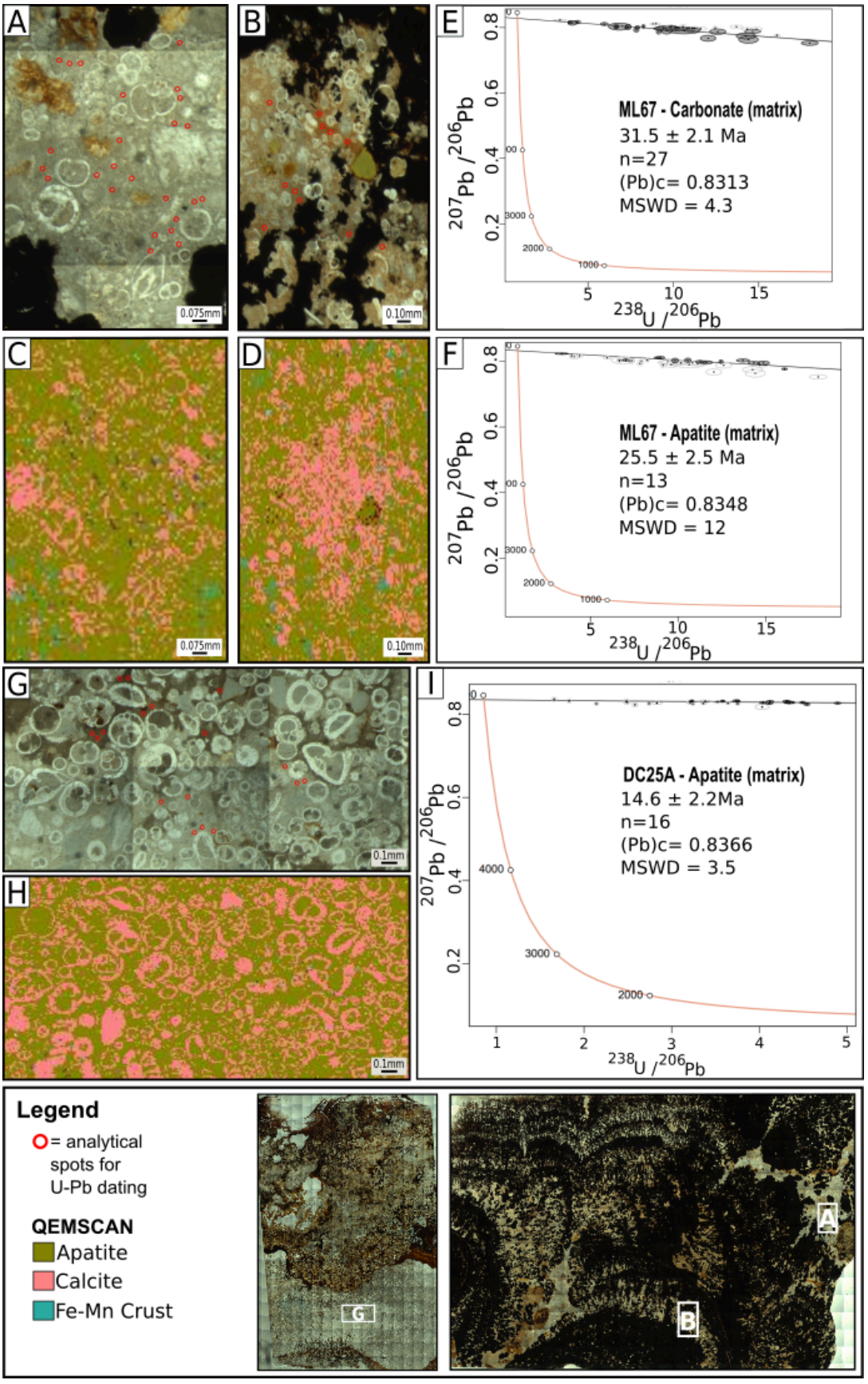

A
0.075mm
B
0.10mm
E
ML67 - Carbonate (matrix)
31.5 ± 2.1 Ma
n=27
(Pb)c= 0.8313
MSWD = 4.3
207Pb /206Pb
238U /206Pb
C
0.075mm
D
0.10mm
F
ML67 - Apatite (matrix)
25.5 ± 2.5 Ma
n=13
(Pb)c= 0.8348
MSWD = 12
G
0.1mm
H
0.1mm
I
DC25A - Apatite (matrix)
14.6 ± 2.2Ma
n=16
(Pb)c= 0.8366
MSWD = 3.5
Legend
= analytical spots for U-Pb dating
QEMSCAN
Apatite
Calcite
Fe-Mn Crust
G
A
B

Fig. 27 - Matrix and Tera-Wasserburg diagrams. A) and B) Photomosaic of the analyzed area in sample ML67, location indicated in the figure legend; C) and D) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample ML67; E) Tera-Wasserburg diagram showing the results of carbonate matrix for sample ML67; F) Tera-Wasserburg diagram showing the results of apatite matrix for sample ML67; G) Photomosaic of the analyzed area in sample DC25A; H) Respective QEMSCAN image of the analyzed area in sample DC25A; I) Tera-Wasserburg diagram showing the results of the apatite matrix for sample DC25A. Red circles represent approximately the analytical spots for U-Pb dating. Ages include confidence interval. Datapoint error ellipses are 2s. Blank ellipses = carbonate-interpreted data or apatite-interpreted, depending on the age determination. MSWD: mean squared weighted deviation. (Pb)c is (207Pb/206Pb)c: initial/common lead composition..

In the ML67 sample (Fig. 27A-F), the age of the carbonate matrix is 31.5 ± 1.9/2.1 Ma (n = 27; 2s; MSWD = 4.3), with U contents varying from 1.86 to 9.90 ppm, common lead composition $(^{207}Pb/^{206}Pb)_c$ of 0.8313 (Fig. 27E). The apatite matrix is 25.5 ± 2.4/2.5 Ma (n = 13; 2s; MSWD = 12), with U contents varying from 10.28 to 36.9 ppm, common lead composition $(^{207}Pb/^{206}Pb)_c$ of 0.8348 (Fig. 27F). The DC25A sample (Fig. 27G-I) showed an average age for the apatite matrix, the age is 14.6 ± 1.2/2.2 Ma (n = 16; 2s; MSWD = 3.5), with U contents varying from 10.28 to 13.10 ppm, common lead composition $(^{207}Pb/^{206}Pb)_c$ of 0.8366 (Fig. 27I).

5. Discussion

5.1. Biostratigraphic control of the foraminifera species

The U-Pb dating of the foraminifera species fits within their respective biostratigraphic occurrence (Fig. 28). *Nummulites* sp. and *Discocyclina* sp. are typical fossils of the Eocene and they are a part of a large informal group called Larger Benthic Foraminifera (LBF), which are recognised by their complex internal structures and large test size (Loeblich and Tappan, 1987; Cotton and Pearson, 2011, 2012; Cotton, 2012; BouDagher-Fadel, 2018).

Silva et al. (2024) analyzed the facies of carbonate substrates associated with Fe-Mn crusts and phosphates from the RGR, aiming to interpret the depositional setting and reconstruct the paleoenvironment of the region. They identified a species of LBF (*Lepidocyclina* sp.), characterized by flat, thin test walls, typically associated with reduced light conditions within the euphotic zone, near backreef environments (BouDagher-Fadel, 2018). Based on these findings,

they proposed that a reef sedimentation environment existed during the Oligocene-Miocene. Likewise, the occurrence range of *Lepidocyclina* sp. in America spans from the Middle Eocene to the Early Miocene (Fig. 28, BouDagher-Fadel, 2018), aligning with the age determined in our study. Our well-constrained U-Pb dating indicates that the paleoenvironment proposed by Silva et al. (2024) likely developed during the Eocene, ca. 48 Ma. Consequently, we argue that the shallow carbonate platform indeed existed in the RGR during the Middle Eocene, 48.1 ± 1.4 Ma (2s) ago.

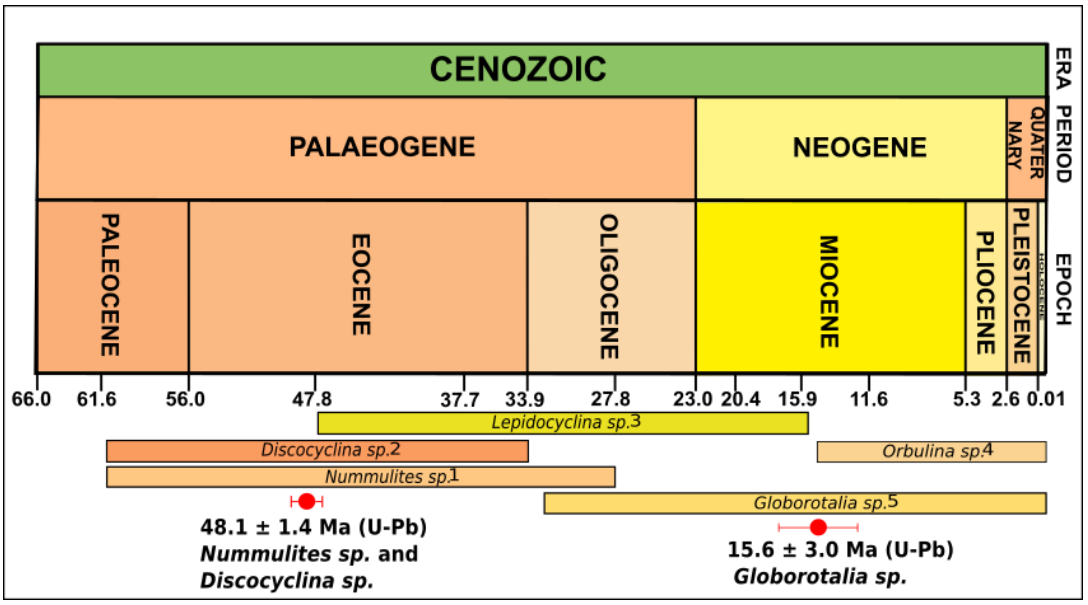


Fig. 28 - Cenozoic era showing the biostratigraphic correlation of the foraminifera species dated in this study. Red circles and bars represent the age and their respective errors. 1) *Nummulites* sp. first occurrence during Middle Paleocene and last occurrence during Oligocene (Loeblich and Tappan, 1987; BouDagher-Fadel, 2018); 2) *Discocyclina* sp. first occurrence during Middle Paleocene and last occurrence during Late Eocene (Loeblich and Tappan, 1987; BouDagher-Fadel, 2018); 3) *Lepidocyclina* sp. occurrence in America spans from the Middle Eocene to the Early Miocene (BouDagher-Fadel, 2018); 4) *Orbulina* sp. first occurrence during Middle Miocene until the present (Blow, 1956; Brönnimann, 1951) 5) *Globorotalia* sp. first occurrence during the Early Miocene until the present (Bandy, 1972; Kennett and Srinivasan, 1983; Cifelli and Scott, 1986; Stewart, 2003; Aze et al., 2011).

