



**Universidade Federal do Rio Grande do Norte**  
**Centro de Ciências Exatas e da Terra**  
**Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA ELEVAÇÃO DO RIO  
GRANDE COM BASE EM DADOS GRAVIMÉTRICOS E  
MAGNÉTICOS**

**Autor:**

Igor Leonardo Guerra Galvão

**Orientador:**

Prof. Dr. David Lopes de Castro (PPGG/UFRN)

**Dissertação n.º191/PPGG.**

**Natal-RN, março de 2017.**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA ELEVAÇÃO DO RIO  
GRANDE COM BASE EM DADOS GRAVIMÉTRICOS E  
MAGNÉTICOS**

Autor:

**Igor Leonardo Guerra Galvão**

Dissertação apresentada em treze de março de dois mil e dezessete, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geofísica.

**Comissão Examinadora:**

Prof. Dr. David Lopes de Castro (PPGG/UFRN - Orientador)

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros (PPGG/UFRN – Membro Interno)

Prof. Dr. José Antônio Barbosa (DGeo/UFPE – Membro Externo)

**Natal-RN, março de 2017.**

Catálogo da Publicação na Fonte. UFRN / SISBI / Biblioteca Setorial  
Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET.

Galvão, Igor Leonardo Guerra.

Evolução geotectônica da elevação do Rio Grande com base em dados gravimétricos e magnéticos / Igor Leonardo Guerra Galvão. - Natal, 2017.  
123f. : il.

Orientador: Prof. Dr. David Lopes de Castro.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica.

1. Geofísica. 2. Elevação do Rio Grande. 3. Atlântico Sul. 4. Gravimetria. 5. Magnetometria. 6. Modelos globais. 7. Evolução geotectônica. 8. Rife Cruzeiro do Sul. 9. Zonas de fraturas oceânicas. 10. Montes submarinos Jean Charcot. I. Castro, David Lopes de. II. Título.

RN/UF/BSE-CCET

CDU: 550.3

## **DEDICATÓRIA**

À minha família, em especial, aos meus pais Junio e Niedja, a minha irmã Iasmim e a minha namorada Raquel. Por todo amor e dedicação de sempre.



“A persistência é o menor caminho do êxito.” (Charles Chaplin)

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, eu gostaria de agradecer a Deus, por todas as portas abertas até o presente momento e por me dar discernimento das escolhas corretas a serem feitas em todas as situações da minha vida. Este trabalho representa mais um degrau alcançado e mais um grande passo na minha evolução pessoal-profissional.

Agradeço à Petrobras, em nome do programa PRH-PB 229, pela concessão da bolsa de estudos, e ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN, pela infraestrutura disponibilizada e por todo suporte dado ao longo desses dois anos. Estendo esse agradecimento a todos os membros docentes do programa, pelas aulas, críticas e sugestões para o desenvolvimento e evolução dessa pesquisa.

Agradeço aos meus pais, Junio Peres e Niedja Marques, dois grandes guerreiros que nunca mediram esforços para criar, educar e dar o melhor para mim e para a minha irmã, Iasmim. Pessoas de origem simples e que venceram na vida, dois grandes exemplos ao qual me orgulho em poder conviver e aprender diariamente. Os meus super-heróis nunca usaram capas, definitivamente.

À minha namorada e companheira de todas as horas, Raquel. Uma pessoa muito especial que está presente em todos os momentos da minha vida, me incentivando incansavelmente e me amando de uma forma que com certeza precisarei de mais três vidas para retribuir. Obrigado por tudo, minha Kel.

Ao meu querido orientador David Lopes de Castro, um cara acessível, simples e do bem! Que sempre esteve disposto a ajudar e a solucionar todos os problemas que apareceram durante a produção desse trabalho. Deixo aqui o meu agradecimento por todas as orientações e sugestões para o desenvolvimento dessa pesquisa e por todo companheirismo ao longo desses dois anos de mestrado. Tenho certeza que ganhei um grande amigo.

Agradeço aos professores Walter Eugênio de Medeiros e José Antônio Barbosa por aceitarem o convite para a banca de avaliação, o primeiro que inclusive também foi meu professor na época da graduação e recentemente acompanhou a minha pesquisa no mestrado.

Agradeço também aos colaboradores e pesquisadores do projeto IODP-CAPES, por todas as reuniões, pelo *workshop* ao qual participei durante o mestrado e por todas as discussões a respeito da Elevação do Rio Grande. Deixo aqui também o meu

agradecimento às conversas, esclarecimentos e sugestões do amigo Eugênio Frazão do Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

A todos os amigos que fiz no PPGG que dividiram comigo muitas dúvidas, discussões e momentos de descontração. Em especial ao amigo Leonardo Mocitaiba e aos meus amigos de sala: Juliana Garrido, Juliana Lopes e Cléber Félix. Todos contribuíram diretamente ou indiretamente para a conclusão desse trabalho. Por fim, quero dedicar essa pesquisa a um grande amigo que fiz durante a graduação, antes mesmo do ingresso no mestrado, e que infelizmente nos deixou no ano de 2016, um cara tranquilo, de bem com a vida e que trouxe muitas alegrias para todos em sua volta enquanto esteve por perto, me refiro ao amigo Bruno Vasconcelos. Muito obrigado a todos, vida que segue! [...]

## RESUMO

A Elevação do Rio Grande (ERG) está localizada na placa sul americana e ocupa uma imensa área da porção oeste do segmento austral do oceano Atlântico Sul, representando, juntamente com a Cadeia Walvis na placa africana, um exemplo típico de eventos magmáticos associados a interação de um *hotspot* com a dorsal mesoceânica. Os questionamentos sobre a ERG tem sido o enfoque de muitas pesquisas, entretanto, as informações quanto a sua formação e estruturação interna ainda são bastante limitadas. Neste sentido, essa pesquisa propôs a utilização de dados geofísicos de modelos globais (batimétricos, gravimétricos e magnéticos) para uma investigação em ampla escala dessa elevação submarina e para uma reconstrução espacial-temporal da elevação em meio à formação do assoalho oceânico e a interação da dorsal mesoceânica com a pluma Tristão da Cunha - Gough. O emprego de técnicas de realces sobre os dados geofísicos possibilitou algumas análises sobre a complexa evolução tectônica da ERG. O modelo simplificado de evolução geotectônica obtido expõe que para a elevação, formada entre 100 e 55 Ma, os principais condicionantes para a diferença morfológica dos seus segmentos foram o rearranjo das placas tectônicas, durante a maior mudança dos polos de rotação das mesmas ( $\approx 84$  Ma), a instabilidade do sistema de acreção e aporte magmático do ponto quente Tristão da Cunha. Estes fatores, atuando em conjunto, fizeram com que alguns segmentos da dorsal mesoceânica se rearranjassem para próximo do ponto quente e alterassem sua orientação principal SSW-NNE para N-S. Por fim, com base na distribuição dos lineamentos magnéticos observados nos mapas da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e da Amplitude do Gradiente Horizontal (AGHT), uma cartografia mais precisa das Zonas de Fraturas Oceânicas (ZFOs), que cortam toda a ERG, evidenciou que inúmeras inflexões ao longo do Rifte Cruzeiro do Sul, observadas nos dados gravimétricos e batimétricos, coincidem com o posicionamento dessas ZFOs. Essas inflexões possivelmente representam zonas de falhas transformantes preexistentes que foram reativadas durante a formação do rifte (Paleógeno-Neógeno), em resposta a combinação de esforços transcorrentes dextrais nas ZFOs e de uma componente de transcorrência dextral nos esforços transtensivos, que formaram o Rifte Cruzeiro do Sul. Esse rifte foi dividido em dois grandes segmentos de orientação NW-SE, que se alinham as zonas de fraturas Cox e Meteor. Esses dois grandes segmentos ainda foram subdivididos em compartimentos menores, visivelmente rotacionados em

sentido anti-horário. Além disso, a gênese da Cadeia Jean Charcot de montes submarinos, em seu segmento sul, está possivelmente associada a reativações tectônicas em áreas de interseção entre ZFOs e antigos centros de espalhamento abortados com orientação NE-SW.

**Palavras-chave:** Elevação do Rio Grande; Atlântico Sul; Gravimetria; Magnetometria; Modelos Globais; Evolução Geotectônica; Rifte Cruzeiro do Sul; Zonas de Fraturas Oceânicas; Montes Submarinos Jean Charcot.

## ABSTRACT

The Rio Grande Rise (RGR) is located on the South American plate and occupies an immense area of the western portion of the southern segment of the South Atlantic Ocean, representing, along with the Walvis Chain in the African plate, a typical example of magmatic events associated with interaction of a hotspot with the mesoceanic ridge. The questions about the RGR have been the focus of many researches, however, the information regarding their formation and internal structuring are still very limited. In this sense, this research proposed the use of geophysical data of global models (bathymetric, gravimetric and magnetic) for a wide scale investigation of this submarine elevation and for a spatio-temporal reconstruction of elevation in the midst of the formation of the ocean floor and the interaction of the Dorsal mesoceanic with the plume Tristan da Cunha - Gough. The use of enhancement techniques on the geophysical data allowed some analysis on the complex tectonic evolution of the RGR. The simplified model of geotectonic evolution showed that for the elevation, formed between 100 and 55 Ma, the main conditioning factors for the morphological difference of its segments were the rearrangement of the tectonic plates, during the greater change of the poles of rotation of the same ones ( $\approx 84$  Ma), the instability of the accretion system and the magmatic contribution of the hot spot Tristan da Cunha. These factors, acting together, caused some segments of the mesoceanic ridge to rearrange to near the hot spot and change their main orientation SSW-NNE to N-S. Finally, based on the distribution of the magnetic lineaments observed in the Analytical Signal Inclination (ASI) and Horizontal Gradient Amplitude (HGA) maps, a more accurate mapping of the Ocean Fracture Zones (OFZs), which cut the entire RGR, evidenced that numerous inflections along the Cruzeiro do Sul Rift, observed in the gravimetric and bathymetric data, coincide with the positioning of these OFZs. These inflections may represent zones of preexisting transformer faults that were reactivated during rift formation (Paleogene-Neogene), in response to the combination of transcurrent dextral forces on the OFZs and a dextral transcurrent component in the transtensive stresses that formed the Cruzeiro do Sul Rift. This rift was divided into two large NW-SE orientation segments, which aligned with the Cox and Meteor fractures zones. These two large segments were further subdivided into smaller compartments, visibly rotated counterclockwise. In addition, the origin of the Jean Charcot seamounts chain in its

southern segment is possibly associated with tectonic reactivations in areas of intersection between OFZs and old aborted spreading centers with NE-SW orientation.

**Keywords:** Rio Grande Rise; South Atlantic; Gravimetry; Magnetometry; Global Models; Geotectonic Evolution; Cruzeiro do Sul Rift; Ocean Fracture Zones; Jean Charcot Seamounts.

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	<b>I</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>III</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>V</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>VII</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>IX</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>XI</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>XVIII</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	1
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	3
1.4 OBJETIVOS.....	5
1.4.1 GERAL.....	5
1.4.2 ESPECÍFICOS.....	5
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL REGIONAL</b> .....	<b>5</b>
2.1 ABERTURAS DO ATLÂNTICO SUL E A FORMAÇÃO DO SISTEMA ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE – CADEIA WALVIS.....	6
2.2 ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE, RIFTE CRUZEIRO DO SUL E CADEIA JEAN CHARCOT1.....	10
<b>3 ASPECTOS METODOLÓGICOS</b> .....	<b>16</b>
3.1 BATIMETRIA.....	16
3.1.1 DEFINIÇÃO E DADOS UTILIZADOS (MODELO ETOPO1).....	16
3.2 GRAVIMETRIA.....	18
3.2.1 DEFINIÇÃO E O CÁLCULO GLOBAL DAS ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS.....	18
3.2.2 DADOS GRAVIMÉTRICOS (MODELO WGM2012).....	21
3.2.3 SEPARAÇÃO REGIONAL – RESIDUAL.....	23
3.3 MAGNETOMETRIA.....	26



3.3.1 DEFINIÇÃO E PADRÃO DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS NOS OCEANOS.....	26
3.3.2 DADOS MAGNÉTICOS (MODELO EMAG2).....	28
3.3.3 TÉCNICAS DE REALCE APLICADAS AS ANOMALIAS MAGNÉTICAS....	29
3.4 RECONSTRUÇÃO GEOTECTÔNICA DO ATLÂNTICO SUL.....	32
<b>4 ARTIGO</b> – <i>Tectonic Reconstruction of the Rio Grande Rise in the South Atlantic based on Potential Field Data (Artigo Submetido a Marine and Petroleum Geology em 11/03/2017)</i> .....	36
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	93
<b>6 REFERÊNCIAS</b> .....	95

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 1** - Mapa do Atlântico Sul com a localização da Elevação do Rio Grande (polígono tracejado na imagem ampliada I) e da Cadeia Walvis (II). ZF – Zona de Fraturas. Fonte: Google Earth.

**Figura 2** – Mapa batimétrico com o posicionamento do sistema de cadeias ígneas Elevação do Rio Grande – Walvis (no segmento austral do oceano Atlântico Sul) e do vulcanismo Paraná-Etendeka (nos continente sul americano e africano, respectivamente). Os pontos quentes Tristão da Cunha e Gough são representados pelos círculos vermelhos.

**Figura 3** – Distribuição das rochas ígneas alcalinas e toleíticas na Província Ígnea Paraná-Etendeka durante a ruptura continental. BB – Faixa Brasília; RB – Faixa Ribeira; DB – Faixa Damara; DFB – Faixa Dom Feliciano; PB – Faixa Paraguay; CC - Cráton do Congo; LA – Cráton Luís Alves; RAB – Bloco Rio Apa; RPC – Cráton do Rio de La Plata; SFC – Cráton São Francisco; (Modificado de Stewart *et al.*, 1996)

**Figura 4** – A região sombreada representa a zona de influência de um *hotspot* hipotético de grande diâmetro que se formou acima da pluma Tristão da Cunha – Gough no Cretáceo Inferior (130 Ma). As áreas em verde representam os derrames basálticos Paraná – Etendeka. (Modificada de O'Connor & Duncan, 1990)

**Figura 5** – Mapa com a distribuição das Largas Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces - LIPs*) do Fanerozoico. As províncias são representadas em amarelo (continentais) e laranja (oceânicas) e as áreas em vermelho representam derrames basálticos e ilhas oceânicas. A Elevação do Rio Grande e a Cadeia Walvis estão localizadas dentro da área do polígono branco pontilhado (Adaptado de Mahoney & Coffin, 1997).

**Figura 6** – Modelo paleogeográfico do Atlântico Sul no Barremiano-Nealbiano (modificado de Dias, 2005).

**Figura 7** – Elevação do Rio Grande e Rifte Cruzeiro do Sul (polígono cinza). Os círculos brancos representam o furo de sondagem 516F e as amostras dragadas do ponto RC16. As linhas vermelhas são a localização das linhas sísmicas L10A e L13A. ORG – Oeste do Rio Grande; LRG – Leste do Rio Grande; MSJC – Montes Submarinos Jean Charcot;

**Figura 8** – Modelo evolutivo para os guyots e área adjacentes da plataforma central do segmento oeste da ERG baseado em dados sísmicos e de perfuração. Modelo ilustrado fora de escala. (Modificado de Gamboa *et al.*, 1984)

**Figura 9** – Interpretação da Linha sísmica L10A (Adaptado de Mohriak *et al.*, 2010).

**Figura 10** – Interpretação da Linha sísmica L13A (Adaptado de Mohriak *et al.*, 2010)

**Figura 11** – Mapas topográficos nas versões “Superfície de Gelo” (A) e “Escudo Rochoso” (B) do modelo ETOPO1. (Adaptado de Amantes & Eakins, 2009)

**Figura 12** – Principais superfícies geodésicas utilizadas no cálculo de anomalias gravimétricas.  $H_p$  é a altura ortométrica de P (normal ao geóide em  $P_o$ ).  $h_p$  e  $N_p$  são as alturas do elipsoide e do geóide, respectivamente (normal ao elipsóide em  $Q_o$ ). A parte inferior ilustra o princípio de compensações de massas topográficas no limite crosta-manto, usado no modelo isostático de Airy-Heiskanen. (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

**Figura 13** – Atração da gravidade esférica das massas superficiais, considerada a partir do modelo de relevo global ETOPO1 no cálculo de anomalias Bouguer e isostáticas. Esta corresponde a contribuição da gravidade (em mGal) de toda a topografia terrestre, batimetria oceânica, lagos, mares interiores, calotas de gelo e plataformas de gelo, calculadas na geometria esférica a superfície da Terra. (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

**Figura 14** – Anomalias Bouguer do modelo *World Gravity Map 2012*(WGM2012). (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

**Figura 15** – Anomalias Ar-livre do modelo *World Gravity Map 2012*(WGM2012). (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

**Figura 16** – Exemplo da interpretação do espectro radial de potência de um dado potencial genérico (A); Espectro radial de potência na interface do *Matched Filter* usado para definir as retas e configurar os parâmetros dos filtros a serem utilizados (B) e as profundidades médias das fontes obtidos após a aplicação do método (C). Notar as amplitudes de cada conjunto de dados e seus respectivos comprimentos de onda. (Adaptado de Araújo, 2012)

**Figura 17** – Fluxograma simplificado de processamento do modelo WGM2012.

**Figura 18** – Representação do espalhamento e magnetização do assoalho oceânico. Em cinza e em vermelho as anomalias positivas e negativas do campo referentes às inversões do geomagnético terrestre. (Adaptado de Cruz, 2011)

**Figura 19** – Dados Magnéticos do modelo *Earth Magnetic Anomaly Grid 2* (EMAG2). (Adaptado de Maus *et al.*, 2009)

**Figura 20** – Anomalia magnética e sua respectiva fonte a 10° no hemisfério sul (A) e no pólo (B). (Adaptado de Pedrosa Júnior, 2015)

**Figura 21** – Fluxograma simplificado de processamento dos dados do modelo EMAG2.

**Figura 22** – Exemplo da reconstrução do *raster* global da gravidade ar-livre (Andersen *et al.*, 2010) sobreposto a um conjunto de dados de polígonos (Seton *et al.*, 2012). A imagem (A) mostra a reconstrução sem a utilização dos dados de idade do assoalho oceânico. A lacuna observada entre os continentes é resultado do teste de idade por polígono, diferente do que é observado na imagem (B), onde está lacuna não existe, já que a reconstrução foi feita com o uso dos dados de idade do assoalho e agora o teste é feito por *pixel* (Adaptado de Cannon *et al.*, 2014).

**Figure 23** – Rio Grande Rise – Walvis Chain system of nonseismic chains in the southern South Atlantic. The red circles represent the Tristan da Cunha and Gough hotspots.

**Figure 24** – Rio Grande Rise (RGR) and Cruzeiro do Sul Rift on the SE margin of South America. DSDP boreholes: 516F and 21; Seamount Dredging: RC16; WRGR - Western Segment of the Rio Grande Rise; ERGR – Eastern Segment of the Rio Grande Rise; JCS - Jean Charcot Seamounts.

**Figure 25** – Bouguer anomaly map of the Rio Grande Rise (RGR) showing a gravimetric low in the region of the nonseismic chain (A). Main gravimetric domains (GeD1v-GeD6) observed in the RGR region and the surrounding area (B). Regions I and II in Figure 3A indicate the locations of the features described in the text.

**Figure 26** – Maps of regional (A) and intermediate residual (B) Bouguer anomalies of the Rio Grande Rise (RGR). The dashed black lines on the maps represent the western and eastern segments of the rise, and the hatched area in A represents the area of thickened oceanic crust under the RGR. The gray polygon in B represents the abyssal plain between the RGR segments. The red and blue outlines are associated with guyots and seamounts, and prominent sedimentary accumulations, respectively.

**Figure 27** – Residual Bouguer anomaly map (A) showing the locations of the gravimetric highs associated with the basement blocks and the flanks of the Cruzeiro do Sul Rift (gray polygons) and the gravimetric lows associated with areas of thick sedimentary accumulations (blue polygons) and the aborted rift (white dashed lines). Free-air anomaly map (B) showing gravimetric highs (white polygons) associated with the higher Rio Grande Rise (RGR) regions and the flanks of the aborted rift. The Cruzeiro do Sul Rift is represented by an extensive negative free-air anomaly (white dashed line). Profiles A-A' and B-B' are shown in Figure 6.