The age of the planktic species and *Globorotalia* sp. is 15.6 ± 3.0 Ma (2s; Fig. 28), fitting within its occurrence range (Miocene to the present) (Berggren et al., 1995). Furthermore, its association with *Orbulina* sp. suggests ages younger than 15 Ma (Blow, 1956; Brönnimann, 1951; Bandy, 1972; Kennett and Srinivasan,

1983; Cifelli and Scott, 1986; Stewart, 2003; Aze et al., 2011). Therefore, the environmental depositional set of these fossils occurred in the late Miocene.

5.2. Chronological constraints in the geological evolution of the RGR

Building on the established history of events and the general evolution of the RGR, the new U-Pb dating provides enhanced constraints and a deeper understanding of the paleoenvironments that existed (Fig. 29). Our data support the development of a shallow carbonate platform during the Eocene, around 48 Ma, as evidenced by the presence of LBF. This is consistent with the period of subaerial exposure of the RGR during the Eocene, addressed by previous studies (p. ex. Florindo et al., 2015; Praxedes et al., 2019; Palcu et al., 2020; Srivastava et al., 2023).

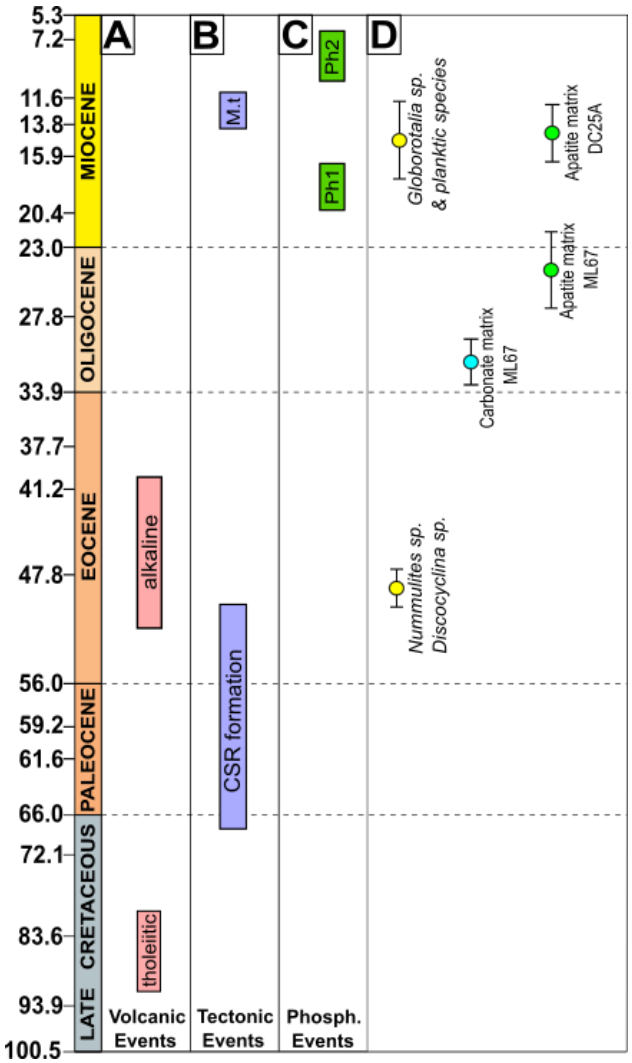


Fig. 29 - Correlation of U-Pb data with the mains events in the geological evolution of the RGR. A) Volcanic events: tholeiitic magmatism between 92 to 83 Ma (Rohde et al., 2013; Pérez-Díaz and Eagles, 2014, 2017b; Galvão and de Castro, 2017); alkaline magmatism between 50 to 35 Ma (Gamboa and Rabinowitz, 1984; Ussami et al., 2012; Rohde et al., 2013; Praxedes et al., 2019; Hoyer et al., 2022); B) Tectonic events: CSR formation, or formation of the Cruzeiro do Sul Rift from 70 to 50 Ma (Praxedes et al., 2019; Hackspacher et al., 2022); M.t or Miocene tectonism in ca. 12 Ma (Hackspacher et al., 2022); C) Ph1 or Phosphatization event 1, between 20 and 15 Ma (Benites et al., 2020); Ph2 or Phosphatization event 2, between 10 and 6.8 Ma (Benites et al., 2020, 2021); D) U-Pb dating with circles and bars represent the age and their respective errors.

The available seismic lines presented in Praxedes et al. (2019) reveal numerous phases of deformation, accompanied by the denudation of strata, resulting in angular unconformities. Praxedes et al. (2019) proposed a five-stage evolutionary model that extends from the Cretaceous volcanic building to recent sedimentation, including episodes of extensional and strike-slip movements, thermal uplift and subsidence, and volcanism and faulting. The Eocene stage (between 50–35 Ma) occurred when significant intrusive and extrusive magmatism happened (Fig. 29A), leading to a broad rise of the western portion of the RGR (Gamboa and Rabinowitz, 1984), and folding, shortening, uplifting and tilting of the strata towards the east.

The U-Pb data obtained from the carbonate matrix embedded in the Fe-Mn crust sample provide valuable information into the formation history of these crusts in the RGR. The precise timing of Fe-Mn crust precipitation remains unclear, largely due to the extensive phosphatization observed in most samples. In sample ML67, well-regressed U-Pb data indicate an age of 31.5 ± 2.1 Ma (2s) for the carbonate matrix (Fig. 29D). These observations suggest that the carbonate matrix is contemporaneous with a phase of Fe-Mn crust precipitation during the Oligocene, though not simultaneous. The petrographic interpretation suggests that the deposition of the carbonate matrix and foraminifera deposited during brief intervals of non-precipitation of the Fe-Mn crusts, indicating a close temporal relationship (Fig. 27A-B).

Attempts to determine the age of the crusts in the RGR have produced varying results, primarily through indirect methods. Benites et al. (2020, 2023), using Co chronometry and U/Th methods, suggested that crust precipitation may have begun approximately 48 Ma, with an estimated growth rate of 1 mm/Myr. Sousa et al. (2021), based on Co concentration in non-phosphatized samples, reported ages between 5 and 16 Ma and growth rates ranging from 1.6 to 3.0 mm/Ma. The age determined for the carbonate matrix in this study indicates a possible new phase of crust precipitation during the Oligocene, when paleoenvironmental conditions favored their formation. These findings constraints a new period of crust precipitation in the RGR that has not been previously addressed in the literature.

Phosphatization episodes have been reported to significantly impact the Fe-Mn crusts of the RGR. Here, we identified two ages of phosphatization: one at 25.5 ± 2.5 Ma (2s), recorded in the apatite matrix of sample ML67; and another at 14.6 ± 2.2 Ma (2s), in the apatite matrix of sample DC25A (Fig. 29D). The first age aligns with the late Oligocene–early Miocene transition, and the second corresponds to the Miocene Epoch. Previous studies have inferred these ages by comparing the $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratio of the leached CFA from the phosphatized crusts with historical oceanic averages (Benites et al., 2020, 2021; Sousa et al., 2021). Benites et al. (2020) proposed the occurrence of two distinct phosphatization events: one between 20 and 15 Ma, consistent with the global phosphatization event during the Oligocene-Miocene transition and aligning with Sousa et al. (2021), who also identified an age of approximately 14.6 Ma; and a more recent event between 10 and 6.8 Ma, possibly linked to phosphorites in the equatorial eastern Atlantic (Fig. 29C). A more detailed interpretation of these events will be discussed further.

5.3. Implications on the oceanic dynamics

The new constraints provided by the U-Pb data in this study have significant paleoenvironmental implications for the oceanic dynamics of the South Atlantic. These findings are particularly relevant given the role of the RGR as a major bathymetric high in the southwestern South Atlantic, serving as a boundary between the Brazilian and Argentine basins and acting as a barrier to north-south ocean circulation (Fig. 24). This section explores these implications, emphasizing the paleoenvironmental insights derived from the U-Pb data.

5.3.1. The subaerial exposure/shallow depths of the RGR

The subaerial exposure and shallow depths of the RGR has major implications for the oceanic circulation, as it is a major barrier between the Brazil and Argentina Basins. With the development of the ice sheets in Antarctica, the formation of a proto-Antarctic Bottom Water (proto-AABW) has begun (Kennett, 1977). The deep currents of this proto-AABW entered the South Atlantic from the south, possibly forming two independent gyres in the Argentine and Cape basins. However, they were unable to penetrate north of the Rio Grande-Walvis complex, where the deepest channels were still shallower than 3500 m (Pérez-Díaz and Eagles, 2017a). It is believed that only during the late Oligocene/early Miocene the

bottom water circulation from the Argentine to the Brazil Basin became possible (Pérez-Díaz and Eagles, 2017a).

Our data supports that, during the Eocene, the RGR was a major barrier for the circulation of shallow and deep oceanic currents between the South Atlantic. During that time, the paleoenvironment facilitated the development of a vast shallow carbonate platform extending from the continental margin to the rise, which served as a habitat for LBF fauna around 48 Ma (Fig. 29D). LBF typically reside in shallow tropical carbonate platforms within the photic zone, as most living species host photosymbionts (Cowen, 1983). Hottinger (1983), Hallock (1984) and Beavington-Penney and Racey (2004) found that some LBF not only inhabited the photic zone, but also at depths of less than 130 m water depth. This is particularly interesting in the context of this research considering that the sample ML77, which LBFs were found, was dragged at about 1500 m of depth (Table 5).

5.3.2. The subsidence of the RGR and the formation of Fe-Mn crusts and other sedimentary features

Following the Eocene magmatic phase, the RGR transitioned into a period of tectonic and volcanic inactivity spanning from the late Eocene to the Oligocene (35–25 Ma). This interval was marked by thermal subsidence, widespread sediment deposition, and subaerial erosion (Gamboa and Rabinowitz, 1981; Praxedes et al., 2019). The geological record and the U-Pb data brought here supports that, during the Oligocene, around 31.5 Ma, the formation of Fe-Mn crusts was possible.

Usually, Fe-Mn crusts form through chemical sedimentation, accumulating as layered deposits from colloidal Fe and Mn oxides (Hein et al., 2000; Hein and Petersen, 2013; Kuhn et al., 2017; Lusty et al., 2018). These crusts are typically found on the flanks of seamounts, hills, ridges, and plateaus, on sediment-free rock surfaces at depths ranging from 400 to 7000 m (Hein and Petersen, 2013; Hein and Koschinsky, 2014; Lusty et al., 2018). The preferential formation of Fe-Mn crusts on seamounts is attributed to bathymetric features enhancing upwelling, which causes turbulent mixing of water masses, which remove sediments and increases interactions between oxygenated deep waters and nutrient-rich waters from the Oxygen Minimum Zone (OMZ) (Lusty et al., 2018).