**Figure 28** – Bathymetric and gravimetric profiles A-A' and B-B' across the Rio Grande Rise (RGR).

**Figure 29** – Overlapping free-air anomalies in the digital terrain model of the Rio Grande Rise (RGR). The white circle shows the location of the possible volcanic massif.

**Figure 30** – Maps of the anomalous magnetic field reduced to the pole (A) and of the magnetic anomalies with binary pattern (B) of the Rio Grande Rise (RGR).

**Figure 31** – Maps of the analytical signal inclination (A), horizontal gradient amplitude (B), interpreted magnetic lineaments (C) and oceanic fracture zones (D). The continental-oceanic crust boundary and Isochrone C34 (84 Ma) are represented by white and blue lines, respectively.

**Figure 32** – Simplified schematic map of the evolution of the Rio Grande Rise (RGR) and the mid-ocean ridge segments in five intervals from 100 to 55 Ma.

**Figure 33** – Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 100 Ma (A) and 95 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

**Figure 34** – Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 90 Ma (A) and 85 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

**Figure 35** – Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 80 Ma (A) and 75 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

**Figure 36** – Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 70 Ma (A) and 65 Ma (B). The mid-

ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

**Figure 37** – Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 60 Ma (A) and 55 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

**Figure 38** – Map of the main provinces related to the rifting of the South Atlantic in the Campos and Santos basins described by Nurnberg & Muller (1991). The inferred transfer zones are not parallel with the direction of extension (modified from Meisling et al., 2001).

**Figure 39** – Free-air gravity anomaly maps showing the distribution of regional forces that affected the formation of the Cruzeiro do Sul Rift (A) and its northern (NCSR) and southern (SCSR) segments (B). Areas I and II show major inflections along the Cruzeiro do Sul Rift and overlaps with the fracture zones mapped based on the magnetic lineaments.

**Figure 40** – Map of free-air gravity anomalies showing the counterclockwise rotations of the compartments along the Cruzeiro do Sul Lineament in the western and eastern segments of the Rio Grande Rise (RGR) (white areas I and II). Area III shows a displacement along the rift associated with a sinistral transcurrent force in a NE-SW oriented structure, which is well defined on the analytical signal inclination map. The black lines shown in the enlarged regions represent areas of oceanic fractures.

**Figure 41** – Location map of the Poços de Caldas – Cabo Frio alkaline massifs (in red) and Precambrian shear zones reactivated during the Cenozoic (in yellow) in Southeast Brazil. The white lines represent transfers zones (modified from Oreiro, 2006).

**Figure 42** – Maps of free-air gravity anomalies (A) and analytical signal inclination (B) showing the locations of the Jean Charcot seamount chain (blue - northern segment; red

- southern segment) and the OFZs, which compartmentalize this region (black lines). The southern segment (gray area) is shown in detail in (C).



**LISTA DE TABELAS**

**Tabela 1** – Especificações do modelo ETOPO1 (Adaptado de Amantes & Eakins, 2009).

## **1 INTRODUÇÃO**

### **1.1 APRESENTAÇÃO**

O presente trabalho constitui a dissertação de mestrado que integra os requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Esta pesquisa foi desenvolvida sob a orientação do Prof. Dr. David Lopes de Castro e abordou a cartografia geofísica regional e uma proposta de modelo simplificado de evolução geotectônica para a Elevação do Rio Grande (ERG), no Oceano Atlântico Sul. A partir dos resultados dessa pesquisa foi produzido um artigo científico submetido ao *International Journal of Marine Geology, Geochemistry and Geophysics*.

Nesse trabalho, a cartografia geofísica foi feita com base em dados batimétricos (ETOPO1), gravimétricos (WGM2012) e magnéticos (EMAG2) de modelos globais, produzidos através de parcerias entre instituições e agências estrangeiras de todo o planeta e disponibilizados a comunidade acadêmica para fins de pesquisa. O processamento dos dados foi realizado no *software Oasis Montaj v.8.3.3*, e proporcionou uma análise regional do arcabouço estrutural do platô oceânico, bem como um mapeamento mais preciso das proeminentes Zonas de Fraturas Oceânicas, que seccionam transversalmente toda a elevação. O modelo evolutivo temporal-espacial foi obtido a partir da introdução dos dados batimétricos e gravimétricos no *software Gplates*. A modelagem geotectônica leva em consideração o modelo de abertura do Oceano Atlântico Sul proposto por Muller *et al.* (2008). Os resultados da reconstrução tectônica permitiram uma análise simplificada da evolução da Elevação do Rio Grande e da interação entre os segmentos da dorsal mesoceânica e o processo de deslocamento da pluma Tristão da Cunha-Gough, durante a formação dessa elevação submarina na placa oceânica sul-americana.

### **1.2 JUSTIFICATIVA**

A ERG é uma das maiores expressões morfológicas do Atlântico Sul, atingindo 4000 m acima do fundo oceânico típico em uma área semi-circular de 3000 km<sup>2</sup>. As causas deste magmatismo anômalo parecem envolver pelo menos dois mecanismos

distintos da geodinâmica interna: tectônica de placas litosféricas e ascensão magmática em pontos quentes a partir do manto inferior. A complexa combinação de eventos tectônicos na formação de cadeias assísmicas como a ERG vêm sendo tema de muitos estudos (Barker *et al.*, 1983b; Gamboa & Rabinowitz, 1981, 1984; O'Connor & Duncan, 1990; Mohriak *et al.*, 2010; Ussami *et al.*, 2013, entre muitos outros) que objetivam elucidar alguns pontos importantes sobre a sua gênese e as suas conseqüentes evoluções tectônica, estrutural e deposicional em meio ao contexto de abertura do Atlântico Sul. Além disso, a ERG apresenta características que a tornam uma feição oceânica ímpar entre os inúmeros platôs oceânicos existentes no planeta (Islândia, Açores, Cadeia Walvis, Ontong Java, Shatsky, Kerguelen e etc.). Ela é recortada por um extenso rifte abortado (~1500 km) com o vale central cercado por escarpas de até 3500 m de altura. Esta estrutura é uma relíquia de um evento distensional oblíquo à atual direção de espalhamento da crosta oceânica no Atlântico Sul.

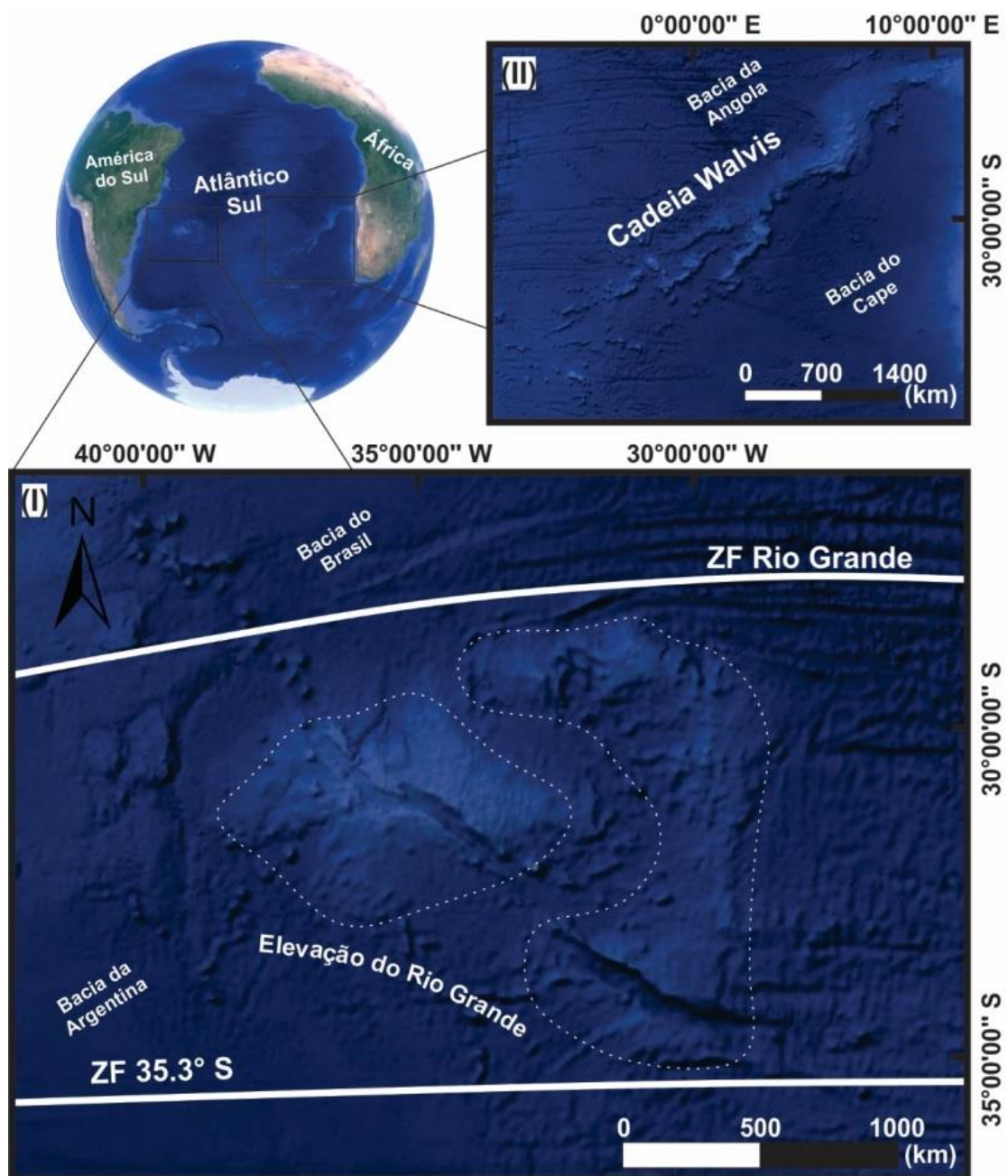
Contudo, os resultados obtidos até então se baseiam em algumas linhas sísmicas e perfurações feitas na elevação, informações importantes, porém pontuais em relação à área da ERG (~3000 km<sup>2</sup>). Além disso, a ERG também possui características que dificultam as pesquisas em busca de novas evidências e posteriores explicações para esses questionamentos, principalmente no que diz respeito a profundidades superiores a 600m em que se encontra essa região e a dificuldade do desenvolvimento de quaisquer atividades em tamanha profundidade. A sua evolução geotectônica ainda é motivo de discussões e informações sobre o seu arcabouço estrutural ainda são escassas e precisam ser melhor explanadas.

Partindo disso, a utilização de modelos globais batimétricos e potenciais (gravimétricos e magnéticos), uma compilação de dados marinhos, aerotransportados e de satélite, representa uma importante abordagem para a análise das informações do assoalho oceânico entorno da ERG, de forma homogênea e em uma escala ampliada. Para os dados potenciais, os padrões de anomalias indicam variações laterais de densidade e magnetização, úteis para identificar diferentes blocos ou domínios crustais e seu arcabouço tectono-estrutural. Esses dados potenciais de modelos globais são utilizados mundialmente para investigações profundas da crosta e manto superior (Chang *et al.*, 2016; Abdelsalam *et al.*, 2016) e, juntamente com as informações obtidas em pesquisas anteriores, jogarão luz a novas informações sobre a arquitetura interna da ERG. Em paralelo a isso, a proposta do modelo de reconstrução para a elevação

submarina aparece como um útil mecanismo para uma análise da evolução dos segmentos da dorsal mesoocênica, em meio à interação com a Pluma Tristão da Cunha – Gough, e suas implicações na formação da ERG.

### **1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A pesquisa foi realizada em um extenso planalto submarino que corresponde a uma área de aproximadamente 3000 km<sup>2</sup> e está localizado na placa oceânica sul-americana, mais precisamente na porção ocidental do oceano Atlântico Sul (Figura 1). Essa elevação é denominada de Rio Grande e encontra-se a uma distância de cerca de 1500 km da margem sudeste do Brasil, e do ponto de vista tectônico, está delimitada entre as zonas de fraturas oceânicas (ZFOs) do Rio Grande e 35.3°S. A Elevação do Rio Grande (ERG), juntamente com a Cadeia Walvis, localizada na placa oceânica africana, formam as duas feições batimétricas mais proeminentes em meio às bacias oceânicas do Atlântico Sul (O'Connor & Duncan, 1990) (Figura 1).



**Figura 1** - Mapa do Atlântico Sul com a localização da Elevação do Rio Grande (polígono tracejado na imagem ampliada I) e da Cadeia Walvis (II). ZF – Zona de Fraturas. Fonte: Google Earth.

## **1.4 OBJETIVOS**

### **1.4.1 GERAL**

Empregar técnicas avançadas de realce de anomalias gravimétricas e magnéticas para investigar, em um contexto regional, a formação da ERG e definir a relação entre os processos geotectônicos produzidos pela Dorsal Meso-atlântica e o Ponto Quente Tristão da Cunha, durante a abertura do Atlântico Sul. O controle estrutural exercido pelas zonas de fraturas oceânicas (ZFOs) será também analisado, assim como os eventos tectônicos distensionais e de transcorrência associados à evolução do extenso Rifte Cruzeiro do Sul e à formação da porção sul da Cadeia Jean Charcot de montes submarinos.

### **1.4.2 ESPECÍFICOS**

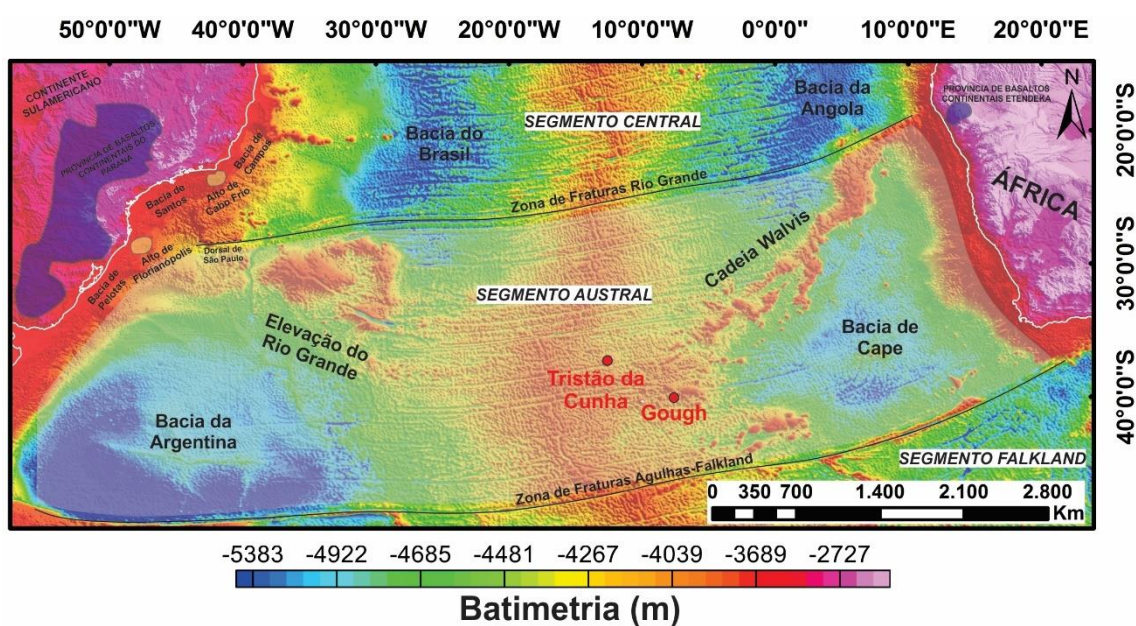
- Reconhecer e realçar as anomalias gravimétricas associadas aos segmentos da ERG e ao Rifte Cruzeiro do Sul, bem como identificar e delimitar depocentros formados sobre a elevação;
- Analisar os dados magnéticos e mapear de forma mais precisa as zonas de fraturas oceânicas (ZFOs), que seccionam toda a ERG;
- Propor um modelo tectono-estrutural regional que considere a possível influência das ZFOs na formação e evolução do Rifte Cruzeiro do Sul e na curvatura da porção sul da Cadeia Jean Charcot;
- Propor um modelo de evolução espacial-temporal da ERG e dos segmentos da Dorsal Meso-atlântica durante sua interação com a Pluma Tristão da Cunha – Gough na abertura do Oceano Atlântico Sul em meio as ZFOs;

## **2 CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL REGIONAL**

A Elevação do Rio Grande (ERG) está localizada no segmento Austral do Oceano Atlântico Sul e possui um padrão batimétrico bastante complexo, dominado por uma alta concentração de montes submarinos, guyots, vales encaixados e escarpas elevadas (Alves, 1981). Essa elevação limita a sul e a norte as bacias oceânicas do

Brasil e da Argentina, respectivamente, e é circundada por algumas das bacias sedimentares da margem continental brasileira, como Pelotas, Santos e Campos, sucessivamente distribuídas entre o Alto de Florianópolis e de Cabo Frio (Figura 2).

Essa elevação tem sua gênese associada à correlação entre ruptura continental e episódios magmáticos, resultando em largas províncias ígneas conjugadas no Atlântico Sul, como é o caso do sistema Elevação do Rio Grande - Cadeia Walvis (Gamboa *et al.*, 1984). O magmatismo associado a essa província é comumente ligado à pluma mantélica Tristão da Cunha – Gough, que na fase inicial de “cabeça da pluma” formou os basaltos da Província Magmática Paraná – Etendeka na litosfera continental durante o Cretáceo Médio, e subsequente a isso, na fase “calda da pluma”, formou a Elevação do Rio Grande e a Cadeia Walvis durante a abertura do Atlântico Sul (Wilson *et al.*, 1963; Morgan *et al.*, 1971).



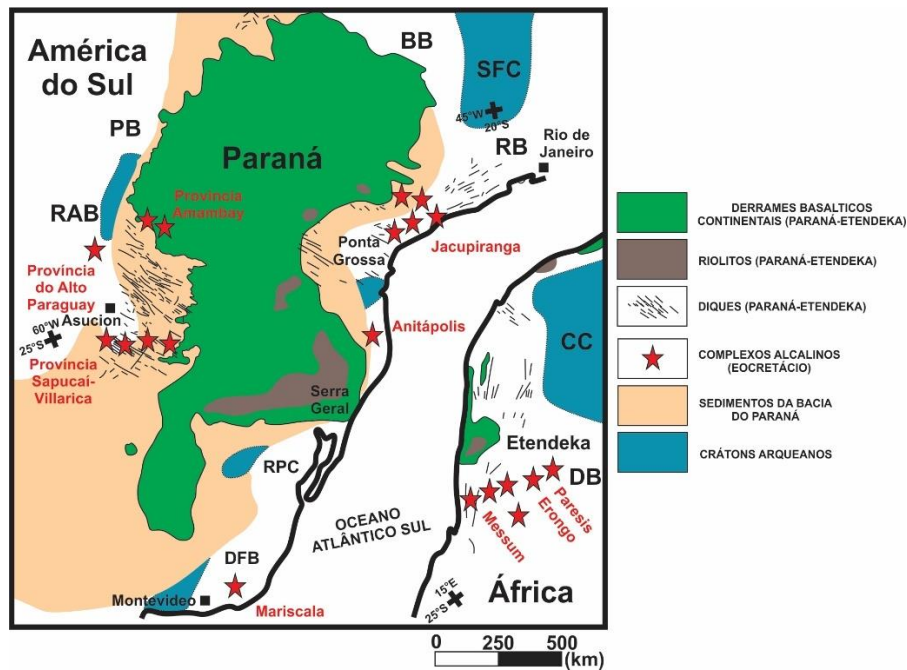
**Figura 2** – Mapa batimétrico com o posicionamento do sistema de cadeias ígneas Elevação do Rio Grande – Walvis (no segmento austral do oceano Atlântico Sul) e do vulcanismo Paraná-Etendeka (nos continente sul americano e africano, respectivamente). Os pontos quentes Tristão da Cunha e Gough são representados pelos círculos vermelhos.

## 2.1 ABERTURA DO ATLÂNTICO SUL E A FORMAÇÃO DO SISTEMA ELEVACÃO DO RIO GRANDE – CADEIA WALVIS

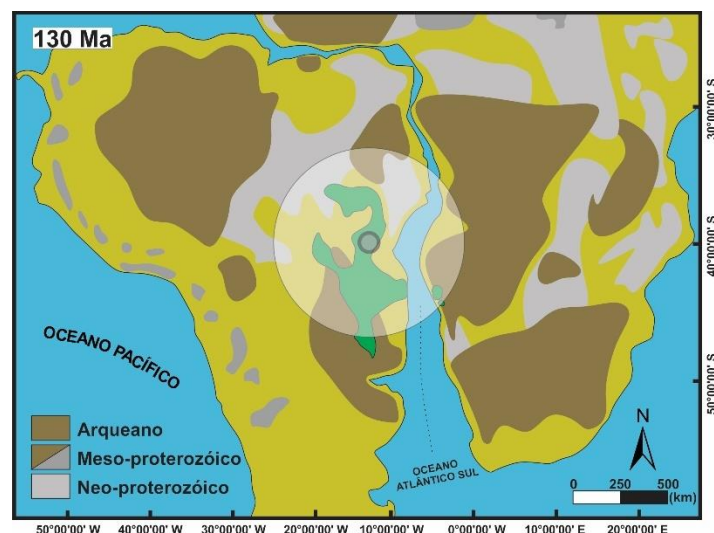
No decurso da ruptura do supercontinente Gondwana no início do Cretáceo, um volumoso vulcanismo basáltico (área de ~1.200.000 km<sup>2</sup>) cobriu grande parte da Bacia do Paraná, dando origem à formação Serra Geral no sul da América do Sul (Renne *et al.*, 1992). Esta região é dominada por basaltos andesíticos de filiação toleítica, com porções subordinadas de riodacitos e riolitos, além de soleiras de diabásio e gabro e diques de diabásio (Wildner *et al.*, 2006). Esses derrames magmáticos também ocorreram na porção leste africana, em uma área com cerca de 80.000 km<sup>2</sup> na Namíbia, Angola, Congo e Gabão. A ocorrência de derrames e enxames de diques de rochas predominantemente basálticas relacionadas ao mesmo evento é conhecida por Vulcanismo Etendeka (Renne *et al.*, 1992). As províncias magmáticas do Paraná e Etendeka (formadas antes do espalhamento oceânico do Atlântico Sul) estão, provavelmente, relacionadas à presença da pluma Tristão da Cunha - Gough sob a litosfera subcontinental (Morgan, 1981; White & McKenzie, 1989; O'Connor & Duncan, 1990; Meisling *et al.* 2001) (Figura 3). Essa pluma foi a responsável por um domeamento litosférico e pelo soerguimento de uma ampla área subcontinental, sobretudo na região sudeste do continente sul americano, alterando a sua reologia e tornando-a mais dúctil e menos resistente aos esforços distensivos (Stanton, 2009). Essa observação sustenta a relação de causa e efeito entre o soerguimento provocado pelo ponto quente e o consequente rifteamento, seguido da abertura do Oceano Atlântico Sul (O'Connor *et al.*, 1990). De acordo com a proposta de Gibson *et al.* (2005), a pluma mantélica em questão, há aproximadamente 137 Ma, teria afetado a litosfera continental do supercontinente Gondwana antes ou no início do rifteamento com uma zona de atuação desta pluma superior a 500 km de alcance. Ainda segundo Gibson *et al.* (2005), o topo dessa pluma estaria a mais de 50 km de profundidade na base do manto litosférico. (Figura 4).

Assim como Província Magmática Paraná-Etendeka, a Elevação do Rio Grande e a Cadeia Walvis também são conhecidas na literatura como *Large Igneous Provinces* (LIPs) (Figura 5), termo utilizado para grandes intrusões crustais de rochas máficas, comumente associadas a pontos quentes (Conffin *et al.*, 1994). Segundo O'Connor *et al.* (1990), a formação do sistema Elevação do Rio Grande – Cadeia Walvis está relacionada à presença da pluma Tristão da Cunha – Gough nas proximidades do eixo de espalhamento do assoalho oceânico da dorsal meso-

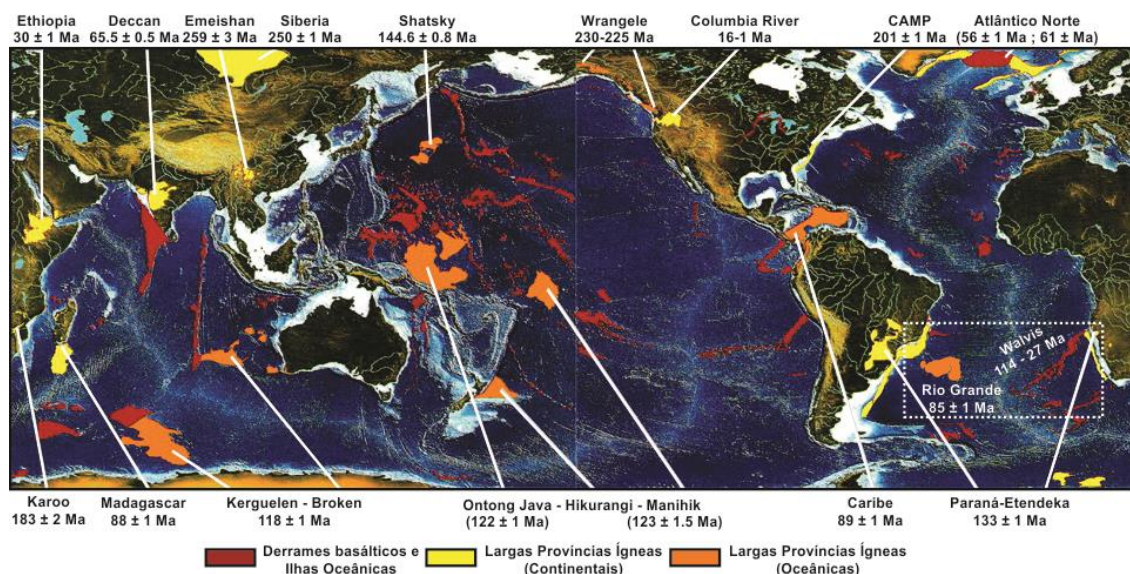




**Figura 3** – Distribuição das rochas ígneas alcalinas e toleíticas na Província Ígnea Paraná-Etendeka durante a ruptura continental. BB – Faixa Brasília; RB – Faixa Ribeira; DB – Faixa Damara; DFB – Faixa Dom Feliciano; PB – Faixa Paraguay; CC - Cráton do Congo; LA – Cráton Luís Alves; RAB – Bloco Rio Apa; RPC – Cráton do Rio de La Plata; SFC – Cráton São Francisco; (Modificado de Stewart *et al.*, 1996)



**Figura 4** – A região sombreada representa a zona de influência de um *hotspot* hipotético de grande diâmetro que se formou acima da pluma Tristão da Cunha – Gough no Cretáceo Inferior (130 Ma). As áreas em verde representam os derrames basálticos Paraná – Etendeka. (Modificada de O'Connor & Duncan, 1990)



**Figura 5** – Mapa com a distribuição das Largas Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces - LIPs*) do Fanerozoico. As províncias são representadas em amarelo (continentais) e laranja (oceânicas) e as áreas em vermelho representam derrames basálticos e ilhas oceânicas. A Elevação do Rio Grande e a Cadeia Walvis estão localizadas dentro da área do polígono branco pontilhado (Adaptado de Mahoney & Coffin, 1997).

oceânica no Oceano Atlântico Sul. Baseados em idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de rochas vulcânicas basálticas da ilha de Tristão da Cunha e das elevações de Rio Grande e Walvis, os autores ainda sugerem a existência dessa pluma atuando a partir de uma área localizada nas imediações do arco de Ponta Grossa (Figura 3), de onde se propagou o magmatismo encontrado nas elevações oceânicas e na já abordada Província Paraná-Etendeka. O'Connor *et al.* (1990) afirmou que a pluma mantélica encontra-se atualmente a 550 km do eixo central da dorsal mesoceleânica, sugerindo que há aproximadamente 70 Ma houve um deslocamento do segmento central da dorsal mesoceleânica para oeste. Corrêa (2004) reforça que este afastamento pode explicar a morfologia das formações vulcânicas Elevação do Rio Grande – Cadeia Walvis. O mesmo autor reitera que, caso o ponto quente seja mesmo o responsável pela formação das cadeias vulcânicas, a morfologia esperada destas cadeias, de acordo com Kumar (1979), deveria ser em forma de “V”, com o eixo de simetria na dorsal mesoceleânica e as porções simétricas desse formato seguindo a orientação das cadeias vulcânicas em direção aos continentes. Entretanto, de acordo com Corrêa (2004), o que se observa é a ausência de um rastro vulcânico conectando a terminação sudeste da Elevação do Rio Grande a região onde

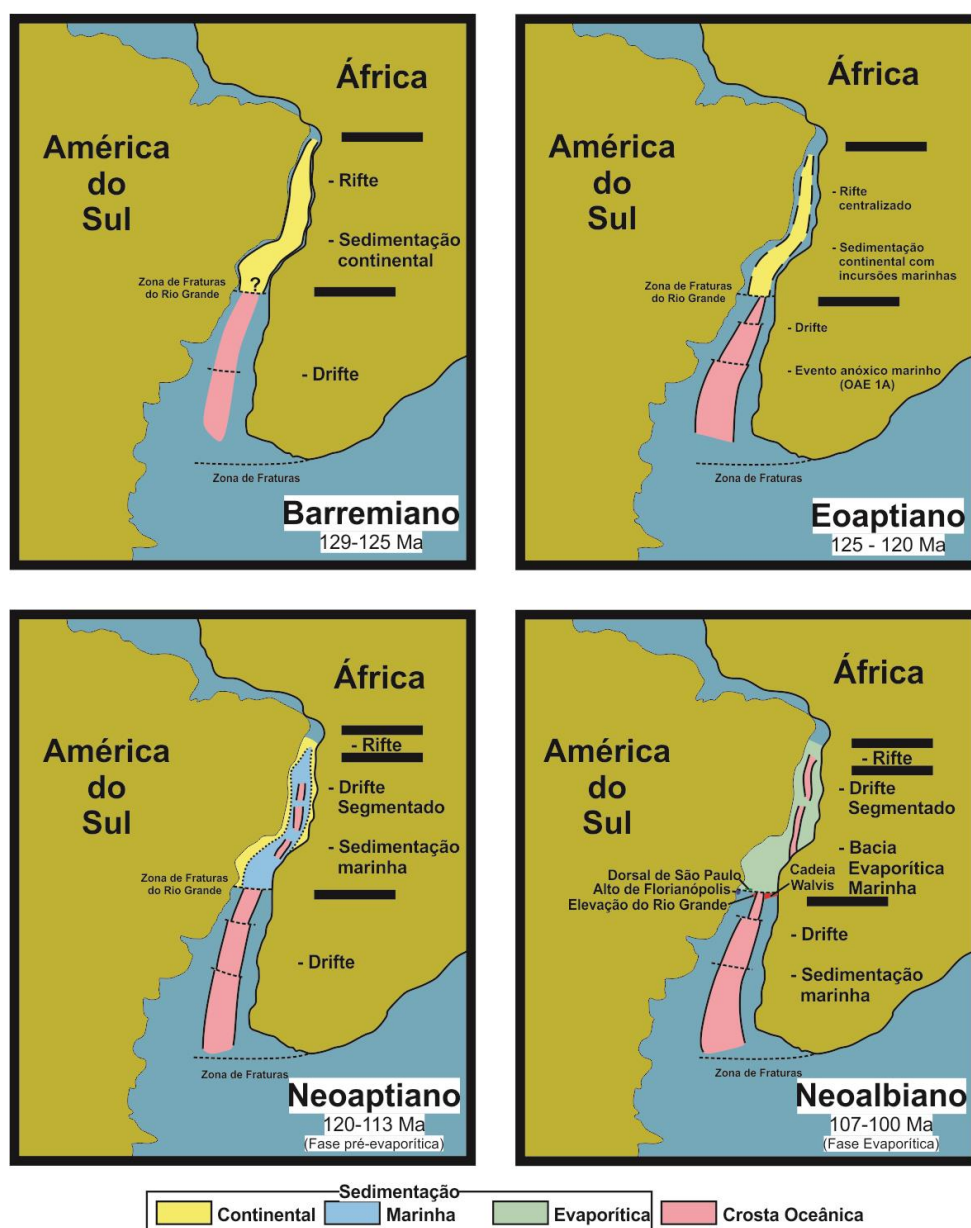
está localizado o ponto quente. Esta ausência é associada à migração da dorsal mesoceânica para oeste, o que possivelmente suspendeu o fornecimento de material mantélico proveniente da pluma (O'Connor *et al.*, 1990). A continuidade dessa atividade vulcânica na placa africana, em meio ao rearranjo progressivo da dorsal meso-atlântica, caracterizou um vulcanismo em um contexto intraplaca.

## **2.2 ELEVAÇÃO DO RIO GRANDE, RIFTE CRUZEIRO DO SUL E CADEIA JEAN CHARCOT**

Em seu estágio inicial de desenvolvimento, a ERG formou durante o Barremiano-Albiano, juntamente com o Alto de Florianópolis, a Dorsal de São Paulo e a Cadeia Walvis, uma barreira que afetou intensamente a circulação marinha, favorecendo a formação de espessos pacotes evaporíticos em uma bacia fechada a norte, favorecendo condições marinhas abertas a sul dessa barreira (Leyden *et al.*, 1971; Ponte & Asmus, 1976; Souza, 1993; Machado, 2010). Segundo Machado (2010), a barreira imposta à circulação de águas marinhas oriundas do sul restringiu os depocentros salinos lacustres a algumas das bacias das margens brasileira (Campos, Santos e Espírito Santo) e Africana (Angola, Congo e Gabão), tornando-os hipersalinos e favorecendo a precipitação de espessas sequências evaporíticas em um curto intervalo de tempo. Esta fase evolutiva de confinamento do oceano Atlântico Sul é conhecida como fase transicional evaporítica (Chang *et al.*, 1992), e precedeu a fase drifte ou de subsidência termal nas bacias marginais brasileiras e africanas (Machado, 2010) (Figura 6). Atualmente, a ERG, juntamente com a Dorsal de São Paulo, ainda formam uma extensa barreira fisiográfica entre as bacias oceânicas, e desde o Mioceno, a principal via de fluxo para as correntes de fundo oceânico e o transporte sedimentar entre essas bacias são os canais de Vema e de Hunter, a oeste e a leste da ERG, respectivamente (Kaji *et al.*, 2011).

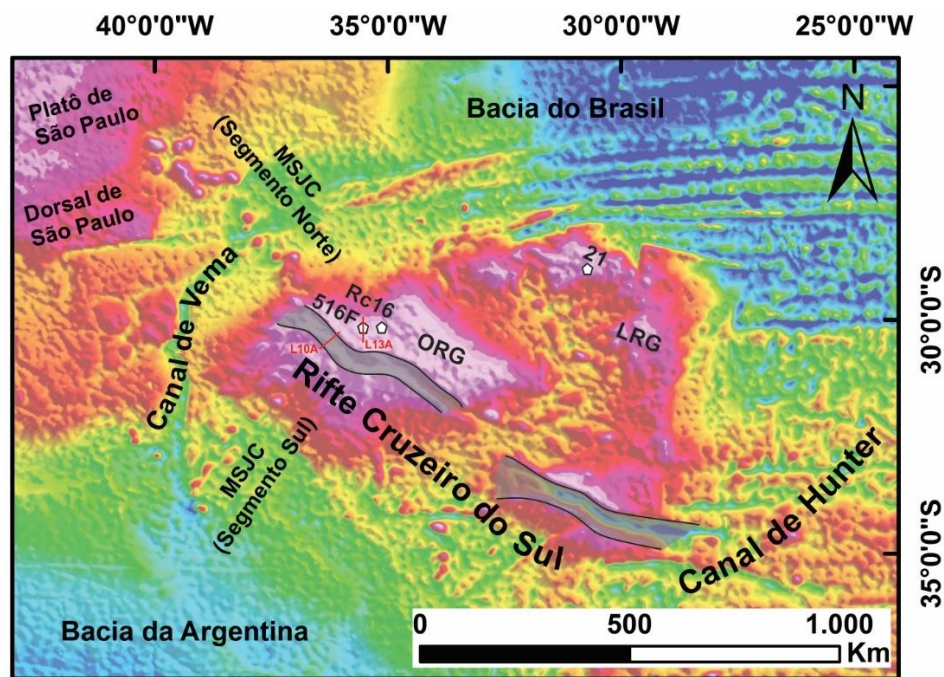
Em sua configuração atual, a ERG se estende entre as latitudes de 27°S a 36°S e as longitudes 27°W e 40°W e o seu topo chega a alcançar lâminas d'água inferiores a 1000 m, onde a profundidade média do assoalho oceânico adjacente é de aproximadamente 4000 m. A ERG é subdividida em dois extensos segmentos, um oeste (ORG) e um leste (LRG) (Gamboa & Rabinowitz, 1984) (Figura 7). O segmento ORG tem aproximadamente um formato elíptico e uma distribuição paralela às zonas de

fraturas oceânicas, formadas durante a separação continental América do Sul – África. O segmento LRG tem uma feição alongada na direção N-S, paralela em parte com um trecho da cadeia Walvis mais próxima à África e aproximadamente paralela ao eixo da dorsal meso-oceânica. No segmento oeste da ERG, o embasamento é representado por basaltos toleíticos com idade Cretácea (85 Ma). O testemunho do poço 516F do DSDP foi o único a atingir as rochas do embasamento da elevação a uma profundidade de 1270,6 m (Barker *et al.*, 1983a; Florindo *et al.*, 2015), e foi perfurado em uma região onde a espessura sedimentar varia entre 1100 e 1500 m.



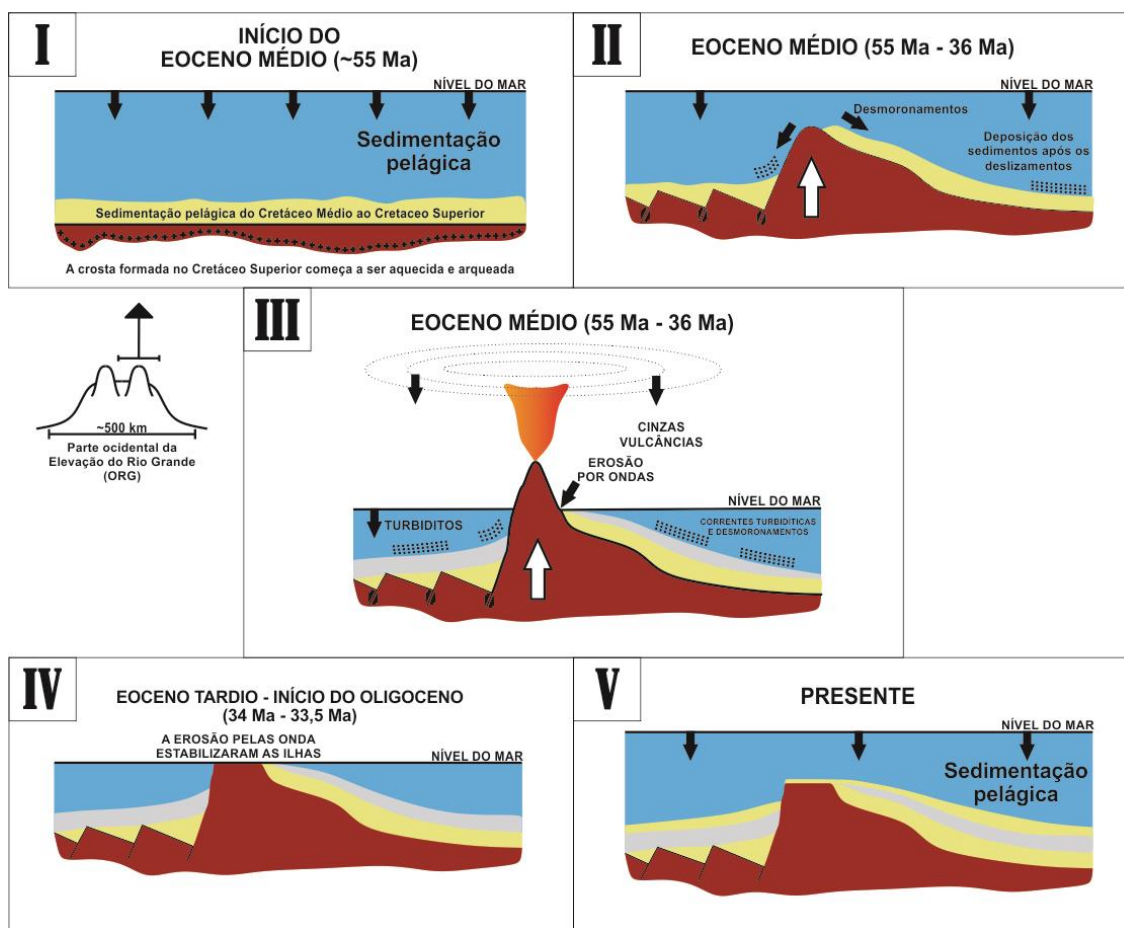
**Figura 6** – Modelo paleogeográfico do Atlântico Sul no Barremiano-Neobiano (Modificado de Dias, 2005).