Our data suggests that, during the Oligocene, portions of the RGR paleoenvironment provided conditions conducive to the precipitation of these crusts. Additionally, the deposition of planktic foraminifera species likely occurred during brief intervals of non-precipitation of the crusts. These findings imply that oceanic currents during this epoch were able to pass through the rise, facilitating a connection between the Brazil and Argentina Basins in the South Atlantic.

From the late Miocene to the Pleistocene, sedimentation resumed with units being conformably deposited over older sequences (Praxedes et al., 2019). During this period, the RGR continued to subside to its present depths, accompanied by the accumulation of foraminiferal oozes as the dominant sedimentary sequence (Lacasse et al., 2017). The presence of pelagic deposits formed by planktic foraminifera suggests a deeper water column, as these organisms originate in the upper ocean, are carried by ocean current, and settle through the water column as pelagic rain, accumulating in low-energy, deep-sea environments, leading to the formation of calcareous oozes (Berger and Piper, 1972; Van Sebille et al., 2015; Sahoo et al., 2022; Silva et al., 2024).

The findings of this study indicate that pelagic deposition began during the Miocene, approximately 15.6 ± 3.0 Ma (2s), leading to the formation of foraminifera oozes. It is noteworthy that, by the end of the Miocene, all elements of the present South Atlantic circulation system were established (Pérez-Díaz and Eagles, 2017b). The foraminifera oozes in the rise are currently being shaped by interplay of the M2 tidal current and local topography, with the bottom mean flow also contributing to specific areas, leading to the development of subaqueous dunes/tidal banks (Del Rey et al., 2024).

5.4. The phosphatization events

Phosphatization at seamounts leads to the formation of carbonate fluorapatite (CFA) as the primary phosphate phase, occurring at depths where a source of reactive phosphorus interacts with seafloor topography (Kraal et al., 2012). The Oxygen Minimum Zone (OMZ), which expands under certain conditions, is believed to be the most likely source of phosphorus. This process facilitates CFA precipitation as a cement in sediment pore spaces, as well as impregnation or replacement of pre-existing minerals, typically calcite (McArthur

et al., 1990; Glenn et al., 1994; Peng et al., 2024). Phosphatization events are episodic and linked to hiatuses in Fe-Mn crust growth (Josso et al., 2019). In the analyzed samples, phosphatization is observed replacing or impregnating the carbonate substrate of ferromanganese crusts and filling pore spaces within (hydr)oxide domains.

Seamount phosphatization occurred primarily during two global periods: the Eocene-Oligocene transition and between the late Oligocene and early Miocene (Hyeong et al., 2013). Peng et al. (2024) also identified other four major episodes of phosphatization in Western Pacific seamounts throughout the Cenozoic. However, constraints on these episodes, as well as timing and duration of OMZ expansion intervals remain lacking in the South Atlantic. Our new U–Pb geochronological data provide direct constraints for two Miocene phosphatization episodes in the RGR: one at 25.5 ± 2.5 Ma (2s), recorded in the apatite matrix of sample ML67; and another at 14.6 ± 2.2 Ma (2s), from sample DC25A (Fig. 29D). The first age aligns with the late Oligocene–early Miocene transition, and the second corresponds to the Miocene Epoch.

The 25.5 ± 2.5 Ma event has been previously discussed in the context of phosphatization in Fe-Mn crusts from the RGR summit (Benites et al., 2020, 2021; Sousa et al., 2021). This interval coincides with significant climatic and oceanographic reorganizations, including enhanced upwelling and paleoproductivity (Diester-Haass et al., 2011; Schöllhorn et al., 2019; Benites et al., 2021). A key driver was the expansion of the Antarctic ice sheet, which restructured the mechanisms and spatial distribution of phosphorite deposition throughout the Cenozoic (Schöllhorn et al., 2019). Subsequently, during the middle–late Oligocene warming (~26 Ma onward), Antarctic glacial volume declined, and bottom-water temperatures increased, remaining elevated until the middle Miocene (17–15 Ma; Zachos et al., 2001b, 2008). Superimposed on this long-term trend, orbital forcing (particularly short- and long-term eccentricity cycles) induced periodic cooling episodes and sea-level fluctuations (Zachos et al., 2001a, 2001b, 2008; Liebrand et al., 2011).

These climatic and oceanographic changes strengthened latitudinal and vertical temperature gradients, intensifying ocean circulation and upwelling, which

brought nutrient-rich deep waters to the surface, stimulating primary productivity (Benites et al., 2021; Florindo et al., 2015). The resulting fluctuations in sea level and phosphorus (P) cycling modulated the intensity of upwelling, erosion, and weathering of P-bearing rocks, while also altering the extent of continental shelves conducive to phosphorite formation (Föllmi, 1995; Schöllhorn et al., 2019). The associated shifts in P flux rates influenced nutrient availability, triggering a widespread phosphogenesis episode beginning in the late Oligocene.

The second dated interval, at 14.6 ± 2.2 Ma, corresponds to the later stage of the Middle Miocene Climatic Optimum (MMCO), a globally recognized interval characterized by elevated atmospheric CO_2 concentrations and partial Antarctic ice sheet retreat (Foster et al., 2012). These greenhouse conditions disrupted the global carbon cycle, promoting reduced seawater pH and enhancing carbonate dissolution in marine settings (Holbourn et al., 2015; Kochhann et al., 2016; Sosdian et al., 2020). In such settings, CFA formation may be favored by the replacement of dissolved calcite, due to CFA's higher stability. In addition, elevated temperatures may have decreased CFA solubility, further promoting its precipitation. Evidence of widespread calcite dissolution during this time has been reported for the South Atlantic (Kender et al., 2009), supporting the interpretation that the phosphatization recorded in DC25A reflects enhanced biogeochemical cycling during a global climatic optimum.

Our findings highlight that oceanic phosphorus cycling perturbations were not confined to the Pacific Ocean. Although no phosphatization event was dated in the RGR during the Eocene–Oligocene transition, its occurrence cannot be ruled out. This period (~33 Ma) is associated with the onset of Antarctic glaciation, reorganization of deep-water circulation, and increased oceanic productivity—conditions known to favor phosphogenesis (Zachos et al., 1996; Miller et al., 1991; Hyeong et al., 2013). Additional U-Pb dating of phosphorites would be important for refining global ocean circulation models and understanding the climate-driven evolution of primary productivity during Cenozoic transitions in the South Atlantic.

6. Conclusion

This study provides new U-Pb geochronology of the RGR, offering valuable insights into its geological evolution, tectonic activity, and paleoceanographic significance. The data revealed distinct phases of development, including the formation of a shallow carbonate platform during the Eocene (48.1 ± 1.4 Ma; 2s), linked to the subaerial exposure of the RGR and the presence of LBF fauna; an Oligocene phase (31.5 ± 2.1 Ma; 2s) marked Fe-Mn crust formation, while two phosphatization episodes - one at 25.5 ± 2.5 Ma (2s), during the Oligocene-Miocene transition, and another at 14.6 ± 2.2 Ma (2s), in the Miocene, both coinciding with the global events - highlighted important diagenetic processes. Miocene ages from planktic foraminifera (approximately 15 Ma) demonstrated a deeper water column over the RGR during this epoch.

These findings underscore the RGR's role as a significant barrier to ocean circulation, influencing South Atlantic dynamics from the Eocene through the Miocene. The integration of geochronological, tectonic, and paleoenvironmental data enhances our understanding of Fe-Mn crust genesis and provides a robust temporal framework for interpreting the rise's complex geological history. This research contributes to broader discussions on oceanic processes, tectonic evolution, and resource potential in the South Atlantic.

CAPÍTULO 4
CONCLUSÃO

Os estudos realizados na Elevação do Rio Grande (ERG) durante esta pesquisa de doutorado forneceram informações fundamentais sobre a dinâmica sedimentar, os processos hidrodinâmicos e a evolução geológica deste planalto submarino do Atlântico Sul. Esta tese ampliou o conhecimento existente ao oferecer uma compreensão mais integrada da interação entre a circulação oceânica, os processos sedimentares e a evolução geológica da ERG, fornecendo novas perspectivas sobre a sua importância no contexto do Atlântico Sul.

A investigação das formas de leito presentes na ERG revelou a influência da topografia local e das correntes de fundo, particularmente do fluxo oscilatório da componente M2 de maré, na modelagem do fundo marinho. Concluiu-se que a presença de dunas subaquosas e bancos de maré são o resultado direto da interação entre os sedimentos carbonáticos não-consolidados, as correntes de fundo e a batimetria local. O desenvolvimento dessas formas de leito está diretamente relacionado às velocidades do fluxo, com condições específicas favorecendo sua formação. Além disso, este estudo também elucidou a setorização ambiental dentro da ERG, onde as diferentes velocidades de fundo controlam áreas de deposição e não-deposição, influenciando a distribuição tanto das crostas de Fe-Mn quanto das formas de leito. Esses achados indicam que possivelmente há crostas de Fe-Mn sob as dunas subaquosas. Observou-se também que a velocidade do fluxo nas áreas de crostas de Fe-Mn excede as condições ideais de fluxo para que haja precipitação e podem estar favorecendo a erosão das crostas previamente formadas.

Por outro lado, a geocronologia U-Pb aplicada às amostras de crostas de Fe-Mn da ERG forneceu um arcabouço temporal robusto para a compreensão de sua evolução geológica, revelando fases distintas de desenvolvimento e permitindo uma análise mais abrangente do seu papel no contexto paleoceanográfico. Este estudo correlacionou os eventos históricos datados com a dinâmica oceânica do passado geológico, confirmando a formação de uma plataforma carbonática rasa durante o Eoceno (48,1 ± 1,4 Ma; 2s), associada à exposição subaérea da ERG e à presença de fauna de Foraminíferos Bentônicos de Grande Porte (*Large Benthic*

Foraminifera - LBF). A datação da matriz carbonática em crosta de Fe-Mn indicou que, durante o Oligoceno (31,5 ± 2,1 Ma; 2s), as condições paleoceanográficas seriam favoráveis à precipitação de oxi/hidróxidos de Fe-Mn. Idades do Mioceno obtidas a partir de foraminíferos planctônicos e da matriz carbonática (~ 12 e 15 Ma) sugerem uma coluna d'água mais profunda sobre a ERG durante essa época. Além disso, a datação de dois eventos de fosfatização — um aos 25,5 ± 2,5 Ma (2s), durante a transição Oligoceno-Mioceno, e outro aos 14.6 ± 2.2 Ma (2s), durante o Mioceno Médio — evidenciou processos diagenéticos importantes na ERG relacionados a eventos globais, demonstrando a interconectividade entre a evolução da ERG e as mudanças paleoceanográficas globais.

Paralelamente, os novos dados apresentados nesta pesquisa contrastam com estudos recentemente publicados, como o de Silva et al. (2024), que, com base na descrição de fácies sedimentares, atribuíram o desenvolvimento da Plataforma Carbonática Isolada na ERG e a presença de fauna composta por LBFs a um período de estabilidade tectônica entre o Oligoceno e o Mioceno. No entanto, as datações U-Pb obtidas em nosso estudo indicam que essa plataforma carbonática seria mais antiga, tendo se desenvolvido durante o Eoceno, por volta de 48 Ma.

A complexidade e distribuição das formas de leito na ERG destacam a interação entre a hidrodinâmica local e a topografia, contribuindo significativamente para o entendimento dos processos sedimentares em ambientes de águas profundas contemporâneos. Paralelamente, a reconstrução paleoceanográfica ressalta o papel da ERG como uma barreira significativa à circulação oceânica, influenciando a dinâmica do Atlântico Sul, especialmente desde o Eoceno até o Mioceno. Portanto, a integração desses achados posiciona a ERG como um elemento-chave no entendimento sobre a circulação oceânica atual e pretérita do Atlântico Sul.

Apesar dos novos achados apresentados nesta tese de doutorado, ainda persistem importantes lacunas no conhecimento sobre a ERG. Em particular, é necessário um entendimento mais aprofundado da morfologia do fundo oceânico e de como ela se relaciona com a evolução tectônica da região. Além disso, os eventos de fosfatização que ocorreram na ERG ainda carecem de uma análise mais detalhada, especialmente no que se refere à possibilidade de estarem associados a eventos globais. Investigar possíveis relações causais para esses eventos em escalas

local e regional é essencial para compreender melhor os processos que controlaram a precipitação de minerais fosfatados na área.

CAPÍTULO 5
REFERÊNCIAS

Adkins, J.F., 2013. The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. Paleoceanography 28, 539–561. https://doi.org/10.1002/palo.20046

Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format.

Apel, J.R., 1987. Principles of Ocean Physics. Academic Press, London.

Arhan, M., Carton, X., Piola, A., Zenk, W., 2002. Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin. J. Geophys. Res.: Oceans 107, 1–12. https://doi.org/10.1029/2001jc000963

Ashley, G.M., 1990. Classification of Large-Scale Subaqueous Bedforms: A New Look at an Old Problem. J. Sediment. Petrol. 60, 160–172.

Auclair, F., Benshila, R., Bordois, L., Boutet, M., Bremond, M., Caillaud, M., Cambon, G., Capet, X., Debreu, L., Ducousso, N., Dufois, F. cois, Dumas, F., Ethe, C., Gula, J., Hourdin, C., Illig, S., Jullien, S., Corre, M.L., Gac, S.L., Gentil, S.L., Lemarie, F., Marchesiello, P., Mazoyer, C., Morvan, G., Nguyen, C., Penven, P., Person, R., Pianezze, J., Pous, S., Renault, L., Roblou, L., Sepulveda, A., Theetten, S., 2019. Coastal and Regional Ocean Community model.

Ayers, J.M., Strutton, P.G., 2013. Nutrient variability in Subantarctic Mode Waters forced by the Southern Annular Mode and ENSO. Geophys. Res. Lett. 40, 3419–3423. https://doi.org/10.1002/grl.50638

Aze, T., Ezard, T.H.G., Purvis, A., Coxall, H.K., Stewart, D.R.M., Wade, B.S., Pearson, P.N., 2011. A phylogeny of Cenozoic macroperforate planktonic foraminifera from fossil data. Biological Reviews 86, 900–927. https://doi.org/10.1111/j.1469-185x.2011.00178.x

Ballalai, J.M., Santos, T.P., Lessa, D.O., Venancio, I.M., Chiessi, C.M., Johnstone, H.J.H., Kuhnert, H., Claudio, M.R., Toledo, F., Costa, K.B., Albuquerque, A.L.S., 2019. Tracking Spread of the Agulhas Leakage Into the Western South Atlantic and Its Northward Transmission During the Last Interglacial. Paleoceanogr. Paleoclimatol. 34, 1744–1760. https://doi.org/10.1029/2019pa003653

Bandy, O.L., 1972. Origin and development of Globorotalia (Turborotalia) pachyderma (Ehrenberg). Micropaleontology 18, 294–318.

Bau, M., Koschinsky, A., 2009. Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: Evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts. Geochem. J. 43, 37–47. https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0005

Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein, J.R., 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. Geochem. Cosmochim. Acta 60, 1709–1725. https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00063-4

Beavington-Penney, S.J., Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth-Sci. Rev. 67, 219–265. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.02.005

Bellec, V.K., Bøe, R., Bjarnadóttir, L.R., Albretsen, J., Dolan, M., Chand, S., Thorsnes, T., Jakobsen, F.W., Nixon, C., Plassen, L., Jensen, H., Baeten, N., Olsen, H., Elvenes, S., 2019. Sandbanks, sandwaves and megaripples on Spitsbergenbanken, Barents Sea. Mar. Geol. 416, 105998.

Benites, M., González, J., Hein, J., Marino, E., Reyes, J., Millo, C., Jovane, L., 2023. Controls on the chemical composition of ferromanganese crusts from deep-water to the summit of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. Mar. Geol. 462, 107094. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.margeo.2023.107094

Benites, M., Hein, J. R., Mizell, K., Jovane, L., 2021. Miocene phosphatization of rocks from the summit of Rio Grande Rise, Southwest Atlantic Ocean. Paleoceanography and Paleoclimatology 36(5), e2020PA004197. https://doi.org/10.1029/2020PA004197

Benites, M., Hein, J.R., Mizell, K., Blackburn, T., Jovane, L., 2020. Genesis and Evolution of Ferromanganese Crusts from the Summit of Rio Grande Rise, Southwest Atlantic Ocean. Minerals 10, 349. https://doi.org/https://doi.org/10.3390/min10040349

Benites, M., Millo, C., Hein, J., Nath, B.N., Murton, B., Galante, D., Jovane, L., 2018. Integrated Geochemical and Morphological Data Provide Insights into the Genesis of Ferromanganese Nodules. Minerals 8, 1–16. https://doi.org/doi:10.3390/min8110488

Berger, W. H., Piper, D. J. W., 1972. Planktonic foraminifera: Differential settling, dissolution, and redeposition. Limnology and Oceanography 17(2), 275–287. https://doi.org/10.4319/lo.1972.17.2.0275

Bergo, N.M., Bendia, A.G., Ferreira, J.C.N., Murton, B.J., Brandini, F.P., Pellizari, V.H., 2021. Microbial Diversity of Deep-Sea Ferromanganese Crust Field in the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic Ocean. Microb. Ecol. 82, 344–355. https://doi.org/10.1007/s00248-020-01670-y

Berggren, W.A., Aubry, M.P., Hamilton, N., 1983. Neogene Magnetobiostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic).

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C., Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In W. A. Berggren, D. V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol (Eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations (SEPM Special Publication, Vol. 54, pp. 129–212). Tulsa, OK: SEPM (Society for Sedimentary Geology).

Bischoff, A.P., Soares, A.P., Morenghi, C.L., Sousa, G.C., Almeida, J.F.P.D.S., 2007. Processos e Fácies em Turbiditos (Trabalho Final de Curso de Especialização em Projeto de Análise de Bacias Módulo Geologia do Petróleo). Universidade Estadual do Rio de Janeiro.

Blow, W. H., 1956. Origin and evolution of the foraminiferal genus Orbulina d'Orbigny. Micropaleontology 2(1), 57–70.

Boebel, O., Davis, R.E., Ollitrault, M., Peterson, R.G., Richardson, P.L., Schmid, C., Zenk, W., 1999. The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. Geophys. Res. Lett. 26, 3329–3332. https://doi.org/10.1029/1999gl002355

Boebel, O., Schmid, C., Zenk, W., 1997. Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water across the Rio Grande Rise. J. Geophys. Res. Oceans 102, 967–986.

Boggs, S., 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4th ed. Prentice Hall, Upper Saddle River.

BouDagher-Fadel, M.K., 2018. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. UCL Press, London.

Brito, J. P. S., Santos, R. V., Gonçalves, G. O., Barbosa, P. F., Souza Cruz, C. E., Ushirobira, C. A., et al., 2024. U-Pb dating of Barra Velha carbonates reveals the influence of Santos Basin sedimentary and tectonothermal history on pre-salt carbonate ages. Marine and Petroleum Geology 168, 107035. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.107035

Brönnimann, P., 1951. The genus Orbulina d'Orbigny in the Oligo-Miocene of Trinidad, B. W. I. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 2(4), 132–138.

Bryant, W.R., Bean, D., Slowey, N., 2005. Mega-Furrows, Contour Currents and Density Flows of the Northwest Gulf of Mexico Continental Slope and Rise, Congress Proceedings of the 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

Bullard, E., Everett, J.E., Smith, A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. Philos. Trans. R. Soc. A: Mathematical and Physical Sciences 258, 41–51. https://doi.org/10.1098/rsta.1965.0020

Cavalcanti, J.A.D., Santos, R.V., 2022. Ferromanganese Crust: Is a Type of Cenozoic Black Stromatolite in Seabed? The Case of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. Int. J. Paleobiol. Paleontol. 5, 1–25. https://doi.org/DOI:10.23880/ijpbp-16000129

Chaboureau, A.-C., Sepulchre, P., Donnadieu, Y., Franc, A., 2014. Tectonic-driven climate change and the diversification of angiosperms. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 111, 14066–14070. https://doi.org/10.1073/pnas.1324002111

Charru, F., Andreotti, B., Claudin, P., 2013. Sand Ripples and Dunes. Annu. Rev. Fluid Mech. 45, 469–493. https://doi.org/https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-011212-140806

Chew, D.M., Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2014. U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. Chem. Geol. 363, 185–199. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006

Christensen, J.N., Halliday, A.N., Godfrey, L.V., Hein, J.R., Rea, D.K., 1997. Climate and Ocean Dynamics and the Lead Isotopic Records in Pacific Ferromanganese Crusts. Science 277, 913–918. https://doi.org/10.1126/science.277.5328.913

Cifelli, R., Scott, G., 1986. Stratigraphic Record of the Neogene Globorotalid Radiation (Planktonic Foraminiferida). Smithson. Contrib. Paleobiol. 58, 1–101. https://doi.org/10.5479/si.00810266.58.1

Cirano, M., Mata, M.M., Campos, E.J.D., Deiró, N.F.R., 2006. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação Global OCCAM. Rev. Bras. Geof. 24, 209–230. https://doi.org/10.1590/s0102-261x2006000200005

Cole, J.M., Rasbury, E.T., Hanson, G.N., Montañez, I.P., Pedone, V.A., 2005. Using U-Pb ages of Miocene tufa for correlation in a terrestrial succession, Barstow Formation, California. Geol. Soc. Am. Bull. 117, 276. https://doi.org/10.1130/b25553.1

Constantino, R.R., Hackspacher, P.C., de Souza, I.A., Costa, I.S.L., 2017. Basement structures over Rio Grande Rise from gravity inversion. J. South Am. Earth Sci. 75, 85–91. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.005

Cotton, L.J., 2012. Paleogene Larger Benthic Foraminifera of Tanzania and the Eocene - Oligocene Transition (Thesis). Cardiff University.