**Figura 7** – Elevação do Rio Grande e Rifte Cruzeiro do Sul (polígono cinza). Os círculos brancos representam o furo de sondagem 516F e as amostras dragadas do ponto RC16. As linhas vermelhas são a localização das linhas sísmicas L10A e L13A. ORG – Oeste do Rio Grande; LRG – Leste do Rio Grande; MSJC – Montes Submarinos Jean Charcot;

A ERG foi formada em um centro de espalhamento oceânico próximo ao nível do mar no período Santoniano-Coniaciano e, subsequentemente, sofreu uma subsidência termal acompanhada por uma sedimentação pelágica (Barker, 1983b; Gamboa & Rabinowitz, 1984). Em uma fase seguinte no meio do período Eocênico (40 Ma), um episódio vulcânico alcalino soergueu o segmento ORG, como observado em amostras dragadas no ponto RC16 (Gamboa & Rabinowitz, 1984). Após as estruturas vulcânicas atingirem condições subaéreas e ilhas vulcânicas terem sido formadas, a porção exposta do segmento ORG foi erodida, resultando numa nova fase de sedimentação, caracterizada por correntes de turbidez e desmoronamentos devido à extensão e ao movimento da crosta subjacente. Sismos associados à atividade vulcânica geraram fluxos de turbidez, cujos sedimentos foram depositados sobre a plataforma principal da ERG em estreita associação com os depósitos de cinzas vulcânicas produzidos durante as erupções. Por fim, toda a província sofreu uma nova subsidência térmica e um novo período de sedimentação pelágica prevaleceu novamente sobre todo esse segmento (Detrick *et al.*, 1977) (Figura 8).



**Figura 8** – Modelo evolutivo para os guyots e área adjacentes da plataforma central do segmento oeste da ERG baseado em dados sísmicos e de perfuração. Modelo ilustrado fora de escala. (Modificado de Gamboa *et al.*, 1984)

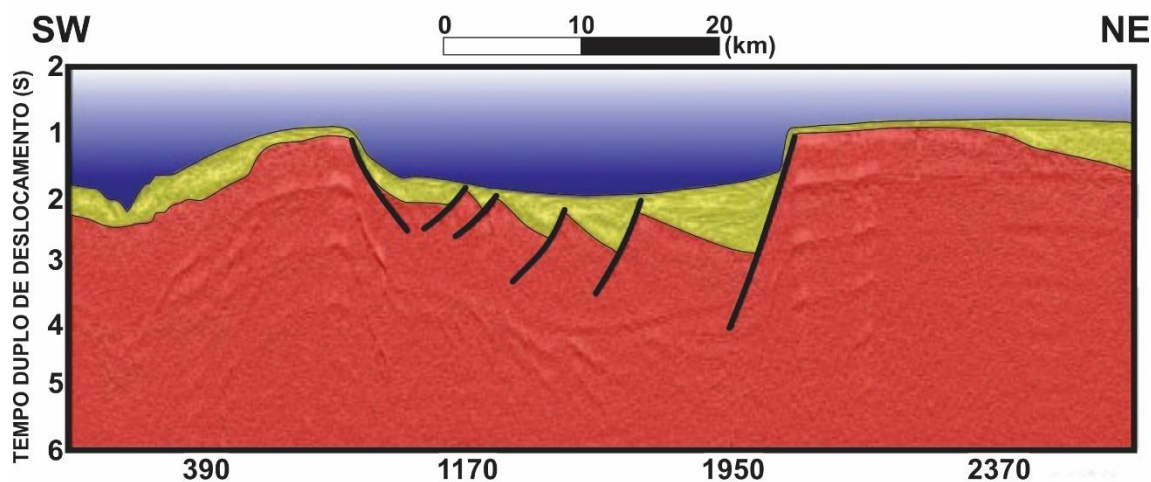
O conhecimento sobre o segmento LRG é limitado. De acordo com Gamboa e Rabinowitz (1984), esse segmento é limitado a norte e a sul por zonas de fraturas e em algumas regiões possuem espessura sedimentares de até 800 m, com base em algumas poucas linhas sísmicas. Na área da perfuração do DSDP 21, o embasamento foi datado, usando dados de bioestratigrafia, com 71 Ma segundo Detrick *et al.* (1977), e entre 84 e 75 Ma de acordo com O'Connor & Ducan (1990). Entretanto, a perfuração DSDP 21 não atingiu o embasamento nessa região. O segmento LRG é separado do ORG por uma estreita e restringida planície abissal, que possui profundidades superiores a 4500 m. Inúmeros montes submarinos e guyots estão distribuídos por essa planície (Gamboa *et al.*, 1984). De acordo com a distribuição das zonas de fraturas oceânicas e da distância para a atual cadeia mesoceânica, Gamboa *et al.* (1984) sugeriu que uma parte do segmento LRG e sua porção conjugada na Cadeia Walvis foram formadas

simultaneamente e pelos mesmos processos tectônicos. Acredita-se que os dois segmentos da Elevação do Rio Grande possuem características e origem distintas, já que o segmento ORG não possui uma feição conjugada na placa africana (Gamboa *et al.*, 1984).

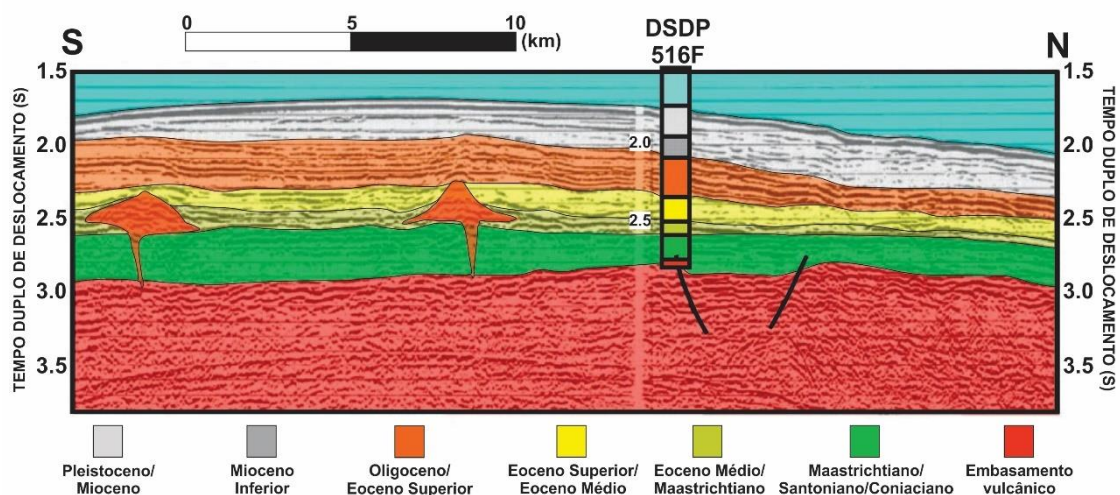
Os dois segmentos da ERG são truncados por um rifte de 10 a 20 km de largura e 1500 km de extensão, seguindo um *trend* NW-SE (Mohriak *et al.*, 2010; Ussami *et al.*, 2012) (Figura 7). Esta depressão batimétrica linear é claramente marcada em mapas batimétricos e gravimétricos, sendo denominada de Rifte Cruzeiro do Sul. Essa feição está associada a um evento tectono-magmático que atingiu a ERG, possivelmente desencadeado pelo rearranjo das placas tectônicas entre o Paleógeno-Neógeno. Essa mesma estrutura apresenta um aumento da subsidência em direção a sua extremidade SE e os flancos soerguidos seguem a mesma tendência da calha central (Mohriak *et al.*, 2010). A seção sísmica L10A, reinterpretada por Mohriak *et al.* (2010) (Figura 9), evidencia que as falhas de borda do rifte atingem o embasamento e que a falha da margem NE é a falha principal dessa feição neotectônica no perfil. O descolamento das falhas principais é uma característica comum em riftes e pode ser observado em riftes análogos, como os do leste africano, descritos por Rosendahl (1987). O Alto de Cabo Frio, que divide as duas maiores províncias petrolíferas do Brasil, as bacias de Campos e Santos, pode ser a continuação terrestre da zona de calhas do Rifte Cruzeiro do Sul (Souza *et al.*, 1993).

De acordo com as interpretações sísmicas realizadas por Mohriak *et al.* (2010), existem estruturas distensionais na crosta oceânica, formando semi-grábens, tanto no cume quanto nos flancos desse rifte, provavelmente associados a uma maior propagação da estrutura na direção NW durante o Paleógeno e Neógeno. O embasamento vulcânico foi visualizado nas seções sísmicas através de refletores inclinados relacionados aos derrames basálticos, formados a partir do início do centro de espalhamento oceânico (Mohriak *et al.*, 2010). Eles foram observados anormalmente rasos em relação a superfície e provavelmente constituíram uma ilha subaérea durante o período Santoniano (Barker *et al.*, 1981; Mohriak *et al.*, 2010). Ainda durante o Paleógeno, ocorreram intrusões ígneas e cones vulcânicos tanto em crosta oceânica quanto em crosta continental, comprovando a existência de pulsos tectônicos e de atividade magmática em escala regional (Souza *et al.*, 1993). Em suas interpretações sísmicas, Mohriak *et al.* (2010) destacaram uma espessa sedimentação Eocênica-Oligocênica no

ápice e nos flancos do rifte (Figura 10). Além disso, também foram observadas camadas vulcânicas formadas no período Eocênico (Fodor & Thieda, 1977b).



**Figura 9** – Interpretação da Linha sísmica L10A (Adaptado de Mohriak *et al.*, 2010).



**Figura 10** – Interpretação da Linha sísmica L13A (Adaptado de Mohriak *et al.*, 2010).

Os montes submarinos Jean Charcot (JCS), que cruzam a borda oeste da ERG em alto ângulo (Figura 7), permanecem completamente sem amostragem e inexplorados, de modo que a idade e a composição desses vulcões são desconhecidas. Os montes submarinos dessa cadeia estão distribuídos em dois extensos lineamentos vulcânicos, um noroeste da ERG, entre as latitudes 26°S - 30°S e as longitudes 37°W - 40°W, e um a sudeste da ERG, entre as latitudes 31°S - 34°S e as longitudes 37°W - 39°W. Essa cadeia possui uma acentuada curvatura na porção sul dos seus montes submarinos. Essa orientação é NE-SW, diferente da porção norte, que tem uma



orientação NW-SE e segue o *trend* do Rifte Cruzeiro do Sul. Essa rotação, de acordo com alguns autores, não deve ter relação com a passagem da placa sul-americana sobre um ponto quente, já que a orientação principal desse rearranjo foi NW refletindo o movimento absoluto dessa placa durante o Cretáceo (O'Connor & Duncan, 1990; Bryan & Cherkis, 1995), como observado em vários montes submarinos distribuídos ao longo da margem brasileira.

### **3 ASPECTOS METODOLÓGICOS**

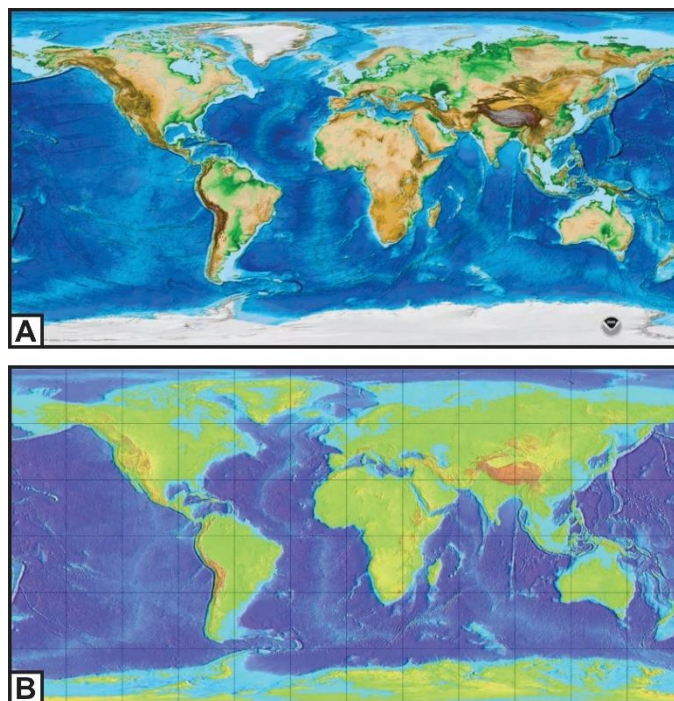
#### **3.1 BATIMETRIA**

##### **3.1.1 DEFINIÇÃO E DADOS UTILIZADOS (MODELO ETOPO1)**

As informações batimétricas representam as mensurações da profundidade do fundo dos rios, lagos, mares e oceanos a partir da superfície da água (Suguio, 1998), analogamente a altimetria de áreas emersas. Os dados batimétricos são utilizados no estudo de relevos de áreas submersas e podem ser representados através de dados XYZ, que representam as coordenadas geográficas (latitude (X) e longitude (Y)) e a espessura da coluna d'água (Z) (Gomes, 2012). Os dados batimétricos utilizados nesse trabalho foram extraídos do projeto ETOPO1, um modelo de relevo global criado em 2008 pelo *National Geophysical Data Center* (NGDC/NOAA) a partir do aperfeiçoamento da resolução e da acurácia de sua versão anterior, o ETOPO2v2.

O objetivo de criar o modelo de relevo em questão é servir de auxílio na previsão, modelagem e monitoramento de tsunamis, bem como a modelagem da circulação oceânica e a visualização do planeta Terra (Amantes & Eakins, 2009). O ETOPO1 está disponível em duas versões, a “Superfície de Gelo” (malha regular da superfície terrestre, representando o topo das camadas de gelo da Groenlândia e Antártica (Figura 11A); e a “Escudo Rochoso” (malha regular da superfície terrestre, representando as rochas sobre a camada de gelo (Figura 11B), sendo a primeira versão a utilizada nessa pesquisa. Ambas as versões foram produzidas a partir de diversos conjuntos de dados digitais regionais e globais cedidos por instituições acadêmicas e agências governamentais americanas e internacionais. Esse modelo representa, mais precisamente, uma compilação de dados topográficos da *Space Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e dados de topografia global em regiões fora da área

alcance da cobertura SRTM. O ETOPO1 possui uma resolução espacial de 2 km e engloba toda a superfície terrestre, desde 90° S a 90° N em latitude e 180° S a 180° N em longitude (Amantes & Eakins, 2009).



**Figura 11** – Mapas topográficos nas versões “Superfície de Gelo” (A) e “Escudo Rochoso” (B) do modelo ETOPO1. (Adaptado de Amantes & Eakins, 2009)

O modelo é disponibilizado para a comunidade científica já pré-processado e seguindo as especificações da Tabela 1 a seguir:

**Tabela 1** – Especificações do modelo ETOPO1 (Adaptado de Amantes & Eakins, 2009).

Versões	Superfície de Gelo e Escudo Rochoso
Área de Cobertura	Global: -180° a 180°, -90° a 90°
Sistema de Coordenadas	Graus Decimais Geográficos
Datum Horizontal	<i>World Geodetic System of 1984 (WGS 84)</i>
Datum Vertical	Nível do Mar
Unidade Vertical	Metros
Tamanho da Célula	1 arco-minuto (~2 km)
Formato da Grade	netCDF, g98, binary float, tiff e xyz

Nessa pesquisa os dados batimétricos foram interpolados através do método de Mínima Curvatura com tamanho de células de  $0,0333^\circ$  ( $\sim 3,7$  km).

## 3.2 GRAVIMETRIA

### 3.2.1 DEFINIÇÃO E O CÁLCULO GLOBAL DAS ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS

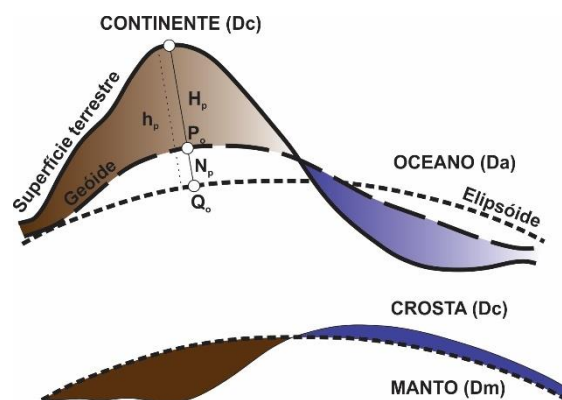
Podemos enunciar as anomalias do campo gravitacional como sendo a diferença entre a aceleração gravitacional causada pelo contraste de densidades entre as massas litosféricas em um determinado ponto e aquela produzida pela distribuição de massas em um modelo de referência (Bonvalot *et al.*, 2012). A abordagem gravimétrica é essencial na Geodésia e na Geofísica. No campo da Geodésia, as anomalias gravimétricas são usadas para representar o modelo físico do formato do planeta Terra, também conhecido como geóide (Figura 13), uma superfície equipotencial que representa, de forma aproximada, o nível médio dos oceanos (Bonvalot *et al.*, 2012). Na Geofísica, as anomalias gravimétricas são usadas para investigar a distribuição de massas (e suas densidades) do interior da Terra para mapear estruturas geológicas em profundidade na crosta e manto superior (Bonvalot *et al.*, 2012). Recentemente, de acordo com Bonvalot *et al.* (2012), novas formulações têm sido propostas para calcular anomalias gravimétricas com base em um modelo terrestre fidedigno e com informações geodésicas precisas (Li & Götze, 2001; Hackney & Featherstone, 2003); Hinze *et al.*, 2005; NGA, 2008; Kuhn *et al.*, 2009).

A anomalia gravimétrica Bouguer em um ponto P na superfície terrestre é da seguinte formulação:

$$\Delta G_B(P) = G_{OBS}(P) - G_{TEOR}(P) = G_{OBS}(P) - \gamma_0(Q_0) + \delta G_{CAL} - \delta G_{TOP} + \delta G_{ATM} \quad (1)$$

onde  $G_{OBS}(P)$  é a gravidade observada em um dado ponto P e  $G_{TEOR}(P)$  é a gravidade teórica computada através do modelo de terrestre de referência.

Bonvalot *et al.* (2012) esclarecem nas formulações para a criação do seu modelo global de anomalias gravimétricas (o WGM2012) que a gravidade teórica correspondente ao ponto P pode ser obtida a partir da



**Figura 12** – Principais superfícies geodésicas utilizadas no cálculo de anomalias gravimétricas.  $H_p$  é a altura ortométrica de P (normal ao geóide em  $P_o$ ).  $h_p$  e  $N_p$  são as alturas do elipsoide e do geóide, respectivamente (normal ao elipsóide em  $Q_o$ ). A parte inferior ilustra o princípio de compensações de massas topográficas no limite crosta-manto, usado no modelo isostático de Airy-Heiskanen. (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

gravidade normal  $\gamma_0(Q_o)$ , determinada na superfície do elipsoide de referência através da fórmula de Somigliana-Pizzetti,

$$\gamma_0 = 978,049 (1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (2),$$

da correção ar-livre ( $\delta G_{CAL}$ ), representada pela mudança na gravidade normal a partir do elipsoide de referência para a localização do ponto P, usando a altura ortométrica  $H_p$ , e da correção topográfica ( $\delta G_{TOP}$ ), associada a atração gravitacional das massas acima ou abaixo do nível do mar. A correção topográfica é também conhecida como correção Bouguer completa nas aplicações geofísicas, e tem como objetivo, como descrito por Bonvalot *et al.* (2012), modelar e remover os efeitos não geológicos dos dados. Essa última correção é definida como a soma de dois termos: a correção Bouguer simples e a correção de terreno. Esses termos representam a atração gravitacional produzida num ponto P por uma placa Bouguer infinita de espessura e densidade constantes ( $H_p$  e  $D_c$ , respectivamente), e pelas irregularidades observadas nas informações topográficas e batimétricas residuais para a placa Bouguer. Além disso, ainda temos associado ao  $G_{TEOR}(P)$  o termo  $\delta G_{ATM}$ , que é uma correção atmosférica estabelecida em função da elevação em relação ao nível do mar, representando a massa da atmosfera (Bonvalot *et al.* 2012).