Cotton, L.J., Pearson, P.N., 2012. Larger benthic foraminifera from the middle Eocene to oligocene of Tanzania. Austrian J. Earth Sci. 105, 189–199.

Cotton, L.J., Pearson, P.N., 2011. Extinction of larger benthic foraminifera at the Eocene/Oligocene boundary. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 311, 281–296. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.09.008

Cowen, R., 1983. Algal symbiosis and its recognition in the fossil record, in: Tevesz, M.J.S., McCall, P.L. (Eds.), Biotic Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities. Plenum, New York, pp. 431–478.

Creane, S., Coughlan, M., O'Shea, M., Murphy, J., 2022. Development and dynamics of sediment waves in a complex morphological and tidal dominant system: southern Irish Sea. Geosciences 12, 431. https://doi.org/https://doi.org/https://doi.org/10.3390/geosciences12120431

Cunningham, S.A., Kanzow, T., Rayner, D., Baringer, M.O., Johns, W.E., Marotzke, J., Longworth, H.R., Grant, E.M., Hirschi, J.J.-M., Beal, L.M., Meinen, C.S., Bryden, H.L., 2007. Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N. Science 317, 935–938. https://doi.org/10.1126/science.1141304

Damen, J.M., van Dijk, T.A.G.P., Hulscher, S.J.M.H., 2018. Spatially Varying Environmental Properties Controlling Observed Sand Wave Morphology. J. Geophys. Res. Earth Surf. 123, 262–280. https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017jf004322

DeConto, R.M., Pollard, D., 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO2. Nature 421, 245–249. https://doi.org/10.1038/nature01290

Del Rey, G. O., Souza-Neto, P. W., Vieira, L. C., Del Rey, A. C., Ayres Neto, A., Lisniowski, M. A., Santos, R. V., 2024. Exploring subaqueous bedforms and its relation to hydrodynamics in the Rio Grande Rise, Southwestern Atlantic. Marine Geology 478, 107434. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107434

Dickson, R.R., Brown, J., 1994. The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. J. Geophys. Res.: Oceans 99, 12319–12341. https://doi.org/10.1029/94jc00530

Diester-Haass, L., Billups, K., Emeis, K., 2011. Enhanced paleoproductivity across the Oligocene/Miocene boundary as evidenced by benthic foraminiferal accumulation rates.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 302, 464–473. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.006

Donnadieu, Y., Pucéat, E., Moiroud, M., Guillocheau, F., Deconinck, J.-F., 2016. A better-ventilated ocean triggered by Late Cretaceous changes in continental configuration. Nat. Commun. 7. https://doi.org/10.1038/ncomms10316

Drouin, K.L., Lozier, M.S., Johns, W.E., 2021. Variability and Trends of the South Atlantic Subtropical Gyre. J. Geophys. Res.: Oceans 126. https://doi.org/10.1029/2020jc016405

Duran Vinent, O., Andreotti, B., Claudin, P., Winter, C., 2019. A unified model of ripples and dunes in water and planetary environments. Nat. Geosci. 12, 345–350. https://doi.org/10.1038/s41561-019-0336-4

Dutkiewicz, A., Müller, R.D., O'Callaghan, S., Jónasson, H., 2015. Census of seafloor sediments in the world's ocean. Geology 43, 795–798. https://doi.org/10.1130/g36883.1

Dyer, K.R., 1970. Linear Erosional Furrows in Southampton Water. Nature 225, 56–58. https://doi.org/10.1038/225056a0

Dyer, K.R., Huntley, D.A., 1999. The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. Cont. Shelf. Res. 19, 1285–1330. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/s0278-4343(99)00028-x

Eagles, G., Jokat, W., 2014. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. Tectonophysics 611, 28–50. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.021

Eagles, G., Livermore, R., Morris, P., 2006. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway. Earth Planet. Sci. Lett. 242, 343–353. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.060

Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., 2002. Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. J. Atmos. Ocean. Technol. 19, 183–204. https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:eimobo>2.0.co;2

Emilson, I., 1961. The shelf and coastal waters off Southern Brazil. Bol. Inst. Oceanogr. São Paulo 17, 101–112.

Faugères, J.C., Mézerais, M.L., Stow, D.A.V., 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. Sedimentary Geology 82, 189–203. https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90121-k

Foster, G. L., Lear, C. H., Rae, J. W. B., 2012. The evolution of pCO2, ice volume and climate during the middle Miocene. Earth and Planetary Science Letters 341–344, 243–254. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.007

Flood, R.D., 1989. Submersible Studies of Current-Modified Bottom Topography in Lake Superior. J. Great Lakes Res. 15, 3–14. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0380-1330(89)71457-X

Flood, R.D., 1983. Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. GSA Bulletin 94, 630–639. https://doi.org/https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<630:COSFAA>2.0.CO;2

Flood, R.D., Bokuniewicz, H.J., 1986. Bottom morphology in the Hudson River estuary and New York harbor. Northeast Geol. 8, 130–140.

Flood, R.D., Johnson, T.C., 1984. Side‐scan targets in Lake Superior—evidence for bedforms and sediment transport. Sedimentology 31, 311–333. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00862.x

Florindo, F., Gennari, R., Persico, D., Turco, E., Villa, G., Lurcock, P.C., Roberts, A.P., Winkler, A., Carter, L., Pekar, S.F., 2015. New magnetobiostratigraphic chronology and paleoceanographic changes across the Oligocene‐Miocene boundary at DSDP Site 516 (Rio Grande Rise, SW Atlantic). Paleoceanography 30, 659–681. https://doi.org/10.1002/2014pa002734

Föllmi, K. B., 1995. 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorus burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. Geology 23, 859–862. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0859:MYROMS>2.3.CO;2

Frank, M., 2011. Chemical twins, separated. Nature Geosci. 4, 220–221. https://doi.org/https://doi.org/10.1038/ngeo1125

Frank, M., O'Nions, R.K., Hein, J.R., Banakar, V.K., 1999. 60 Myr records of major elements and Pb–Nd isotopes from hydrogenous ferromanganese crusts: reconstruction of seawater paleochemistry. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 1689–1708. https://doi.org/10.1016/s0016-7037(99)00079-4

Friedrichs, M.A.M., McCartney, M.S., Hall, M.M., 1994. Hemispheric asymmetry of deep water transport modes in the western Atlantic. J. Geophys. Res.: Oceans 99, 25165–25179. https://doi.org/10.1029/94jc02087

Fromm, T., Jokata, W., Behrmann, J. H., 2017. Interaction between a hotspot and a fracture zone: The crustal structure of Walvis Ridge at 6° E. Tectonophysics 716, 108–120.

Galvão, I.L.G., de Castro, D.L., 2017. Contribution of global potential field data to the tectonic reconstruction of the Rio Grande Rise in the South Atlantic. Mar. Petrol. Geol. 86, 932–949. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.048

Gamboa, L.A.P., Rabinowitz, P.D., 1984. The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. Mar. Geol. 58, 35–58. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90115-4

García, M., Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Jané, G., Mena, A., Alvés, T., Juan, C., 2015. Deep-water turbidite systems: a review of their elements, sedimentary processes and depositional models. Their characteristics on the Iberian margins. Boletín Geológico y Minero 126, 189–218.

GEBCO Compilation Group, 2021. The GEBCO_2021 Grid - a continuous terrain model of the global oceans and land. [WWW Document]. GEBCO. URL http://dx.doi.org/10.5285/c6612cbe-50b3-0cff-e053- 6c86abc09f8f

Glenn, C. R., Föllmi, K. B., Riggs, S. R., Baturin, G. N., Grimm, K. A., Trappe, J., Abed, A. M., Galli-Olivier, C., Garrison, R. E., Ilyin, A. V., Jehl, C., Rohrlich, V., Sadaqah, R. M. Y., Schidlowski, M., Sheldon, R. E., Siegmund, H., 1994. Phosphorus and phosphorites:

Sedimentology and environments of formation. Eclogae Geologicae Helvetiae 87, 747–788.

Graça, M.C., Kusznir, N., Stanton, N.S.G., 2019. Crustal thickness mapping of the central South Atlantic and the geodynamic development of the Rio Grande Rise and Walvis Ridge. Mar. Pet. Geol. 101, 230–242. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.12.011

Hackspacher, P. C., da Silva, B. V., Constantino, R. R., de Godoy, D. F., Ribeiro, M. C. S., 2022. Uplift and subsidence of the RGR: UeTh/He in apatite and EPFT in zircon. In A. C. dos Santos, P. C. Hackspacher (Eds.), Meso-Cenozoic Brazilian offshore magmatism: Geochemistry, petrology, and tectonics (pp. 231–256). United Kingdom: Academic Press. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823988-9.00002-2

Hallock, P., 1984. Distribution of selected species of living algal symbiont-bearing foraminifera on two Pacific coral reefs. J. Foramin. Res. 14, 250–261. https://doi.org/10.2113/gsjfr.14.4.250

Harlamov, V., Lisniowski, M., Frazão, E., Pessoa, J., Aguiar, R., Lopes, V., Nobrega, M., Lisboa, M., Simoes, H., Cavalacanti, J., Pessanha, I., 2015. Preliminary results onmid-depth circulation features on Rio Grande Rise, in: Congress Proceedings of the RIO Acoustics IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium. IEEE.

Hartin, C.A., Fine, R.A., Sloyan, B.M., Talley, L.D., Chereskin, T.K., Happell, J., 2011. Formation rates of Subantarctic mode water and Antarctic intermediate water within the South Pacific. Deep Sea Res. I: Oceanographic Research Papers 58, 524–534. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.02.010

Hassan, M.B., 2023. Magnetostratigraphic Analysis of Ferromanganese (Fe-Mn) Deposits (Thesis). Universidade de São Paulo.

Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. Nature 393, 673–676. https://doi.org/10.1038/31447

Hein, J.R., 2004. Cobalt–rich ferromanganese crusts: Global distribution, composition, origin and research activities, in: Minerals Other than Polymetallic Nodules of the International Seabed Area. International Seabed Authority, pp. 188–256.

Hein, J.R., Koschinsky, A., 2014. Deep-ocean ferromanganese nodules and crusts, in: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry 2nd Ed. Elsevier, Oxford, pp. 273–291.

Hein, J.R., Koschinsky, A., Bau, M., Manheim, F.T., Kang, J.-K., Roberts, L., 2000. Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts in the Pacific, in: Cronan, D.S. (Ed.), Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 239–281.

Hein, J.R., Mizell, K., Koschinsky, A., Conrad, T.A., 2013. Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources. Ore Geol. Rev. 51, 1–14. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.12.001

Hein, J.R., Petersen, S., 2013. The Geology of Cobalt–rich Ferromanganese Crusts, in: Baker, E., Beaudoin, Y. (Eds.), Deep Sea Minerals: Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts, a Physical, Biological, Environmental, and Technical Review. Secretariat of the Pacific Community, pp. 7–14.

Hepkema, T.M., de Swart, H.E., Nnafie, A., Schramkowski, G.P., Schuttelaars, H.M., 2020. Oblique sand ridges in confined tidal channels due to Coriolis and frictional torques. Ocean Dynamics 70, 1505–1513. https://doi.org/10.1007/s10236-020-01413-0

Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Llave, E., Rebesco, M., Ercilla, G., Van Rooij, D., Mena, A., Vázquez, J.-T., Voelker, A.H.L., 2011. Deep-water Circulation: Processes and Products (16–18 June 2010, Baiona): introduction and future challenges. Geo-Mar. Lett. 31, 285–300. https://doi.org/10.1007/s00367-011-0261-z

Herold, N., Huber, M., Müller, R.D., Seton, M., 2012. Modeling the Miocene climatic optimum: Ocean circulation. Paleoceanography 27. https://doi.org/10.1029/2010pa002041

Holbourn, A., Kuhnt, W., Kochhann, K. G. D., Andersen, N., Sebastian Meier, K. J., 2015. Global perturbation of the carbon cycle at the onset of the Miocene Climatic. Optimum: Geology 43, 123–126. https://doi.org/10.1130/G36317.1

Horstwood, M. S. A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S. E., McLean, N. M., Paton, C., Pearson, N. J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J. F., Condon, D. J., Schoene, B., 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology—uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. Geostandards and Geoanalytical Research 40(3), 311–332. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x

Hottinger, L., 1983. Processes Determining the Distribution of Larger Foraminifera in Space and Time. Utrecht Micropaleontological Bulletins 30, 239–253.

Hoyer, P.A., Haase, K.M., Regelous, M., O'Connor, J.M., Homrighausen, S., Geissler, W.H., Jokat, W., 2022. Mantle plume and rift-related volcanism during the evolution of the Rio Grande Rise. Commun. Earth Environ. 3. https://doi.org/10.1038/s43247-022-00349-1

Hyeong, K., Kim, J., Yoo, C. M., Moon, J. W., Seo, I., 2013. Cenozoic history of phosphogenesis recorded in the ferromanganese crusts of central and western Pacific seamounts: Implications for deepwater circulation and phosphorus budgets. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 392, 293–301. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.09.012

Johnson, D.A., Peters, C.S., 1979. Late Cenozoic Sedimentation and Erosion on the Rio Grande Rise. The Journal of Geology 87, 371–392. https://doi.org/10.1086/628426

Jornal da USP., 2023. Elevação do Rio Grande já foi uma ilha tropical na frente do Brasil. Jornal da USP, 14 de setembro de 2023. Disponível em: https://jornal.usp.br/ciencias/elevacao-do-rio-grande-ja-foi-uma-ilha-tropical-na-frente-do-brasil (Acessado em: 19 de fevereiro de 2025).

Josso, P., Parkinson, I., Horstwood, M., Lusty, P., Chenery, S., Murton, B., 2019. Improving confidence in ferromanganese crust age models: A composite geochemical approach. Chemical Geology 513, 108–119. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.03.003

Jovane, L., Hein, J.R., Yeo, I.A., Benites, M., Bergo, N.M., Corrêa, P.V.F., Couto, D.M., Guimarães, A.D., Howarth, S.A., Miguel, H.R., Mizell, K.L., Moura, D.S., Vicentini Neto, F.L., Pompeu, M., Rodrigues, I.M.M., Santana, F.R., Serrao, P.F., Silva, T.E., Tura, P.M.,

Viscarra, C.L., Chuqui, M.G., Pellizari, V.H., Signori, C.N., Da Silveira, I.C.A., Sumida, P.Y.G., Murton, B.J., Brandini, F.P., 2019. Multidisciplinary Scientific Cruise to the Rio Grande Rise. Frontiers in Marine Science 6. https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00252

Kaji, A.O., Guerra, J.V., Fernandes, A.M., Oliveira, R.F. de, Silva, C.G., Reis, A.T. dos, 2011. Potencial de transporte sedimentar pelas correntes de fundo na região do Canal de Vema (Atlântico Sul). Rev. Bras. Geof. 29, 385–400. https://doi.org/10.1590/s0102-261x2011000200013

Kender, S., Peck, V. L., Jones, R. W., Kaminski, M. A., 2009. Middle Miocene oxygen minimum zone expansion offshore West Africa: Evidence for global cooling precursor events. Geology 37, 699–702. https://doi.org/10.1130/G30070A.1

Kennett, J.P., 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. J. Geophys. Res. 82, 3843–3860. https://doi.org/10.1029/jc082i027p03843

Kennett, J.P., Srinivasan, M.S., 1983. Neogene Planktonic Foraminifera. Hutchinson Ross Publishing Co.

Kenyon, N., Cooper, B., 2005. Sand Banks, Sand Transport and Offshore Wind Farms. Kenyon MarineGeo and ABP Marine Environmental Research Ltd.

Knaapen, M.A.F., 2005. Sandwave migration predictor based on shape information. J. Geophys. Res. Earth Surf. 110. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2004jf000195

Kochhann, K. G. D., Holbourn, A., Kuhnt, W., Channell, J. E. T., Lyle, M., Shackford, J. K., et al., 2016. Eccentricity pacing of eastern equatorial Pacific carbonate dissolution cycles during the Miocene Climatic Optimum. Paleoceanography 31, 1176–1192. https://doi.org/10.1002/2016pa002988

Koschinsky, A., Hein, J.R., 2003. Uptake of elements from seawater by ferromanganese crusts: solid-phase associations and seawater speciation. Mar. Geol. 198, 331–351. https://doi.org/10.1016/s0025-3227(03)00122-1

Kraal, P., Slomp, C. P., Reed, D. C., Reichart, G., Poulton, S. W., 2012. Sedimentary phosphorus and iron cycling in and below the oxygen minimum zone of the northern Arabian Sea. Biogeosciences 9, 2603–2624. https://doi.org/10.5194/bg-9-2603-2012

Krahl, G., Bom, M.H.H., Kochhann, K.G.D., Souza, L.V., Savian, J.F., Fauth, G., 2020. Environmental changes occurred during the Early Danian at the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. Glob. Planet. Change 191, 103197. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103197

Kuhn, T., Wegorzewski, A., Rühlemann, C., Vink, A., 2017. Composition, Formation, and Occurrence of Polymetallic Nodules, in: Sharma, R. (Ed.), Deep-Sea Mining: Resource Potential, Technical and Environmental Considerations. Springer.

Kumar, N., 1979. Origin of “paired” aseismic rises: Ceará and Sierra Leone rises in the equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. Mar. Geol. 30, 175–191. https://doi.org/10.1016/0025-3227(79)90014-8

Lacasse, C.M., Santos, R.V., Dantas, E.L., Vigneron, Q., Sousa, I.M.C., Harlamov, V., Lisniowski, M.A., Pessanha, I.B.M., Frazão, E.P., Cavalcanti, J.A.D., 2017. 87Sr/86Sr dating and preliminary interpretation of magnetic susceptibility logs of giant piston cores from the Rio Grande Rise in the South Atlantic. J. South Am. Earth Sci. 80, 244–254. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.034

Lawver, L.A., Gahagan, L.M., 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 198, 11–37. https://doi.org/10.1016/s0031-0182(03)00392-4

Le Pichon, X., Ewing, M., Truchan, M., 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 2. Antarctic bottom current passage into the Brazil Basin. Phys. Chem. Earth 8, 31–48. https://doi.org/10.1016/0079-1946(71)90014-0

Lear, C.H., Elderfield, H., Wilson, P.A., 2000. Cenozoic Deep-Sea Temperatures and Global Ice Volumes from Mg/Ca in Benthic Foraminiferal Calcite. Science 287, 269–272. https://doi.org/10.1126/science.287.5451.26

Lebrec, U., Riera, R., Paumard, V., O'Leary, M.J., Lang, S.C., 2022. Automatic Mapping and Characterisation of Linear Depositional Bedforms: Theory and Application Using Bathymetry from the North West Shelf of Australia. Remote Sens. 14, 280. https://doi.org/https://doi.org/10.3390/rs14020280

Liebrand, D., Lourens, L. J., Hodell, D. A., De Boer, B., Van de Wal, R. S. W., Pälike, H., 2011. Antarctic ice sheet and oceanographic response to eccentricity forcing during the Early Miocene. Climate of the Past 7, 869–880. https://doi.org/10.5194/cp-7-869-2011

Ling, H.F., Burton, K.W., O'Nions, R.K., Kamber, B.S., von Blanckenburg, F., Gibb, A.J., Hein, J.R., 1997. Evolution of Nd and Pb isotopes in Central Pacific seawater from ferromanganese crusts. Earth Planet Sci. Lett. 146, 1–12. https://doi.org/10.1016/s0012-821x(96)00224-5

Lisniowski, M.A., 2020. Caracterização de Potenciais Habitats Bentônicos na Elevação do Rio Grande (Thesis). Fluminense Federal University.

Lisniowski, M.A. and H., Vadim, Frazão, E.P., Pessanha, I.B.M., Neto, A.A., 2017. Sediment waves on the Rio Grande Rise, in: Congress Proceedings of the RIO Acoustics IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium.

Lisniowski, M.A., Harlamov, V., Lopes, V.H.R., Souza, M.L., Simões, H.A., Frazão, E.P., 2020. Bathymetric Elevation Map of the Rio Grande Central. Scale: 1:700.000. [WWW Document]. CPRM (Oceans, Coastal Zone and Antarctica Program). URL https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/21751.

Livermore, R., Hillenbrand, C., Meredith, M., Eagles, G., 2007. Drake Passage and Cenozoic climate: An open and shut case? Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, 1–11. https://doi.org/10.1029/2005gc001224

Loeblich, A.R., Tappan, H., 1987. Foraminiferal Genera and their Classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York.