Como representado por Bonvalot *et al.*, (2012), a anomalia Bouguer completa reflete a alteração entre a gravidade observada e a computada para um modelo de

referência da terra em um mesmo ponto P. Essa anomalia Bouguer também pode ser obtida a partir da anomalia ar-livre  $\Delta G_{AL}(P)$  como expresso abaixo:

$$\Delta G_B(P) = \Delta G_{CAL}(P) - \delta G_{TOP} \quad (3)$$

Frequentemente calculam-se as anomalias gravimétricas em diferentes escalas para a investigação geofísica (locais e regionais) e diversas aproximações são aplicadas para a obtenção de cálculos em geometrias planares ou esféricas (Bonvalot *et al.*, 2012). Uma aproximação harmônica esférica tem sido usada para fornecer cálculos globais homogêneos e precisos de correções de gravidade e anomalias até o grau 10800 (resolução espacial equivalente a 1'x1'). Além disso, novos desenvolvimentos teóricos foram necessários para manipular harmônicos esféricos a graus mais altos e para chegar a esse nível de precisão no modelo (Balmino *et al.*, 2011; Bonvalot *et al.*, 2012).

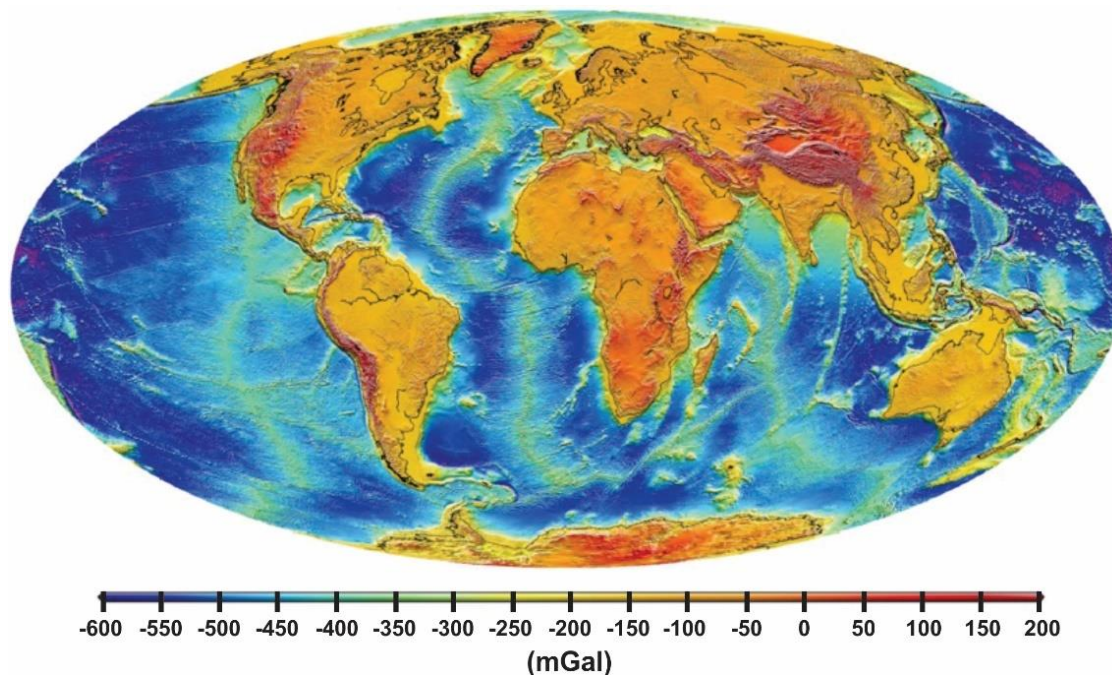
A anomalia gravimétrica Bouguer esférica em um ponto P da superfície terrestre é obtida através da formulação abaixo:

$$\begin{aligned} \Delta G_B(P) &= \Delta G_{SUPERFÍCIE \text{ AR-LIVRE}} - \Delta G_{MASSAS \text{ DE SUPERFÍCIE}} \\ &= G_{OBS}(P) - \gamma(Q) - \delta G_{MASSAS \text{ DE SUPERFÍCIE}} + \delta G_{ATM} \quad (4) \end{aligned}$$

o  $G_{OBS}(P)$  é a gravidade observada no ponto P,  $\gamma(Q)$  é a gravidade normal computada no ponto Q no Teluróide (representação analítica da superfície da terra), equivalendo a P e  $\delta G_{MASSAS \text{ DE SUPERFÍCIE}}$ , associados a atração gravitacional para todas as massas descritas no próximo parágrafo. Em cada ponto P, o efeito da placa Bouguer está implicitamente substituído pelo efeito de uma calota esférica (Bonvalot *et al.*, 2012).

Para os dados do modelo WGM2012, utilizado nessa pesquisa, o termo  $\delta G_{MASSAS \text{ DE SUPERFÍCIE}}$  produzido pelas massas abaixo e acima do nível do mar foi incorporado à geometria esférica utilizando os dados de elevação do modelo ETOPO1 (Amante & Eakins, 2009). O mesmo leva em conta os continentes, oceanos, lagos, mares insulares, calotas de gelo, plataformas e a superfície de regiões abaixo do nível do mar (Bonvalot *et al.*, 2012). O efeito da gravidade global resultante foi calculado a partir da análise harmônica esférica dos dados de elevação do modelo ETOPO1 (Figura 13). Assim como para as massas em superfície, Bonvalot *et al.* (2012) também obtiveram os coeficientes da gravidade harmônica esférica para a compensação de todos

os componentes de relevo para o modelo isostático de Airy-Keiskanen, com uma profundidade de compensação isostática constante de 30 km. Com isso, os autores produziram grades de correção global para as massas de superfície e anomalias isostáticas.



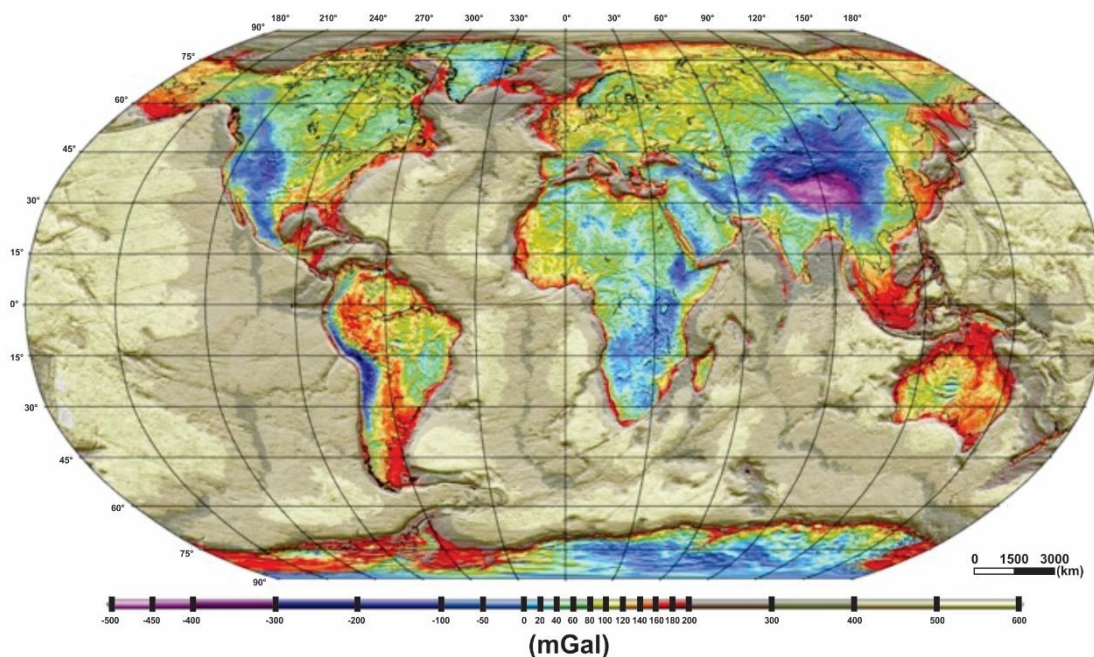
**Figura 13** – Atração da gravidade esférica das massas superficiais, considerada a partir do modelo de relevo global ETOPO1 no cálculo de anomalias Bouguer e isostáticas. Esta corresponde a contribuição da gravidade (em mGal) de toda a topografia terrestre, batimetria oceânica, lagos, mares interiores, calotas de gelo e plataformas de gelo, calculadas na geometria esférica a superfície da Terra. (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

### 3.2.2 DADOS GRAVIMÉTRICOS (MODELO WGM2012)

Os dados gravimétricos utilizados são do Projeto *World Gravity Map 2012* (WGM2012), disponíveis no banco de dados global do *International Gravimetric Bureau* (BGI). Esse banco de dados reúne um conjunto de mapas de anomalias gravimétricas de alta resolução espacial (~2 km). As malhas regulares são computadas a partir de modelos gravimétricos de referência (EGM2008 e DTU10) e de um modelo de elevação utilizado para correções de terreno (ETOPO1).



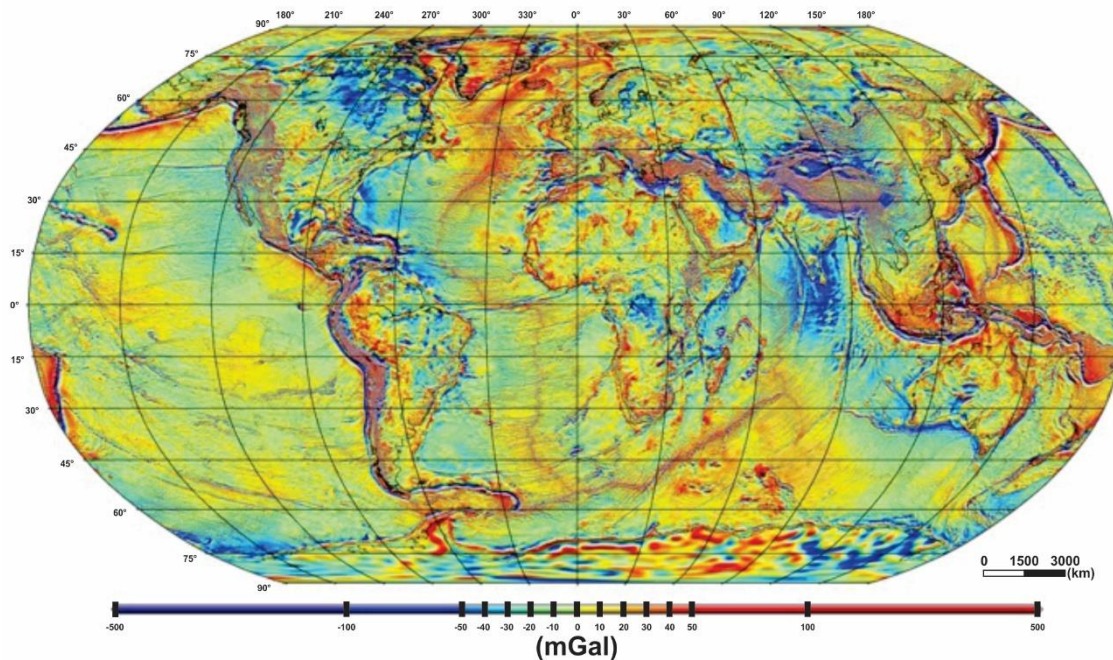
Os dados gravimétricos provenientes dos modelos *Earth Gravitational Model 2008* (EGM2008) é uma compilação de dados terrestres, aerotransportados e de satélite (Pavlis *et al.*, 2008). Enquanto que, o DTU10 é uma combinação de dados de doze anos de altimetria de satélite, proveniente de várias missões (ERS-1 GM + GEOSAT, Topex/Poseidon, JASON-1, ER-2, GFO-ERM, ICESAT), como descrito por Bonvalot *et al.* (2012) (Figuras 14).



**Figura 14** – Anomalias Bouguer do modelo *World Gravity Map 2012*(WGM2012). (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

As anomalias ar-livre do modelo foram calculadas para a superfície terrestre no contexto da teoria de Molodensky (Heiskanen & Moritz, 1967) e inclui correções para a massa da atmosfera (Bonvalot *et al.*, 2012) (Figura 15).

Por fim, o WGM2012 é o primeiro conjunto de dados de anomalias gravimétricas globais, que representam um modelo realístico dessas anomalias, levando em consideração a contribuição de massas superficiais (atmosfera, porção terrestre, oceanos, ilhas oceânicas, lagos, calotas polares e plataformas de gelo). Os dados já encontram-se pré-processados no banco de dados do BGI e nessa pesquisa foram interpolados através do método de mínima curvatura, com células de  $0,0333^\circ$  ( $\sim 3,7$  km).



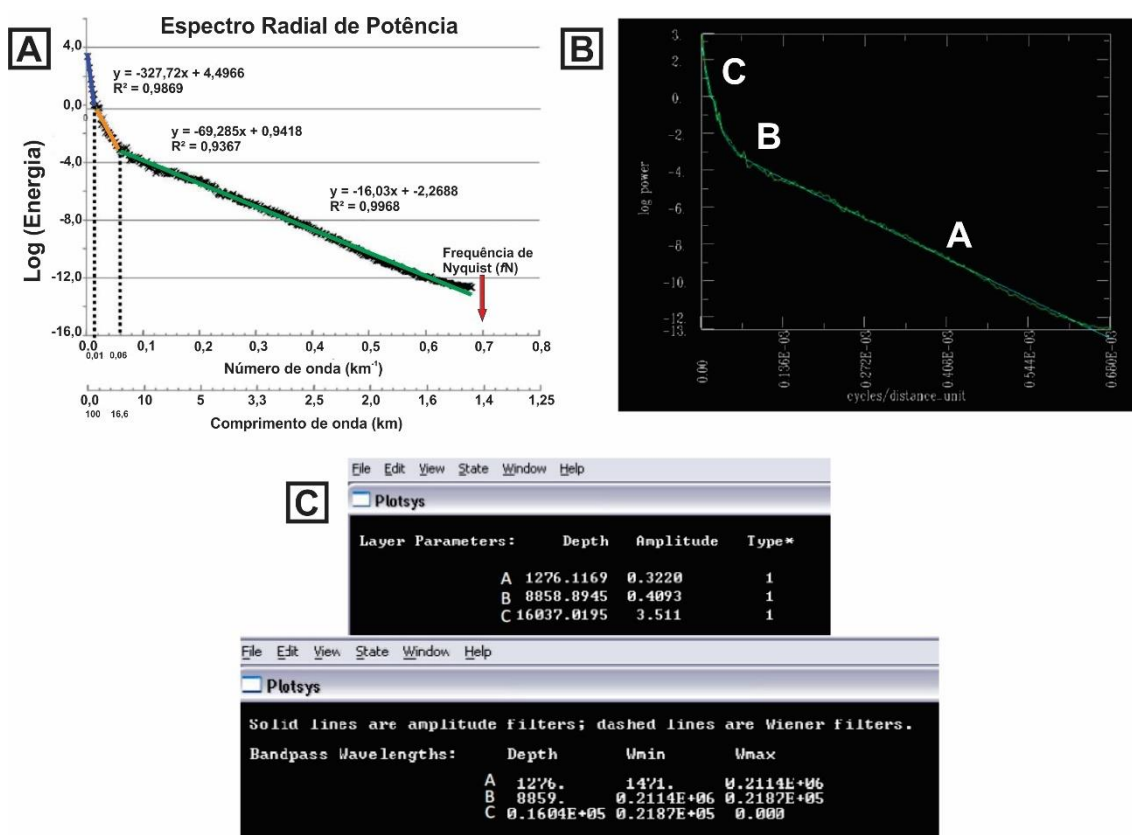
**Figura 15** – Anomalias Ar-livre do modelo *World Gravity Map 2012*(WGM2012). (adaptado de Bonvalot *et al.*, 2012)

### 3.2.3 SEPARAÇÃO REGIONAL - RESIDUAL

Para os dados de anomalias gravimétricas Bouguer, foi feita uma separação regional-residual com a aplicação da técnica *Matched Filter* (Phillips, 2001), para separar as anomalias relacionadas às fontes profundas, intermediárias e rasas do campo gravimétrico. A metodologia utilizada na pesquisa baseou-se na teoria desenvolvida por Spector & Grant (1970). Desta maneira, se definem retas com coeficientes angulares distintos na curva do espectro de potência do campo potencial analisado. Os cruzamentos destas retas são projetados no eixo das abscissas, definindo os números de onda que serão usados para desenhar os filtros de interesse, como os associados a fontes regionais (profundas) e as residuais (intermediárias e rasas). Esse método busca, através de filtros passa-banda e azimutais, proporcionar um ajuste melhor à amplitude do espectro de potência de um campo potencial através da separação em duas ou mais camadas equivalentes. Os parâmetros dos filtros são obtidos de forma iterativa, usando a técnica de otimização *Ridge Regression* (Phillips, 2001). A Figura 16 mostra um exemplo genérico da aplicação do *Matched Filter*, onde são indicados os números de onda que definem os filtros passa-banda (para a geração de malhas regulares com



informações de topo das fontes anômalas), a amplitude de cada conjunto dos dados e as profundidades médias do topo das fontes causadoras das anomalias.



**Figura 16** – Exemplo da interpretação do espectro radial de potência de um dado potencial genérico (A); Espectro radial de potência na interface do *Matched Filter* usado para definir as retas e configurar os parâmetros dos filtros a serem utilizados (B) e as profundidades médias das fontes obtidos após a aplicação do método (C). Notar as amplitudes de cada conjunto de dados e seus respectivos comprimentos de onda. (Adaptado de Araújo, 2012)

A aplicação do *Matched Filter* para o tratamento dos dados de anomalias Bouguer da Elevação do Rio Grande permitiu identificar três profundidades médias das fontes. As anomalias de maior comprimento de onda ( $>102$  km) foram associadas às fontes com profundidades superiores a 14 km. As anomalias Bouguer intermediárias ( $\lambda$  entre 34-102 km) foram relacionadas a fontes com profundidades entre 4 e 14 km. E as anomalias gravimétricas de curto comprimento de onda ( $< 34$  km) são relativas às fontes rasas ( $< 4$  km de profundidade). As interpretações das assinaturas geofísicas na

região da ERG foram baseadas apenas nos mapas de anomalias gravimétricas para os maiores comprimentos de onda do espectro de potência, com fontes a profundidades superiores de 23 km, e para anomalias gravimétricas intermediárias, associadas a fontes entre 4-14 km de profundidade. As anomalias de maior comprimento de onda, permitiram uma análise do comportamento isostático e tectônico regional da ERG em relação à placa litosférica que suporta seu magmatismo anômalo. Já as anomalias gravimétricas intermediárias foram úteis para mapear variações laterais de densidade devido às atividades vulcânicas na ERG e suas relações com as zonas de fraturas, que parcialmente controlam os mecanismos do alojamento magmático. As anomalias gravimétricas intermediárias também nos forneceram informações sobre a variação da espessura dos pacotes sedimentares sobre os flancos e cumes da elevação. A figura 17 apresenta um fluxograma com as etapas de pré-processamento e processamento para os dados utilizados para os dados gravimétricos.