Luko, C.D., da Silveira, I.C.A., Simoes‐Sousa, I.T., Araujo, J.M., Tandon, A., 2021. Revisiting the Atlantic South Equatorial Current. J. Geophys. Res. Oceans 126. https://doi.org/10.1029/2021jc017387

Lusty, P.A.J., Hein, J.R., Josso, P., 2018. Formation and Occurrence of Ferromanganese Crusts: Earth's Storehouse for Critical Metals. Elements 14, 313–318. https://doi.org/10.2138/gselements.14.5.313

Machado, L.C.R., Kowsmann, R.O., de Almeida Jr., W., Murakami, C.Y., Schreiner, S., Miller, D.J., Piauilino, P.O.V., 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos: Modelo para heterogeneidades de reservatório. Boletim de Geociências - Petrobrás 12, 287–315.

Manabe, S., Stouffer, R.J., 1999. The role of thermohaline circulation in climate. Tellus B 51, 91–109. https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1999.00008.x

Manheim, F.T., Lane-Bostwick, C.M., 1989. Chemical composition of ferromanganese crusts in the world ocean: a review and comprehensive database. US Geological Survey Open-File Report.

Maselli, V., Iacopini, D., Kneller, B., Taiwo, O., 2019. Sea floor bedforms and their influence on slope accommodation. Mar. Pet. Geol. 102, 625–637. https://doi.org/https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.01.021

Matano, R.P., Palma, E.D., Piola, A.R., 2010. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. Ocean Science 6, 983–995. https://doi.org/10.5194/os-6-983-2010

Matos, C.S., Benites, M., Jovane, L., Ulsen, C., 2023. Chemical-mineralogical characterization of critical elements into ferromanganese crusts. J. Mater. Res. Technol. 25, 5633–5649. https://doi.org/10.1016/j.jmrt.2023.07.021

McArthur, J. M., Sahami, A. R., Thirlwall, M., Hamilton, P. J., Osborn, A. O., 1990. Dating phosphogenesis with strontium isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta 54(5), 1343–1351. https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90159-I

McCoy, F., Zimmerman, H.A., 1977. A history of sediment lithofacies in the South Atlantic Ocean. Initial Reports of the DSDP 39.

Melguen, M., Thiede, J., 1974. Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema channel and the Rio Grande rise (southwest Atlantic Ocean). Mar. Geol. 17, 341–353. https://doi.org/10.1016/0025-3227(74)90096-6

Mémery, L., Arhan, M., Alvarez-Salgado, X.A., Messias, M.-J., Mercier, H., Castro, C.G., Rios, A.F., 2000. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. Prog. Oceanogr. 47, 69–98. https://doi.org/10.1016/s0079-6611(00)00032-x

Miller, K. G., Wright, J. D., Fairbanks, R. G., 1991. Unlocking the ice house: Oligocene–Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. Journal of Geophysical Research 96(B4), 6829–6848.

Mohriak, W.U., Nóbrega, M., Odegard, M.E., Gomes, B.S., Dickson, W.G., 2010. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin:

extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. Pet. Geosci. 16, 231–245. https://doi.org/https://doi.org/10.1144/1354-079309-910

Montserrat, F., Guilhon, M., Corrêa, P.V.F., Bergo, N.M., Signori, C.N., Tura, P.M., Maly, M. de los S., Moura, D., Jovane, L., Pellizari, V., Sumida, P.Y.G., Brandini, F.P., Turra, A., 2019. Deep-sea mining on the Rio Grande Rise (Southwestern Atlantic): A review on environmental baseline, ecosystem services and potential impacts. Deep-Sea Res. Part I 145, 31–58. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.12.007

Morozov, E.G., Demidov, A.N., Tarakanov, R.Y., Zenk, W., 2010. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows. Springer .

Munday, D.R., Johnson, H.L., Marshall, D.P., 2015. The role of ocean gateways in the dynamics and sensitivity to wind stress of the early Antarctic Circumpolar Current. Paleoceanography 30, 284–302. https://doi.org/10.1002/2014pa002675

Napolitano, D.C., Silveira, I.C.A., Rocha, C.B., Flierl, G.R., Calil, P.H.R., Martins, R.P., 2019. On the Steadiness and Instability of the Intermediate Western Boundary Current between 24° and 18°S. Journal of Physical Oceanography 49, 3127–3143. https://doi.org/10.1175/jpo-d-19-0011.1

NCEI-NOAA, 2020. Index to Marine and Lacustrine Geological Samples. [WWW Document]. NCEI-NOAA. URL https://www.ncei.noaa.gov/maps/sample_index/

Nisancioglu, K.H., Raymo, M.E., Stone, P.H., 2003. Reorganization of Miocene deep water circulation in response to the shoaling of the Central American Seaway. Paleoceanography 18. https://doi.org/10.1029/2002pa000767

O'Connor, J. M., Duncan, R. A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge–Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 95(B11), 17475–17502.

Palcu, D.V., Muraszko, J.R., Jaqueto, P.F., Jovane, L., 2020. The Birth of a Connected South Atlantic Ocean: A Magnetostratigraphic Perspective. Frontiers in Earth Science 8. https://doi.org/10.3389/feart.2020.00375

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. J. Anal. At. Spectrom. 26, 2508–2518. https://doi.org/10.1039/C1JA10172B

Peng, J., Li, D., Poulton, S. W., O'Sullivan, G. J., Chew, D., Fu, Y., Sun, X., 2024. Episodic intensification of marine phosphorus burial over the last 80 million years. Nature Communications 15, 7446. https://doi.org/10.1038/s41467-024-51598-x

Pérez-Díaz, L., Eagles, G., 2014. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. Tectonics 33, 1848–1873. https://doi.org/10.1002/2014TC003644

Pérez-Díaz, L., Eagles, G., 2017a. South Atlantic paleobathymetry since early Cretaceous. Scientific Reports 7, 11819. https://doi.org/10.1038/s41598-017-11959-7

Pérez-Díaz, L., Eagles, G., 2017b. A new high-resolution seafloor age grid for the South Atlantic. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18, 457–470.

Pessoa, J.C. de O., 2015. Estudo Mineralógico e Geoquímico de Crostas Polimetálicas (Fe-Mn-Co) das Áreas Alpha e Bravo da Elevação do Rio Grande (Dissertation). Universidade Estadual de Campinas.

Peterson, R.G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. Prog. Oceanogr. 26, 1–73.

Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP‐MS U‐Pb Geochronology Data Reduction. Geostand. Geoanalytical Res. 36, 247–270. https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2012.00158.x

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and Sandstone, 1st ed. Springer-Verlag, New York.

Piola, A.R., Gordon, A.L., 1989. Intermediate waters in the southwest South Atlantic. Deep Sea Res. A. Oceanographic Research Papers 36, 1–16. https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90015-0

Poulsen, C.J., Barron, E.J., Arthur, M.A., Peterson, W.H., 2001. Response of the Mid‐Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO2 forcings. Paleoceanography 16, 576–592. https://doi.org/10.1029/2000pa000579

Poulsen, C.J., Gendaszek, A.S., Jacob, R.L., 2003. Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum? Geology 31, 115–118. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0115:DTROTA>2.0.CO;2

Praxedes, A.G.P., de Castro, D.L., Torres, L.C., Gambôa, L.A.P., Hackspacher, P.C., 2019. New insights of the tectonic and sedimentary evolution of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. Mar. Pet. Geol. 110, 335–346. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.035

Rahmstorf, S., 2006. Thermohaline Ocean Circulation, in: Elias, S.A. (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Sciences. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–10.

Raki, A., Geawhari, M.A., Trakadas, A., Huff, L., Mhammdi, N., 2023. Submarine sedimentary bedforms in the Loukkos estuary, Morocco. J. African Earth Sci. 200, 104854. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104854

Rasbury, E.T., Cole, J.M., 2009. Directly dating geologic events: U‐Pb dating of carbonates. Rev. Geophys. 47. https://doi.org/10.1029/2007rg000246

Reid, J.L., 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. Prog. Oceanogr. 23, 149–244. https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90001-3

Roberts, N.M.W., Rasbury, E.T., Parrish, R.R., Smith, C.J., Horstwood, M.S.A., Condon, D.J., 2017. A calcite reference material for LA‐ICP‐MS U‐Pb geochronology. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 18, 2807–2814. https://doi.org/10.1002/2016gc006784

Roden, G.I., 1987. Effect of seamounts and seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure, in: Seamounts, Islands, and Atolls. American Geophysical Union (AGU), Washington, D. C., pp. 335–354.

Rohde, J. K., van den Bogaard, P., Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R., 2013. Evidence for an age progression along the Tristan–Gough volcanic track from new $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on phenocryst phases. Tectonophysics 604, 60–71

Sager, W.W., Thoram, S., Engfer, D.W., Koppers, A.A.P., Class, C., 2021. Late Cretaceous Ridge Reorganization, Microplate Formation, and the Evolution of the Rio Grande Rise – Walvis Ridge Hot Spot Twins, South Atlantic Ocean. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 22, 1–27. https://doi.org/10.1029/2020gc009390

Sahoo, N., Saalim, S. M., Matul, A., Mohan, R., Tikhonova, A., Kozina, N., 2022. Planktic foraminiferal assemblages in surface sediments from the subpolar North Atlantic Ocean. Frontiers in Marine Science 8, 781675. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.781675

Santos, R. V., Ganade, C. E., Lacasse, C. M., Costa, I. S. L., Pessanha, I., Frazão, E. P., Dantas, E. L., Cavalcante, J. A., 2019. Dating Gondwanan continental crust at the Rio Grande Rise, South Atlantic. Terra Nova 31(5), 424–429. https://doi.org/10.1111/ter.12405

Sarmiento, J.L., Gruber, N., Brzezinski, M.A., Dunne, J.P., 2004. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. Nature 427, 56–60. https://doi.org/10.1038/nature02127

Scher, H.D., Whittaker, J.M., Williams, S.E., Latimer, J.C., Kordesch, W.E.C., Delaney, M.L., 2015. Onset of Antarctic Circumpolar Current 30 million years ago as Tasmanian Gateway aligned with westerlies. Nature 523, 580–583. https://doi.org/10.1038/nature14598

Schmid, C., Siedler, G., Zenk, W., 2000. Dynamics of Intermediate Water Circulation in the Subtropical South Atlantic. J. Phys. Oceanogr. 30, 3191–3211. https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<3191:doiwci>2.0.co;2

Schott, F.A., Dengler, M., Zantopp, R., Stramma, L., Fischer, J., Brandt, P., 2005. The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5°–11°S. J. Phys. Oceanogr. 35, 2031–2053. https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JPO2813.1

Schöllhorn, I., Houben, A., Gertsch, B., Adatte, T., Alexey, U., de Kaenel, E., et al., 2020. Enhanced upwelling and phosphorite formation in the northeastern Pacific during the late Oligocene: Depositional mechanisms, environmental conditions, and the impact of glacio-eustacy. Geological Society of America Bulletin 132, 687–709. https://doi.org/10.1130/B32061.1

Sclater, J.G., Hellinger, S., Tapscott, C., 1977. The Paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present. The Journal of Geology 85, 509–552. https://doi.org/https://doi.org/10.1086/628336

Sclater, J.G., McKenzie, D.P., 1973. Paleobathymetry of the South Atlantic. GSA Bulletin 84, 3203–3216. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3203:POTSA>2.0.CO;2

Sergipe, P.P., Louro, V., Marangoni, Y.R., Moura, D.S., Jovane, L., 2023. A study of volcanic rocks and ferromanganese crusts through marine geophysical methods integration in the north portion of Cruzeiro do Sul Rift in the Rio Grande Rise. Front. Mar. Sci. 10, 1093108. https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1093108

Siedler, G., Müller, T.J., Onken, R., Arhan, M., Mercier, H., King, B.A., Saunders, P.M., 1996. The zonal WOCE sections in the South Atlantic, in: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb,

D.J. (Eds.), The South Atlantic: Present and Past Circulation. Springer, Berlin, Germany, pp. 83–104.