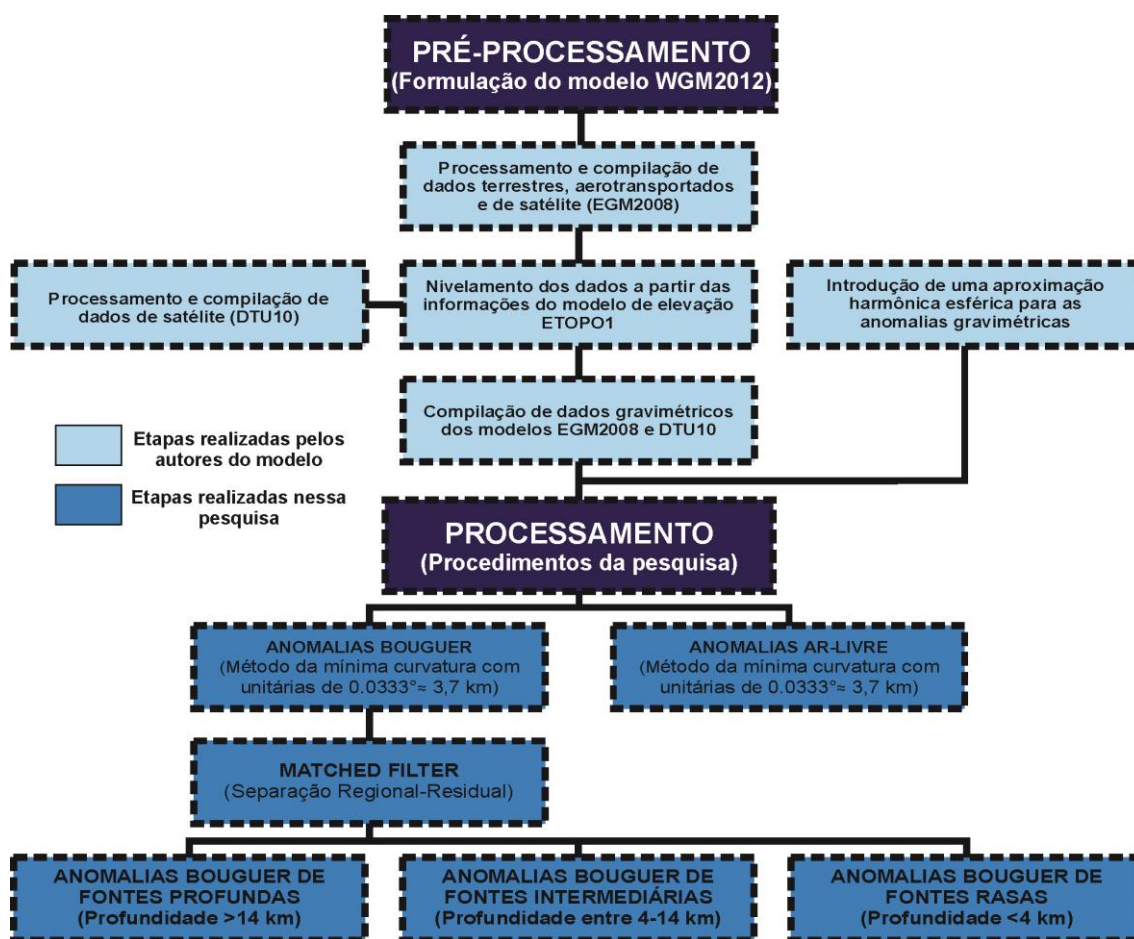


Figura 17 – Fluxograma simplificado de processamento do modelo WGM2012.

### 3.3 MAGNETOMETRIA

#### 3.3.1 DEFINIÇÃO E PADRÃO DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS NOS OCEANOS

O princípio do método magnético baseia-se numa propriedade física dos minerais denominada susceptibilidade magnética. Esta propriedade depende da quantidade de minerais metálicos presentes nas rochas, bem como das suas composições e das suas respectivas quantidades. A associação desses parâmetros no interior das rochas produzem anomalias em meio ao campo magnético terrestre (Luiz & Silva, 1995). Essas anomalias podem ser detectadas por meio de magnetômetros e representam uma importante fonte de obtenção de informações sobre a estruturação interna terrestre (Ramos, 2010).

Como visto em Ramos (2010), as rochas apresentam dois tipos principais de magnetização: a induzida ( $J_I$ ) e a remanescente/remanente ( $J_R$ ). A magnetização induzida está relacionada à componente de magnetização produzida em consequência de um campo magnético aplicado, em outras palavras, de um campo secundário induzido, essa componente desaparece quando esse campo magnético é retirado. Já a magnetização remanescente permanece mesmo após a remoção do campo magnético, onde os dipólos magnéticos de alguns minerais das rochas se orientam segundo a direção do campo magnético que atuava na Terra no período em que os mesmos cristalizaram-se. Um vetor resultante da soma das magnetizações induzida e remanescente é denominado de magnetização total ( $J$ ). Ela é proporcional ao campo aplicado, sendo “k” a constante de proporcionalidade conhecida como susceptibilidade magnética (Ramos, 2010). Logo, ao ser aplicado um campo magnético ( $F$ ), as magnetizações induzida e total são obtidas através da formulação de Telford *et al.* (1976):

$$J_I = kF \quad (5)$$

$$J = kF + J_R \quad (6)$$

De acordo com Telford *et al.* (1976), a combinação entre o campo magnético terrestre (proveniente das convecções no núcleo líquido da Terra), os campos magnéticos externos (oriundos de tempestades solares e correntes elétricas produzidas

na ionosfera), e o campo magnético anômalo (proveniente da magnetização dos minerais existentes nas rochas), compreende o campo magnético medido na superfície terrestre.

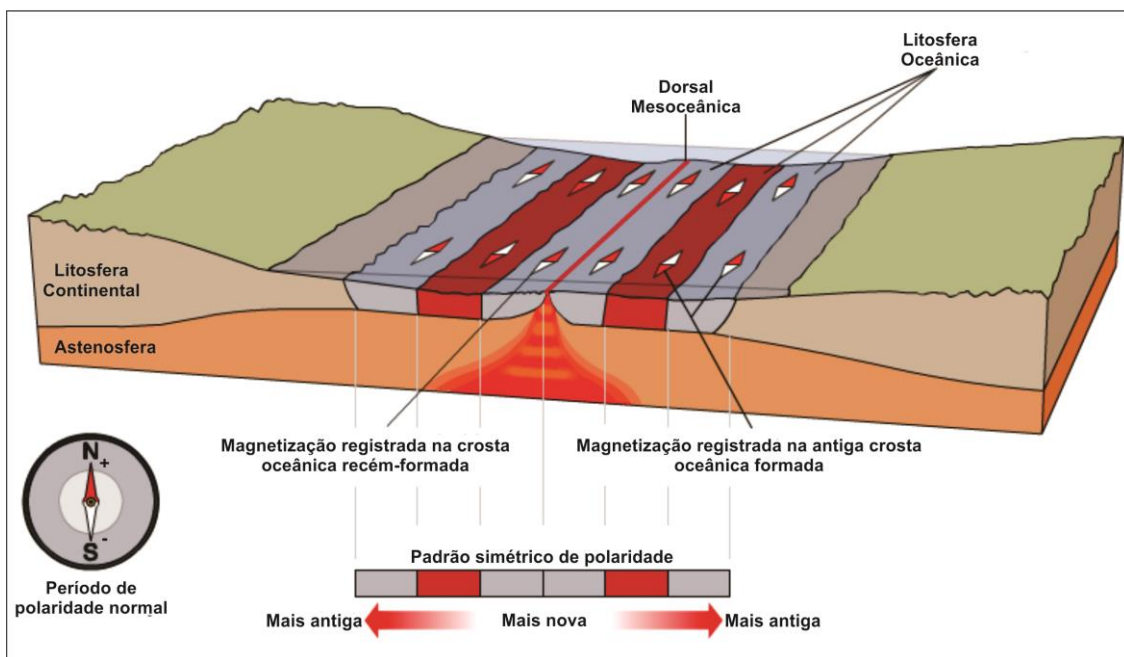
O campo magnético anômalo é relevante para o mapeamento geológico e para a prospecção mineral (Ramos, 2010). Esse campo é obtido a partir de compensações feitas nos valores dos dados do campo magnético medido, no qual são retiradas as influências solares emitidas pela variação diurna e tempestades solares, além dos valores do campo magnético terrestre estimado por modelos matemáticos denominados *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) e *Definitive Geomagnetic Reference Field* (DGRF) (Ramos, 2010). O IGRF e DGRF baseiam-se em observações de campo e de satélite e são estimados com base nas suas posições e do tempo (Luyendyk, 1997). Retirando os valores associados ao IGRF, o campo resultante pode ser considerado como oriundo das fontes crustais acima da superfície Curie, visto que abaixo dessa superfície os minerais perdem as suas características magnéticas (Ramos, 2010). O  $10^{-9}$  Tesla (nT) é a unidade do Sistema Internacional de Unidades (SI) para as medidas do campo magnético anômalo.

Para o caso de anomalias magnéticas em regiões oceânicas, como tratado nesta pesquisa, existem algumas diferenças quanto às características magnéticas observadas na crosta. As anomalias oceânicas estão distribuídas em bandas de magnetização positivas e negativas, conhecido informalmente como “padrão zebrado” (Figura 18). A magnetização positiva representa as porções de crosta com polaridade normal, ou seja, com polaridade igual a do campo geomagnético terrestre atual. Já a magnetização negativa representa os segmentos com polaridade reversa, oposta à do campo atual. O paralelismo observado entre essas anomalias positivas e negativas é associado ao efeito da combinação da expansão da crosta oceânica e reversões de polaridade do campo geomagnético em meio aos segmentos das dorsais mesoocênicas (Pinheiro, 2012).

A medida que a crosta oceânica se forma no eixo da dorsal mesoocênia, ela se torna magnetizada na direção do campo magnético terrestre do respectivo período de formação (Silva, 2013). Após o resfriamento do material magmático, a direção da magnetização remanente das rochas nesse segmento crustal permanece registrada (Lynn, 1976).

A interpretação qualitativa das anomalias magnéticas oceânicas tem como principal objetivo o reconhecimento das diferenciações laterais de petrologia,

responsáveis por gerar contrastes de magnetização e dificultar a abordagem tectono-estrutural na região (Miranda *et al.*, 2000; Silva, 2013). Entretanto, essa interpretação é complexa, por causa do caráter dipolar do magnetismo e a consequente superposição de anomalias com diferentes polaridades, amplitudes, direções e dimensões (associadas a atividades magmáticas em diferentes períodos no tempo geológico) (Luis, 2005; Silva, 2013).



**Figura 18** – Representação do espalhamento e magnetização do assoalho oceânico. Em cinza e em vermelho as anomalias positivas e negativas do campo referentes às inversões do geomagnético terrestre. (Adaptado de Cruz, 2011)

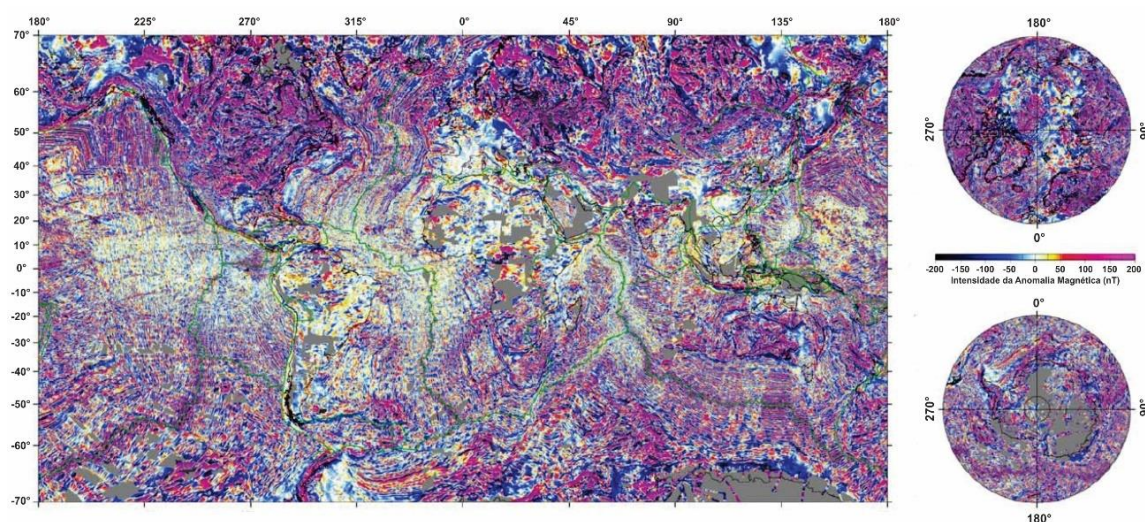
### 3.3.2 DADOS MAGNÉTICOS (MODELO EMAG2)

Os dados magnéticos utilizados foram obtidos através de um banco de dados global, acessível à comunidade científica para fins acadêmicos, fornecido pela *Comission for the Geological Map of the World* (CGMW). Esses dados magnéticos compõem o Projeto *Earth Magnetic Anomaly Grid 2* (EMAG2), uma malha regular com resolução espacial de 2 minutos de arco (~4 km), que detém anomalias magnéticas a 4 km acima do nível médio do mar. O modelo magnético é uma compilação de dados de satélite, levantamentos marinhos e aéreos de diversas partes do mundo (Maus *et al.*, 2009) (Figura 19). Os dados do modelo EMAG2 são disponibilizados já pré-



processados, e as etapas desse pré-processamento, resumidamente descritas por Maus *et al.* (2009), foram: (1) a interpolação dos grades existentes em uma altitude de 4 km acima do geóide, usando o método dos mínimos quadrados; (2) o processamento de levantamentos marinhos e aerotransportados; (3) nivelamento dos dados de *tracklines*; (4) a interpolação dos dados das *tracklines*, usando o métodos dos mínimos quadrados com uma função de correlação anisotrópica sobre os oceanos; e (5) substituição de graus harmônicos esféricos  $\leq 120$  ( $\lambda \geq 330$  km), com a utilização do modelo MF6 de anomalias magnéticas oriundas do satélite CHAMP, isso porque as anomalias magnéticas de longo comprimento de onda longo não são representadas de forma confiável na rede de dados aerotransportados e de navios (Maus *et al.*, 2009). Isso acontece principalmente por causa dos ajustes feitos nas suturas do grande número de levantamentos que foram compilados no modelo, levantamentos estes com dimensões de dezenas a centenas de quilômetros. Portanto, foi imprescindível corrigir o campo de longos comprimentos de onda, substituindo essas anomalias por um modelo do campo magnético proveniente de medições por satélite (Maus *et al.*, 2009).

O mapa de anomalias magnéticas da Elevação do Rio Grande foi gerado através da interpolação dos dados do modelo EMAG2 em células unitárias de  $0,0333^\circ$  ( $\sim 3,7$  km), com o método de mínima curvatura. Técnicas de realce de anomalias magnéticas foram, então, aplicadas para incrementar a interpretação dos padrões magnéticos anômalos na ERG.

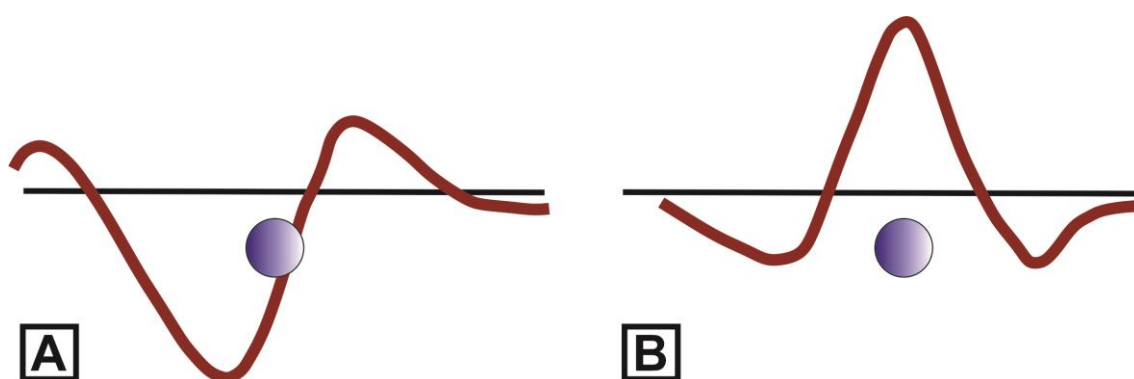


**Figura 19** – Dados Magnéticos do modelo *Earth Magnetic Anomaly Grid 2* (EMAG2). (Adaptado de Maus *et al.*, 2009)

### 3.3.3 TÉCNICAS DE REALCE APLICADAS AS ANOMALIAS MAGNÉTICAS

#### REDUÇÃO AO POLO MAGNÉTICO (RTP)

O Campo Magnético Anômalo (CMA) foi, inicialmente, reduzido ao polo (RTP) para centralizar as anomalias magnéticas sobre suas fontes causadoras. A utilidade do filtro de redução ao polo (Baranov, 1957) constitui-se em transformar a anomalia magnética adquirida em qualquer latitude magnética como se as medidas tivessem sido realizadas no polo magnético, com inclinação e declinação magnéticas nulas (Nabighian *et al.*, 2005; Pedrosa Júnior, 2015). A Figura 20 mostra o exemplo de uma anomalia magnética com fonte situada a  $10^\circ$  no hemisfério sul e sobre o polo. Na região da ERG, os parâmetros utilizados no filtro RTP foram uma inclinação magnética de  $-47,8^\circ$  e a declinação de  $-28,8^\circ$  para o campo geomagnético no ponto central da área de estudo e em uma data intermediária do período de aquisição dos dados compilados no modelo (15/06/2008).



**Figura 20** – Anomalia magnética e sua respectiva fonte a  $10^\circ$  no hemisfério sul (A) e no pólo (B). (Adaptado de Pedrosa Júnior, 2015)

#### *SIGNUM TRANSFORM*

Adicionalmente, para facilitar a visualização das inversões do campo geomagnético nos dados (anomalias positivas e negativas), o mapa RTP foi submetido a uma operação matemática binária simples  $ST(f)$ . Esta técnica é denominada de *Signum Transform*, e segundo De Souza & Ferreira (2015), é um método qualitativo e

semiquantitativo que utiliza derivadas simples para an das anomalias magnéticas. A metodologia desse método é baseada na normalização de uma função da derivada do campo magnético anômalo ou de uma função do mesmo. Como abordado em De Souza & Ferreira, 2015, o *Signum Transform* pode ser aplicado em três funções distintas, a derivada vertical de primeira ordem, a derivada vertical de segunda ordem e a derivada vertical de primeira ordem menos o gradiente horizontal.

$$ST|f|(x) = \begin{cases} \frac{f(x)}{|f(x)|}, & f(x) \neq 0 \\ 1, & f(x) = 0 \end{cases} \quad (7)$$

Onde  $f$  pode ser representado por:  $f = \frac{dM}{dz}$ ;  $f = \frac{d^2M}{dz^2}$ ;  $f = \frac{dM}{dz} - \left| \frac{dM}{dx} \right|$ , sendo  $M$  a anomalia magnética,  $dz$  a derivada vertical e  $dx$  a derivada horizontal. Os valores de  $ST(f)$  são esperados a serem 1 sobre as fontes e menos 1 fora delas.

### AMPLITUDE DO GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL (AGHT)

A AGHT é calculada a partir das derivadas horizontais e representa a taxa de variação lateral do campo geomagnético, realçando contatos geológicos e lineamentos (Cordell e Grauch, 1985; Verduzco *et al.*, 2004). Essas anomalias podem ser calculadas a partir da seguinte formulação matemática:

$$|AGHT| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (8)$$

onde  $AGHT$  é a Amplitude do Gradiente Horizontal Total,  $T$  o campo geomagnético, e  $\partial x$ ,  $\partial y$  são as derivadas parciais de 1ª ordem nas direções  $x$ ,  $y$ , respectivamente.

### INCLINAÇÃO DO SINAL ANALÍTICO (ISA)

Esse filtro é definido através do ângulo formado entre os vetores imaginários da 1ª derivada em  $z$ , pelos vetores reais da 1ª derivada em  $x$  e  $y$  (Miller e Singh, 1994). Essa formulação permite realizar a estimativa do mergulho e do contraste de



susceptibilidade das fontes causadoras de anomalias. A fase ou inclinação do sinal analítico é dada por:

$$ISA = \arctan \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}}, \quad (9)$$

onde ISA é a Inclinação do Sinal Analítico, T o campo geomagnético, e  $\partial x$ ,  $\partial y$  e  $\partial z$  são as derivadas parciais de 1ª ordem nas direções  $\partial x$ ,  $y$  e  $z$ , respectivamente. A figura 21 mostra um fluxograma simplificado das etapas de pré-processamento e processamento para os dados magnéticos do modelo utilizado.

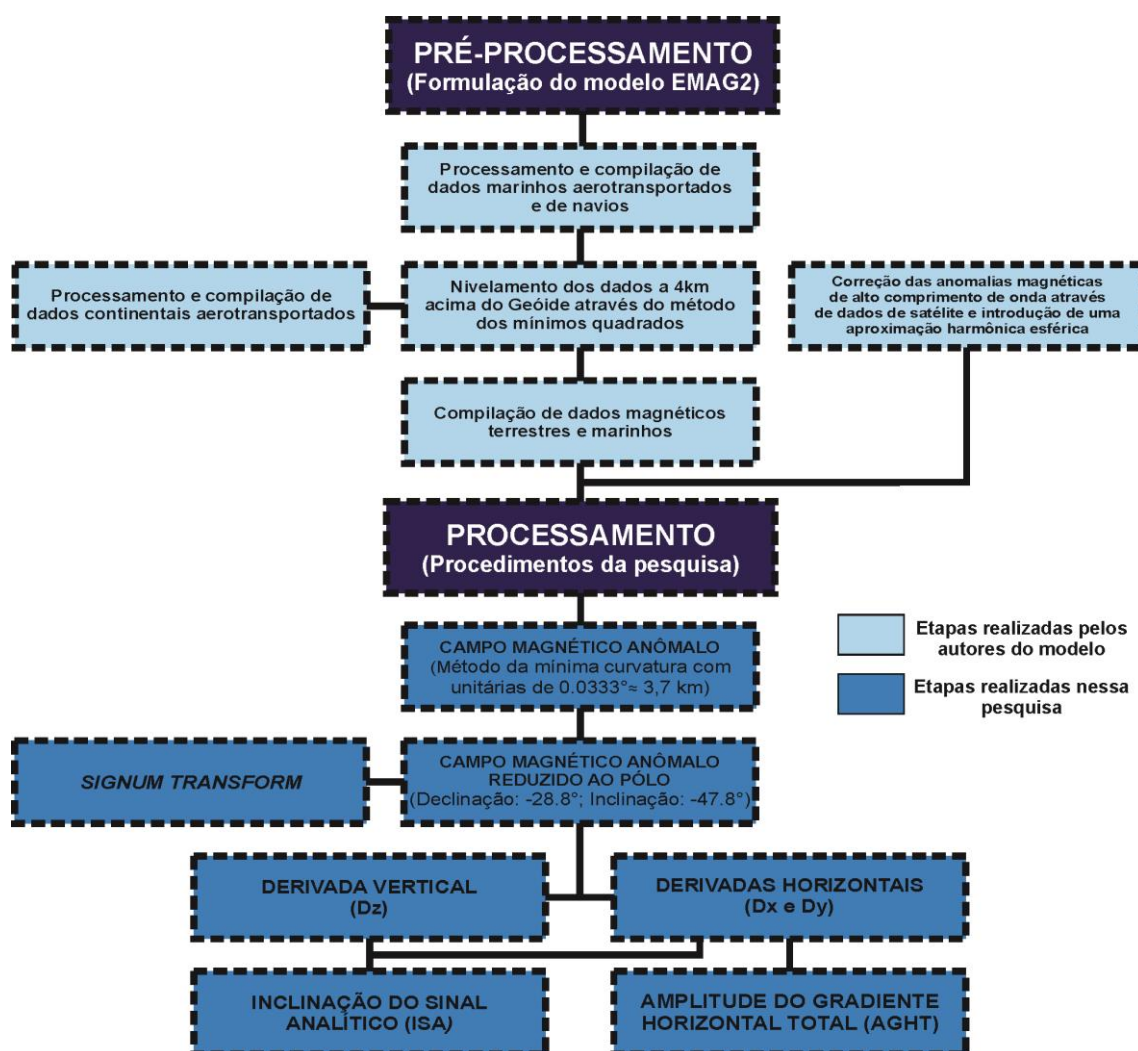


Figura 21 – Fluxograma simplificado de processamento dos dados do modelo EMAG2.

### 3.4 RECONSTRUÇÃO GEOTECTÔNICA DO ATLÂNTICO SUL

Os Sistemas de Informações Georeferenciadas (SIG ou GIS em inglês) permitem a análise de dados vetoriais (dados pontuais, linhas e polígonos) e *rasters* (informações contínuas de uma determinada área que não podem ser facilmente divididas em dados vetoriais, como por exemplo, os dados geofísicos). Para a abertura do Oceano Atlântico Sul, em meio a um contexto de tectônica de placas, os SIGs aparecem como uma ferramenta alternativa para a reconstituição dos arranjos espaciais dessas placas no passado. Para a reconstrução proposta nessa pesquisa, foi utilizado o *software* livre GPlates (Boyden *et al.*, 2011), uma ferramenta que integra as funções SIGs com o domínio temporal, possibilitando uma análise espacial dos dados geofísicos-geológicos em diferentes períodos (Cannon *et al.*, 2014).

A reconstituição dos deslocamentos das placas litosféricas no tempo geológico foi obtida a partir da junção da geometria dos vetores e dos dados *rasters* a essas placas tectônicas, rotacionadas a partir do uso de um modelo de rotações preexistente para as placas tectônicas (Cannon *et al.*, 2014). O dado modelo de rotação fornece as rotações para cada placa ao longo de um período da história geológica, onde, para cada rotação, um eixo que passa pelo centro do globo e por um determinado ângulo, gira de forma inflexível uma placa tectônica através da superfície esférica do globo na interface do *software* (Cannon *et al.*, 2014). Essa metodologia permite reconstruir rapidamente dados geofísicos de alta resolução em modelos alternativos de rotação de placas tectônicas, com o objetivo de, segundo Williams *et al.* (2012), construir, modificar, otimizar, ou simplesmente visualizar esses modelos.

A deriva das placas tectônicas é inferida com base em dados geológicos, geofísicos e paleogeográficos. Para a presente pesquisa, esta técnica foi aplicada em dados batimétricos, gravimétricos e de isócronas do assoalho oceânico para reconstruir a evolução tectônica da ERG e da Cadeia Walvis, no contexto da formação do Atlântico Sul sob a influência do *Hot Spot* Tristão da Cunha-Gough.

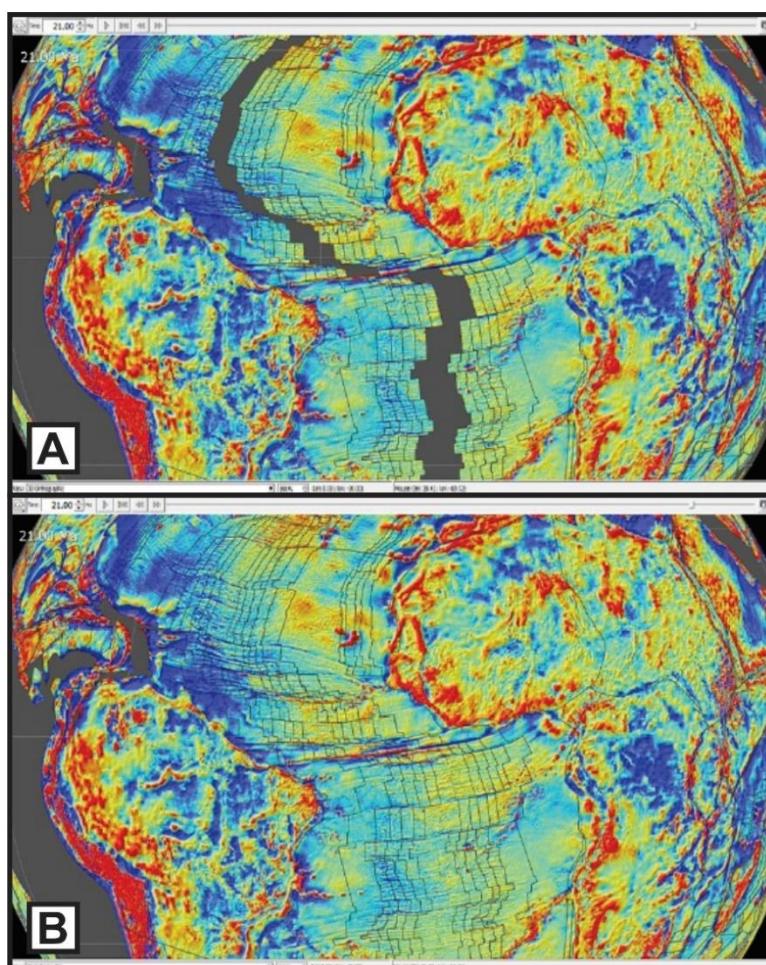
O fluxograma de trabalho para a reconstrução interativa de placas tectônicas nesta plataforma computacional seguiu as seguintes etapas: a) carregamento de dados vetoriais e *rasters*; b) interpolação dos dados a um modelo de tectônica de placas; e c) reconstrução desses dados na escala do tempo geológico. Os dados vetoriais utilizados representam um conjunto de polígonos que definiram a extensão de cada uma das placas

tectônicas georeferenciadas. Os vetores e os dados *rasters* (os dados batimétricos e gravimétricos) foram incorporados ao modelo de reconstrução da abertura do Atlântico Sul formulado por Muller *et al.* (2008). Após ser preparada, a integração da geometria dos dados vetoriais e dos dados geofísicos pôde ser continuamente reconstruída para frente ou para trás na escala de tempo geológico de acordo com o modelo de rotações para cada placa tectônica em intervalos de tempo definidos. Essa última etapa é melhor explicada a seguir.

Segundo Cannon *et al.* (2014), os polígonos referentes às placas tectônicas possuem um tempo de aparecimento e desaparecimento durante a reconstrução. A simulação da formação de crosta oceânica nas dorsais mesoceânicas acontece gradativamente, com polígonos de diferentes dimensões e épocas de aparecimentos digitalizados ao longo das dorsais. Em versões mais antigas do *Gplates*, a granularidade dos polígonos (extensão até a qual uma entidade grande é subdividida) dessa transição progressiva das placas ainda era bastante preliminar, com regiões (o tamanho dos polígonos) visualmente pouco ajustadas. Nas novas versões do *GPlates*, essa granularidade foi refinada com o uso de *pixels* a partir de *rasters* das idades do assoalho oceânico de Muller *et al.* (2008). Essa abordagem segue a mesma proposta dos polígonos, porém é reduzido em extensão espacial para regiões crustais de tamanho de um *pixel* e removeu os efeitos da baixa resolução dos polígonos (Cannon *et al.*, 2014). O contraste por *pixel* foi possível através das técnicas de computação gráfica via interface de programação *OpenGL* (Williams *et al.*, 2012). A Figura 22 mostra a reconstrução de um *raster* com e sem o auxílio de uma grade de idade. Os resultados para as reconstruções obtidas nesse trabalho foram integrados a *softwares* ligados aos sistemas de informações georreferenciadas.

As reconstruções da ERG e Cadeia Walvis foram feitas entre 100 e 55 Ma, com intervalos de 5 Ma entre cada reconstrução. Cinco etapas evolutivas foram definidas: 100-90 Ma (I), 90-80 Ma (II), 80-70 Ma (III), 70-60 Ma (IV) e 60-55 Ma. Para a localização do ponto quente, adotou-se a atual posição geográfica da ilha de Tristão da Cunha, mantendo suas coordenadas geográficas fixas durante as reconstruções das duas cadeias. No entanto, para o caso da formação da Cadeia Walvis, essa abordagem seria um pouco mais complexa em relação ao posicionamento dessa pluma (Pessanha, 2011), como inicialmente questionado por O'Connor & Roex (1992) e Adam *et al.* (2007) e discutido em trabalhos mais recentes que se referem a uma pluma entre as ilhas Tristão

da Cunha e Gough, que possivelmente esteve em constante movimento no manto (O'Connor & Jokat, 2015). Entretanto para os resultados desse trabalho, o posicionamento adotado para o ponto quente mostrou-se compatível com o modelo proposto para formação da ERG. O posicionamento da pluma está representado com um raio de 200 km, de acordo com as dimensões atribuídas na literatura para o tamanho da zona de influência do conduto formado por essa pluma (O'Connor & Roex, 1992; Pessanha, 2011).



**Figura 22** – Exemplo da reconstrução do *raster* global da gravidade ar-livre (Andersen et al., 2010) sobreposto a um conjunto de dados de polígonos (Seton et al., 2012). A imagem (A) mostra a reconstrução sem a utilização dos dados de idade do assoalho oceânico. A lacuna observada entre os continentes é resultado do teste de idade por polígono, diferente do que é observado na imagem (B), onde esta lacuna não existe, já que a reconstrução foi feita com o uso dos dados de idade do assoalho e agora o teste é feito por *pixel* (Adaptado de Cannon et al., 2014).

**4 ARTIGO** – *Tectonic Reconstruction of the Rio Grande Rise in the South Atlantic based on Potential Field Data (Artigo Submetido a Marine and Petroleum Geology em 11/03/2017)*

**Elsevier Editorial System (tm) for Marine and Petroleum Geology**

**Manuscript Draft**

**Manuscript number:**

**Title:** Tectonic Reconstruction of the Rio Grande Rise in the South Atlantic based on Potential Field Data

**Article type:** Full Length Article

**Keywords:** Potential Field; Aseismic Ridge; Tectonics; South Atlantic

**Corresponding Author:** David Lopes de Castro

**Corresponding Author's Institution:** Universidade Federal do Rio Grande do Norte

**First Author:** Igor Leonardo Guerra Galvão, MSc

**Order of Authors:** Igor Leonardo Guerra Galvão, MSc; David Lopes de Castro, Dr.

**Abstract**

The application of advanced enhancement techniques for geophysical anomalies to global gravity (WGM2012) and magnetic (EMAG2) models sheds light on the complex tectonic evolution of the Rio Grande Rise (RGR) in the southern South Atlantic. A simplified geotectonic evolution model shows that the main constraint on the morphological differences between the segments of the rise, which is represented by a gravity low between the Brazil and Argentina oceanic basins and formed between 100-55 Ma, was the rearrangement of tectonic plates during the largest shift in their rotational pole ( $\approx 84$  Ma). This rearrangement, combined with the instability of the accretion system and the supply of magma from the Tristan da Cunha hotspot, caused several segments of the mid-ocean ridge to rearrange near the hotspot and change their main orientation from SSW-NNE to N-S. Detailed mapping of the oceanic fracture zones (FZs) that cut the entire RGR based on the distribution of magnetic lineaments observed on the tilt derivative (TDR) and horizontal gradient amplitude (HGA) maps showed that numerous inflections along the Cruzeiro do Sul rift that are observed in the gravity and bathymetric data match the locations of the FZs. These inflections may represent pre-existing transform fault zones that were reactivated during the formation of the rift (Paleogene-Neogene) in response to a combination of dextral transcurrent movements in the FZs and a dextral transcurrent component of the extension that formed the Cruzeiro do Sul Rift (CSR). This rift was divided into two large NW-SE-oriented segments (NCSR and SCSR, respectively) that are aligned with the Cox and Meteor fracture zones. These two large segments were further divided into smaller

compartments that were rotated counterclockwise. In addition, the genesis of the Jean Charcot seamount chain in the southern segment was possibly associated with tectonic reactivations at intersections between the FZs and old NE-SW-oriented aborted spreading centers.

**Suggested reviews:**

Paola Vannucchi, Dr.

Royal Holloway, university of London

Paola.Vannuchi@rhul.ac.uk

Monica Heilbron, Dr.

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Monica.heibron@gmail.com

Naresh Kumar, Dr.

University of Texas

Naresh-kumar@uta.edu

Luiz Gamboa, Dr.

Universidade Federal Fluminense

luizgamboa@gmail.com

## **Tectonic Reconstruction of the Rio Grande Rise in the South Atlantic based on Potential Field Data**

Igor Leonardo Guerra Galvão, David Lopes de Castro

Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário S/N, 59078-970, Natal, Brasil

Corresponding Author: David Lopes de Castro (david@geologia.ufrn.br)

### **Highlights**

- The Rio Grande Rise (South Atlantic) was studied based on potential field data
- Regional gravity low indicates crustal thickness beneath the Rio Grande Rise
- Magnetic anomalies shed light on the Rio Grande Rise tectonic evolution
- Oceanic fracture zones control the development of the rise
- Simplified reconstruction model of the Rio Grande Rise is proposed and discussed

## ABSTRACT

The application of advanced enhancement techniques for geophysical anomalies to global gravimetric (WGM2012) and magnetic (EMAG2) models sheds light on the complex tectonic evolution of the Rio Grande Rise (RGR) in the southern South Atlantic. A simplified geotectonic evolution model shows that the main constraint on the morphological differences between the segments of the rise, which is represented by a gravimetric low between the Brazil and Argentina oceanic basins and formed between 100-55 Ma, was the rearrangement of tectonic plates during the largest shift in their rotational pole ( $\approx 84$  Ma). This rearrangement, combined with the instability of the accretion system and the supply of magma from the Tristan da Cunha hotspot, caused several segments of the mid-ocean ridge to rearrange near the hotspot and change their main orientation from SSW-NNE to N-S. Detailed mapping of the oceanic fracture zones (OFZs) that cut the entire RGR based on the distribution of magnetic lineaments observed on the analytical signal inclination (ASI) and horizontal gradient amplitude (HGA) maps showed that numerous inflections along the Cruzeiro do Sul rift that are observed in the gravimetric and bathymetric data match the locations of the OFZs. These inflections may represent pre-existing transform fault zones that were reactivated during the formation of the rift (Paleogene-Neogene) in response to a combination of dextral transcurrent forces in the OFZs and a dextral transcurrent component of the tensile forces that formed the Cruzeiro do Sul rift. This rift was divided into two large NW-SE-oriented segments that are aligned with the Cox and Meteor fracture zones (NCSR and SCSR, respectively). These two large segments were further divided into smaller compartments that were rotated counterclockwise. In addition, the genesis of the Jean Charcot seamount chain in the southern segment was possibly associated with tectonic reactivations at intersections between the OFZs and old NE-SW-oriented aborted spreading centers.

**Keywords:** Potential Field; Aseismic Ridge; Tectonics; South Atlantic.



## 1. INTRODUCTION

The Rio Grande Rise (RGR) is a mountain range that covers 3,000 km<sup>2</sup> and rises 3,500 m above the surrounding abyssal plain (Figure 1). It is defined as a semicircular nonseismic southern segment of the South Atlantic, and it was given this name because it is not associated with earthquakes (e.g., Gamboa *et al.*, 1984). Its morphology and that of other elevated areas suggest that these regions have different geological histories than the adjacent oceanic crust and sometimes represent isolated fragments of continental crust on the seafloor, such as the Orphan Knoll in the North Atlantic (Chian *et al.*, 2001) and the Jan Mayen microcontinent in northern Iceland (Kodaira *et al.*, 1998). However, most of these nonseismic rises, such as the RGR, predominantly consist of basaltic oceanic rocks (Gamboa *et al.*, 1984). The RGR is located 1,500 km off the Brazilian coast between 27°S and 36°S latitude and 27°W and 40°W longitude. It separates the Brazil (North) and Argentina (South) oceanic basins and represents an extensive barrier to sediment transport between these basins through seafloor currents. The Vema and Hunter channels are the main connections between these oceanic basins (Kaji *et al.*, 2011).

The RGR formed within a series of structures related to the rifting and opening of the South Atlantic Ocean in the early Cretaceous (130 Ma) (Cobbold *et al.*, 2001; Zálan & Oliveira, 2005; Ricommini, 2008). The extensional events that resulted in the break-up of the Gondwana supercontinent has been proposed to have been generated by the passage of the lithospheric plate over the Tristan da Cunha Plume (O'Connor and Duncan, 1990), which resulted in extensive basaltic lava flows during the Neocomian (Fodor *et al.*, 1984; Mitzusaki, 1986). This plume was responsible for generating a thermal event that reached the South American continental lithosphere, particularly in southeastern Brazil, where a wide area was uplifted and underwent changes in its rheology to become more ductile and less resistant to stretching (Estrella, 1972; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus, 1975, 1984; Ojeda, 1982; Fulfaro *et al.*, 1982; Macedo, 1989). O'Connor & Duncan (1990) associated the formation of the RGR-Walvis Chain system to the presence of the Tristan da Cunha-Gough Plume, which is located on the spreading axis of the Mid-Atlantic ridge with its large supply of magma. Gibson *et al.* (2005) noted that the mantle plume is currently located 550 km from the central axis of the range between the Tristan da Cunha and Gough islands.

However, the characteristics of the RGR make it difficult to precisely determine its genesis, especially regarding its depth and the difficulty of processes occurring at such depths. Its geotectonic evolution is still disputed, and information about its structural framework is scarce and requires better explanations.

Amid these questions and hypotheses about the formation of the RGR and the Walvis Chain in the South American and African plates, respectively, this study presents a regional geophysical map and a simplified temporal-spatial model for evolution of the RGR between 100 and 55 Ma. The proposed model is based on the reconstruction of the opening of the South Atlantic Ocean that was proposed by Muller *et al.* (2008) and on the hypothesis that the hotspot, which was active during this opening, is currently located at Tristan da Cunha Island. This research was based on global bathymetric and potential (gravimetric and magnetic) data that represent a compilation of marine, aerial and satellite data. The potential anomaly patterns indicate lateral variations of the density and magnetization, which are useful for identifying different blocks or crustal domains and their tectonic-structural framework. The patterns allow a homogeneous and large-scale analysis of the ocean floor data. Potential data from global models have been used worldwide for deep investigations of the crust and upper mantle (e.g., Chang *et al.*, 2016; Abdelsalam *et al.*, 2016).