Sijp, W.P., von der Heydt, A.S., Dijkstra, H.A., Flögel, S., Douglas, P.M.J., Bijl, P.K., 2014. The role of ocean gateways on cooling climate on long time scales. Glob. Planet. Change 119, 1–22. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.04.004

Silva, R. O., Leite, M. G. P., Krahl, G., Rudnitzki, I., Soares, I. A. S., Souza, M. L., et al., 2024. Neogene isolated carbonate platform of the Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean). Journal of South American Earth Sciences 145, 105044.

Silveira, I.C.A., Calado, L., Castro, B.M., Cirano, M., Lima, J.A.M., Mascarenhas, A. d. S., 2004. On the baroclinic structure of the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current system at 22°–23°S. Geophys. Res. Lett. 31. https://doi.org/10.1029/2004gl020036

Silveira, I.C.A., Napolitano, D.C., Farias, I.U., 2020. Water Masses and Oceanic Circulation of the Brazilian Continental Margin and Adjacent Abyssal Plain, in: Sumida, P.Y.G., Bernardino, A.F., De Léo, F.C. (Eds.), Brazilian Deep-Sea Biodiversity. Springer, Switzerland, pp. 7–36.

Silveira, I.C.A., Schmidt, A.C.K., Campos, E.J.D., Godoi, S.S. de, Ikeda, Y., 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. Revista Brasileira de Oceanografia 48, 171–183. https://doi.org/10.1590/s1413-77392000000200008

Sosdian, S. M., Babila, T. L., Greenop, R., Foster, G. L., Lear, C. H., 2020. Ocean Carbon Storage across the middle Miocene: A new interpretation for the Monterey Event. Nature Communications 11, 134. https://doi.org/10.1038/s41467-019-13792-0

Smith, R., 2004. Silled sub-basins to connected tortuous corridors: sediment distribution systems on topographically complex sub-aqueous slopes. Geol. Soc. of London Spec. Publ. 222, 23–43. https://doi.org/https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.222.01.03

Sousa, I.M.C., 2019. Crostas Ferromanganesíferas e Sedimentos Carbonáticos da Elevação do Rio Grande: Interpretações Paleoceanográficas e Geológicas (Thesis). Universidade de Brasília.

Sousa, I.M.C., Santos, R.V., Koschinsky, A., Bau, M., Wegorzewski, A.V., Cavalcanti, J.A.D., Dantas, E.L., 2021. Mineralogy and chemical composition of ferromanganese crusts from the Cruzeiro do Sul Lineament - Rio Grande Rise, South Atlantic. J. South Am. Earth Sci. 108, 103207. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103207

Souza-Neto, P.W.M., 2022. The Circulation on the Rio Grande Rise: Mean flow, Internal tides, and Eddies (Dissertation). Universidade de São Paulo.

Souza-Neto, P.W.M., da Silveira, I.C.A., Rocha, C.B., Lazaneo, C.Z., Calil, P.H.R., 2024. The Rio Grande Rise circulation: Dynamics of an internal tide conversion hotspot in the Southwestern Atlantic. Prog. Oceanogr. 224, 103264. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2024.103264

Srivastava, P., Murton, B.J., Sant'Anna, L.G., Florindo, F., Hassan, M.B., Guerra, J.T.M., Janasi, V. de A., Jovane, L., 2023. Red clays indicate sub-aerial exposure of the Rio Grande Rise during the Eocene volcanic episode. Scientific Reports 13. https://doi.org/10.1038/s41598-023-46273-y

Stewart, D.R.M.I., 2003. Evolution of Neogene globorotaliid foraminifera and Miocene climate change (Thesis). Bristol University.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Río, V., Branson, A., 2009. Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. Geology 37, 327–330. https://doi.org/10.1130/g25259a.1

Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R., 2002. Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics. Geol. Soc. Lond. Mem. 22.

Stramma, L., England, M., 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res.: Oceans 104, 20863–20883. https://doi.org/10.1029/1999jc900139

Stramma, L., Schott, F., 1996. Western Equatorial Circulation and Interhemispheric Exchange, in: Krauß, W. (Ed.), The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Germany, pp. 195–227.

Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H., 1942. The Oceans Their Physics, Chemistry, and General Biology. Prentice-Hall, Inc., New York.

Swift, D.J.P., Ludwick, J.C., 1976. SSubstrate response to hydraulic process: grain-size frequency distributions and bedforms, in: Marine Sediment Transport and Environmental Management. John Wiley & Sons, New York, pp. 159–196.

Sykes, T.J.S., Royer, J.-Y., Ramsay, A.T.S., Kidd, R.B., 1998. Southern hemisphere palaeobathymetry. Geological Society, London, Special Publications 131, 1–42. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1998.131.01.02

Symons, W.O., Sumner, E.J., Talling, P.J., Cartigny, M.J.B., Clare, M.A., 2016. Large-scale sediment waves and scours on the modern seafloor and their implications for the prevalence of supercritical flows. Mar. Geol. 371, 130–148. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.009

Talley, L.D., 2011. Descriptive physical oceanography: an introduction. Academic.

Trentesaux, A., Stolk, A., Berné, S., 1999. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. Mar. Geol. 159, 253–272. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/s0025-3227(99)00007-9

Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. J. Mar. Res. 52, 55–81. https://doi.org/10.1357/0022240943076759

Uenzelmann-Neben, G., Weber, T., Grützner, J., Thomas, M., 2017. Transition from the Cretaceous ocean to Cenozoic circulation in the western South Atlantic — A twofold reconstruction. Tectonophysics 716, 225–240. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.036

Ussami, N., Chaves, C. A. M., Marques, L. S., Ernesto, M., 2012. Origin of the Rio Grande Rise–Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. Geological Society of London Special Publications 369, 129–146. https://doi.org/10.1144/sp369.10

Van Sebille, E., Scussolini, P., Durgadoo, J. V., Peeters, F. J. C., Biastoch, A., Weijer, W., Turney, C., Paris, C. B., Zahn, R., 2015. Ocean currents generate large footprints in marine palaeoclimate proxies. Nature Communications 6, 6521. https://doi.org/10.1038/ncomms7521

Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers 9, 1479–1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001

Velegrakis, A.F., Ballay, A., Poulos, S.E., Radzevičius, R., Bellec, V.K., Manso, F., 2010. European marine aggregates resources: Origins, usage, prospecting and dredging techniques. J. Coast. Res. SI51, 1–14. https://doi.org/10.2307/40928815

Via, R.K., Thomas, D.J., 2006. Evolution of Atlantic thermohaline circulation: Early Oligocene onset of deep-water production in the North Atlantic. Geology 34, 441. https://doi.org/10.1130/g22545.1

Viebahn, J.P., von der Heydt, A.S., Le Bars, D., Dijkstra, H.A., 2016. Effects of Drake Passage on a strongly eddying global ocean. Paleoceanography 31, 564–581. https://doi.org/10.1002/2015pa002888

Viekman, B.E., Flood, R.D., Wimbush, M., Faghri, M., Asako, Y., van Leer, J.C., 1992. Sedimentary furrows and organized flow structure: A study in Lake Superior. Limnol. Oceanogr. 37, 797–812. https://doi.org/https://doi.org/10.4319/lo.1992.37.4.0797

Vinent, D., Andreotti, B., Claudin, P., Winter, C., 2019. A unified model of ripples and dunes in water and planetary environments. Nat. Geosci. 12, 345–350.

Vittori, G., Blondeaux, P., 2022. Predicting offshore tidal bedforms using stability methods. Earth-Science Reviews 235, 104234. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104234

von der Heydt, A., Dijkstra, H.A., 2006. Effect of ocean gateways on the global ocean circulation in the late Oligocene and early Miocene. Paleoceanography 21. https://doi.org/10.1029/2005pa001149

von Lom-Keil, H., Spieß, V., Hopfauf, V., 2002. Fine-grained sediment waves on the western flank of the Zapiola Drift, Argentine Basin: evidence for variations in Late Quaternary bottom flow activity. Marine Geology 192, 239–258. https://doi.org/10.1016/s0025-3227(02)00557-1

Webb, P., 2023. Introduction to Oceanography. Roger Williams University.

Wells, J.T., 1995. Tide-Dominated Estuaries and Tidal Rivers, in: Perillo, G.M.E. (Ed.), Geomorphology and Sedimentology of Estuaries - Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam, pp. 179–205.

Woodhead, J. D., Hergt, J. M., 2007. Strontium, neodymium and lead isotope analyses of NIST glass certified reference materials: SRM 610, 612, 614. Geostandards and Geoanalytical Research, 25(2-3), 261–266. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00601.x

Wynn, R.B., Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. Mar. Geol. 192, 7–22. https://doi.org/10.1016/s0025-3227(02)00547-9

Yeo, I.A., Howarth, S.A., Spearman, J., Cooper, A., Crossouard, N., Taylor, J., Turnbull, M., Murton, B.J., 2019. Distribution of and hydrographic controls on ferromanganese crusts:

Tropic Seamount, Atlantic. Ore Geology Reviews 114, 103131. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103131

Zachos, J. C., Quinn, T. M., Salamy, K. A., 1996. High-resolution (10^4 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene–Oligocene climate transition. Paleoceanography 11, 251–266.

Zachos, J. C., Shackleton, N. J., Revenaugh, J. S., Pälike, H., Flower, B. P., 2001a. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. Science, 292, 274–278. https://doi.org/10.1126/science.1058288

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001b. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science 292, 686–693. https://doi.org/10.1126/science.1059412

Zachos, J. C., Dickens, G. R., Zeebe, R. E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature 451, 279–283. https://doi.org/10.1038/nature06588

Zhang, Z., Nisancioglu, K.H., Flatøy, F., Bentsen, M., Bethke, I., Wang, H., 2011. Tropical seaways played a more important role than high latitude seaways in Cenozoic cooling. Climate of the Past 7, 801–813. https://doi.org/10.5194/cp-7-801-2011