The objective of this study is to apply advanced enhancement techniques for gravimetric and magnetic anomalies to investigate the formation of the RGR from the interaction between the tectonic processes of the mid-ocean ridge and the Tristan da Cunha hotspot during the opening of the South Atlantic in a regional context. The structural control exercised by the oceanic fracture zones (OFZs) and the extensional tectonic events associated with the evolution of the extensive Cruzeiro do Sul Rift and the formation of the southern portion of the Jean Charcot seamount chain are also examined. The results suggest that the distinct morphology of the RGR segments is associated with the instability of the accretion system and magmatic supply along the ridge's axes as well as the rearrangement of these axes between the Rio Grande and 35.3°S OFZs. This rearrangement was most expressive between the ridge segments between the Porto Alegre and Cox OFZs. The geophysical data also show that the observed inflections along the Cruzeiro do Sul Rift may be associated with the reactivation of preexisting transform faults. Other possible reactivations at the

intersections between OFZs and old ridge axes may be the cause of the curvature observed in the southern portion of the Jean Charcot chain.

## **2. REGIONAL GEOLOGICAL-STRUCTURAL CONTEXT**

### **2.1. Rio Grande Rise**

The RGR is located on the SE coast of South America (Figure 1) and significantly modifies the planar morphology of the abyssal oceanic domain between the Brazil and Argentina ocean basins in the western South Atlantic (Adams, 1981). The Walvis Chain is another important rise in the South Atlantic Ocean and is located on the opposite side of the Mid-Atlantic Ridge on the African plate (Figure 1). The RGR is a wide and complex volcanic feature that formed by the interaction of a mantle plume with the mid-ocean ridges, which is different from volcanic chains that are typically associated with the passage of a tectonic plate over a stationary hotspot, such as the famous Hawaii-Emperor chain (Sharp *et al.*, 2006; Tarduno *et al.*, 2009).

The first studies on the origin of the RGR were performed by Wilson (1963, 1965), Dietz & Holden (1970) and Morgan (1971), who developed the hypothesis that the RGR and Walvis Chain formed from the movements of the South American and African plates over a stationary hotspot located just below the seafloor spreading center in the South Atlantic Ocean. This hypothesis is not accepted today because recent studies have shown that the volcanism in the South Atlantic is closely linked to the break-up of the western portion of the Gondwana continent and the subsequent evolution of the conjugated margins of Brazil and Africa (O'Connor & Duncan, 1990; Ussami *et al.*, 2013). Geological information about this extensive nonseismic plateau was generated in the mid-1970s and early 1980s based on seismic reflection and refraction surveys performed by Leyden *et al.* (1971) and Leyden (1976), the results from the early work of the Deep Sea Drilling Project (DSDP) (Barker, 1983) and the interpretations of seismic reflection lines along the DSDP drilling data by Gamboa & Rabinowitz (1981, 1984) and Mohriak *et al.* (2010).

The RGR is divided into two segments: western (WRGR) and eastern (ERGR) (Figure 2) (Gamboa & Rabinowitz, 1984). The WRGR has an approximately elliptical shape, is parallel to the OFZs, and formed during the South America-Africa continental

separation. The ERGR is elongated N-S parallel to a section of the Walvis chain near Africa and approximately parallel to the mid-ocean ridge axis. The basement of the WRGR is composed of Cretaceous (85 Ma) high-Ti tholeiitic basalts (Fodor *et al.*, 1977a). DSDP borehole 516F was the only borehole to reach the basement rocks of the rise at a depth of 1,271 m (Figure 2).

The RGR formed in the seafloor spreading center below sea level during the Santonian-Coniacian period and subsequently underwent thermal subsidence followed by pelagic sedimentation (Barker, 1983; Gamboa & Rabinowitz, 1984; Ussami *et al.*, 2013). As observed in specimens dredged at point RC16 (Figure 2), an alkaline volcanic episode uplifted the WRGR during the middle Eocene. After the volcanic structures reached the surface to form volcanic islands, the exposed portion of the WRGR was eroded, which resulted in a new sedimentation stage that was characterized by turbidity currents and landslides due to the extension and movement of the underlying crust. Earthquakes associated with the volcanic activity generated turbidity flows, whose sediments were deposited on the main ERGR platform in close association with the deposits of volcanic ash that were produced during the eruptions. Finally, the entire province underwent thermal subsidence, and a new period of pelagic sedimentation prevailed over the entire segment (Detrick *et al.*, 1977).

Knowledge of the ERGR is limited. According to Gamboa and Rabinowitz (1984), this segment is bordered to the north and south by fracture zones, and data from seismic lines indicate that the sediments are up to 800 m thick in some areas. The age of the basement in the area of DSDP 21 was estimated at 71 Ma by Detrick *et al.* (1977) and between 75 and 84 Ma by O'Connor & Duncan (1990) based on biostratigraphy data. However, the DSDP21 borehole did not reach the basement. The ERGR is separated from the WRGR by a narrow and confined abyssal plain with depths greater than 4,500 m. Numerous seamounts are randomly distributed throughout this plain (Gamboa *et al.*, 1984). Based on the distribution of the OFZs and the distance to the current mid-ocean chain, Gamboa *et al.* (1984) suggested that a portion of the ERGR and its conjugate portion in the Walvis Chain formed simultaneously and by the same tectonic processes. The two segments of the RGR are believed to have different characteristics and origins because the WRGR does not have a conjugate feature on the African plate.

## 2.2. Cruzeiro do Sul Rift and Jean Charcot Chain

The two segments of the RGR are truncated by an aborted rift that is 10 to 20 km wide, 1,500 km long, and oriented NW-SE (Ussami *et al.*, 2012). This linear bathymetric depression is clearly marked on bathymetric and gravimetric maps and is called the Cruzeiro do Sul Lineament. This feature is associated with a tectonic-magmatic event that affected the RGR that was possibly triggered by the rearrangement of the tectonic plates between the Paleogene and Neogene (Mohriak *et al.*, 2010). The Cabo Frio High, which divides the two largest oil provinces in Brazil, the Campos and Santos basins, may be the terrestrial continuation of the trough of the Cruzeiro do Sul Rift (Sharma *et al.*, 1993). According to seismic interpretations performed by Mohriak *et al.* (2010), extensional structures in the oceanic crust that form semi-grabens are located on both the summit and flanks of this rift and are probably associated with increased NW spreading of the structure during the Paleogene and Neogene. Igneous intrusions and volcanic cones also formed in both the oceanic and continental crust during the Paleogene, which demonstrates the occurrence of pulses of regional scale tectonic and magmatic activity (Souza *et al.*, 1993). In their seismic interpretations, Mohriak *et al.* (2010) highlighted thick Eocene-Oligocene sedimentation on the summit and flanks of the rift as well as Eocene volcanic layers (Fodor & Thiede, 1977b). This volcanism was indicated in the seismic sections by inclined reflectors that were related to the basaltic lava flows, which formed at the beginning of seafloor spreading center. They are located at anomalously shallow depths and probably represented a subaerial island during the Santonian (Barker *et al.*, 1981).

The Jean Charcot seamount chain (JCS), which crosses the western edge of the RGR at a high angle (Figure 2), remains completely unsampled, so the age and composition of these volcanoes are unknown. A puzzling geological feature observed in the RGR region is associated with the distribution of these seamounts. The southern portion of seamounts curves sharply to an NE-SW orientation, unlike the northern portion, which is oriented NW-SE and follows the trend of the Cruzeiro do Sul Rift. This rotation was not be linked to the passage of the South American plate over a hotspot because its main orientation was to the NW, which reflects the absolute movement of the plate during the Cretaceous (O'Connor & Duncan, 1990; Bryant and Cherkis, 1995) as is observed in various seamounts along the Brazilian coast. If this

chain is new, it should have the same E-W trend as the young seamount chains in the South Atlantic, such as the Martin Vaz chain, which reflects the recent absolute movement of the South American plate (O'Connor & Duncan, 1990).

### **3. DATABASE**

#### **3.1. Predicted Bathymetry**

The bathymetric data used in this study are from the ETOPO1 project and are available from the database of the National Geophysical Data Center of the United States of America (NGDC). The ETOPO1 project data have a spatial resolution of 2 km and are a compilation of topographical data from the Space Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and global topography data from foreign agencies in regions outside of the SRTM data coverage (Amantes & Eakins, 2009). Bathymetric data from oceanic acquisition and satellite altimetry were also used. The data in the NGDC database are already processed and were compiled and referenced relative to sea level. The regular grids of the ETOPO1 project data were generated with the minimum curvature method with  $0.0333^\circ$  ( $\sim 3.7$  km) cells.

#### **3.2. Gravimetric Data**

The gravimetric data are from the World Gravity Map 2012 Project (WGM2012) and are available from the global database of the International Gravimetric Bureau (BGI). This database contains a set of maps of gravimetric anomalies at a high spatial resolution ( $\sim 2$  km). The regular grids are computed from gravimetric reference models (EGM2008 and DTU10), and an elevation model is used for ground fixes. The gravimetric data from the Earth Gravitational Model (EGM2008) is a compilation of ground, aerial and satellite data. The DTU10 data are a combination of twelve years of satellite altimetry data from several missions (ERS-1 GM + GEOSAT, Topex/Poseidon, JASON-1, ER-2, GFO-ERM, ICESAT) and are described by Bonvalot *et al.* (2012). The WGM2012 is the first dataset of global gravimetric anomalies and represents a realistic model of these anomalies that considers the contributions of surface masses (atmosphere, ground portion, oceans, oceanic islands, lakes, ice caps and ice shelves).

In this study, we used free-air gravity and Bouguer gravity anomalies that were computed using a spherical harmonic approach to achieve precise calculations on a global scale (Balmino *et al.*, 2012; Bonvalot *et al.*, 2012). The data are preprocessed in the original database and were interpolated using the minimum curvature method with  $0.0333^\circ$  ( $\sim 3.7$  km) cells.

The matched filter method was applied to separate the Bouguer gravity anomalies related to deep, intermediate and shallow sources that cause the gravimetric field. The matched filter method is an enhancement technique for potential anomalies that applies an optimized adjustment of bandpass and azimuthal filters to the power spectrum amplitude of a potential field through separation into two or more equivalent layers (Phillips, 2001). This technique obtained large wavelength ( $> 102$  km) Bouguer anomalies associated with deep sources ( $> 14$  km deep), intermediate wavelength (between 34 and 102 km) Bouguer anomalies related to sources with depths between 4 and 14 km, and medium to short wavelength ( $< 34$  km) Bouguer anomalies associated with shallow sources ( $< 4$  km deep). The regional-scale Bouguer anomalies allow an analysis of the tectonic and isostatic behavior of the RGR in relation to the lithospheric plate that supports its anomalous magmatism. The intermediate gravity anomalies were useful for mapping lateral density variations due to volcanic activity in the RGR and their relationships with the fracture zones, which partially control the magmatic accommodation mechanisms. The intermediate gravity anomalies also provided information about the thickness variations of the sedimentary packages on the flanks and peaks of the rise.

### **3.3. Magnetic Data**

The magnetic data were obtained from a global database that is accessible to the scientific community for academic purposes and is provided by the Commission for the Geological Map of the World (CGMW). These magnetic data comprise the Earth Magnetic Anomaly Grid 2 (EMAG2) project, which is a regular grid with a spatial resolution of 2 arcminutes ( $\sim 4$  km) that contains magnetic anomalies 4 km above sea level. The magnetic anomalies are compiled from satellite data, marine surveys and aerial surveys in various parts of the world (Maus *et al.*, 2009).

The magnetic anomaly maps for the study area were interpolated using the minimum curvature method with unit cells of  $0.0333^\circ$  (~3.7 km). The anomalous magnetic field (TMI) was reduced to the pole (RTP) to centralize the magnetic anomalies on their sources, similar to the pattern of gravity anomalies, which makes the interpretation easier and more reliable (Blakely, 1996). The RTP filter parameters are a magnetic inclination of  $-47.8^\circ$  and a magnetic declination of  $-28.8^\circ$  at the center of the study area. In addition, for easy viewing of the geomagnetic field reversals in the data, the magnetic anomalies were subjected to a simple binary mathematical operation with negative anomalies of -1 nT and positive anomalies of 1 nT. The tilt derivative (TDR) and horizontal gradient amplitude (HGA) enhancement techniques, which are based on the partial derivatives of the magnetic field in the horizontal and vertical directions, were applied to the potential anomalies. These spectral filters facilitate the mapping of magnetic lineaments for the entire frequency spectrum of the magnetic field.

#### **4. GEOTECTONIC RECONSTRUCTION OF THE SOUTH ATLANTIC**

Boyden *et al.* (2008) developed the GPlates software to estimate the movement of tectonic plates over geological time based on the relative positions of the plates at different times. The drift of the plates is inferred based on geological, geophysical and paleogeographic data. This technique was applied to the bathymetric, gravimetric and isochrones data from the seafloor to reconstruct the tectonic evolution of the RGR and Walvis Chain in the context of the formation of the South Atlantic under the influence of the Tristan da Cunha hotspot.

The process for the interactive reconstruction of tectonic plates in this computational platform follows the following steps: a) loading of vector data (point, line, and polygon data) and raster data (continuous information from a particular area that cannot be easily divided into vector data; in this case, the geophysical data); b) data interpolation into a plate tectonic model; and c) reconstruction of these data in a geological time scale. The data comprised a set of polygons that define the extent of each of the georeferenced tectonic plates. The vector and raster data were interpolated into the reconstruction model of the opening of the South Atlantic by Muller *et al.* (2008). Once prepared, the combined geometry of the vector data and geophysical data was continuously reconstructed forward or backward in geological time based on the



rotation model for each tectonic plate in these intervals. Each rotation consisted of an axis that passed through the center of the Earth and an angle that rigidly rotated the plate on the spherical surface of the globe. This was performed with the computer graphics tools of the OpenGL programming interface (Williams *et al.*, 2012). The results of the reconstructions were integrated into software linked to georeferenced information systems (GIS).

The RGR and Walvis Chain reconstructions were performed between 100 and 55 Ma at 5 Ma intervals. Five evolutionary stages were defined: 100-90 Ma (I), 90-80 Ma (II), 80-70 Ma (III), 70-60 Ma (IV) and 60-55 Ma (V). The current geographical position of the Tristan da Cunha Island was adopted as the location of the hotspot, and its coordinates were held fixed during the reconstruction of both chains. However, this approach is slightly more complex for the formation of the Walvis Chain due to the position of the plume (Pessanha, 2011); this was originally questioned by O'Connor & Roex (1992) and Adam *et al.* (2007) and was discussed in recent studies that refer to a plume between the Tristan da Cunha and Gough islands, which may have been in constant motion in the mantle (O'Connor & Jokat, 2015). However, in this study, the position adopted for the hotspot was found to be compatible with the proposed model for the formation of the RGR. The plume's position is represented with a 200 km radius based on the dimensions of the zone of influence of the conduit formed by this plume (O'Connor & Roex, 1992; Pessanha, 2011).

## **5. RESULTS AND DISCUSSIONS**

### **5.1. RGR Gravimetric Signatures**

On the Bouguer anomaly map of the South Atlantic (Figure 3A), an increasing positive regional gravity gradient from NW (continent) to SE (ocean) is associated with crustal thinning of the continental region toward the ocean floor, which is typical of passive continental margins (Castro *et al.*, 1998). An exception is observed in the region of the RGR from the São Paulo ridge (I in Figure 3A) that extends to the southeastern RGR (II in Figure 3A). The area between the southeastern RGR and the mid-ocean chain, which has the same NW-SE trend, has no gravity anomalies at this scale of observation that may be associated with expressive volcanic structures. The low

Bouguer gravity zone (290-455 mGal) suggests a region of thickened oceanic crust, which is possibly a record of the influence of the Tristan da Cunha Plume during the formation of the South American plate (gray polygon in Figure 3A).

Seven gravimetric domains (Figure 3B) of positive polarities are identified in the RGR and the surrounding area based on their spatial distributions, amplitudes and orientations: a) the GeD1 domain refers to the South American continent and the region near the continental margin; this domain has lengths of 1,750 and 2,250 km in the N-S and NE-SW directions, respectively, and is composed of medium to long wavelength ( $\sim 36.3$  km) Bouguer anomalies with a mean amplitude of 34 mGal; b) the GeD2 domain includes the region with the main rift-phase depocenters of the marginal basins on the south-southeast Brazilian coast and is also characterized by a zone of transitional crust (Cainelli & Mohriak, 1999); this domain has long wavelength ( $\sim 82.6$  km) Bouguer anomalies with a mean amplitude of 220 mGal and is 500 and 2,500 km long in the NW-SE and NE-SW directions, respectively; c) the GeD3 domain represents an extension of the GeD2 domain and is associated with an area of typical oceanic crust that is thinner than the transitional crust; this domain consists of long wavelength ( $\sim 130$  km) Bouguer anomalies with a mean amplitude of 415 mGal and a general NE-SW orientation, similar to GeD2, that follows the inflections of the South American continent; d) the GeD4 domain is associated with the region where the RGR formed and consists of thicker crust, which is revealed by an extensive semicircular gravimetric minimum with long wavelength ( $\sim 390$  km), amplitudes of approximately 280 mGal, an E-W orientation, and lengths of approximately 420 and 227 km in the E-W and N-S directions, respectively; and e) the GeD5 and GeD6 domains are linked to the oceanic basins of Brazil and Argentina, respectively, on the South American plate. The GeD5 domain is located NE of the RGR and has long wavelength anomalies ( $\sim 175$  km) with a mean amplitude of 528 mGal. The GeD6 domain has the highest Bouguer anomaly values (on the order of 536 mGal) with long wavelengths ( $\sim 290$  km) southwest of the RGR; f) the GeD7 domain comprises a region between the RGR and the mid-ocean chain, where the influence of the Tristan da Cunha plume was limited to the formation of several seamount chains. This domain is located southeast of the RGR and contains long wavelength ( $\sim 133.9$  km) Bouguer anomalies with a mean amplitude of 450 mGal.

Long and short wavelength gravimetric lows highlight the WRGR and ERGR segments (dashed black lines in Figures 4A and 4B). The negative regional gravity

anomalies reflect the effect of isostatic lithospheric compensation that is associated with thickened and less dense crust and extends between the RGR segments and the oceanic basins in adjacent areas (hatched area in Figure 4A). In addition, both maps show an abyssal valley between the two RGR segments (gray polygon in Figure 4B). In this N-S-oriented valley, isolated residual negative anomalies with values between -3 and -16 mGal (located in the blue outlines in Figure 4B) are associated with seamounts and guyots that probably formed from magmatic material with a lower density than the host oceanic crust. Local gravimetric minimums suggest the presence of areas with significant sedimentary accumulations in the RGR, which formed in these volcanic structures (red outlines in Figure 4B). The formation of the abyssal valley is associated with a major change in the rotation pole and the rearrangement of the plates at approximately 84 Ma, which will be discussed in the simplified temporal/spatial reconstruction of the RGR in the next chapter.

In the central portion and flanks of the RGR, residual gravimetric minimums (-7 and -3 mGal; Fig. 5) reveal the main Mesozoic and Cenozoic depocenters, which cover the entire study area. Some of these structures and sedimentary layers were well defined in the seismic sections interpreted in Mohriak *et al.* (2010). In addition, two 1,200-km-long NW-SE-oriented negative anomalies cross the WRGR and ERGR. They are associated with the Cruzeiro do Sul Rift and the thick sedimentary package that was deposited along the axis of crustal strain (Figure 5A). The uplifted basement blocks that form the ends of the rift flanks are capped by a narrower band of sediments than the adjacent areas, as was described by Mohriak *et al.* (2010). This region corresponds to a set of positive residual Bouguer anomalies with a mean value of 10 mGal. This gravimetric pattern on the flanks also indicates an aborted rift that was divided into smaller compartments along its length (white polygons in Figure 5A). This rift is also well defined by two extensive negative free-air gravity anomalies (white dashed line in Figure 5B) of -31 and -141 mGal in the WRGR and ERGR, respectively. Extensive free-air gravity lows occur along the Cruzeiro do Sul Rift. In the ERGR, these free-air gravity minimums reach values up to -150 mGal in the deepest part of the rift (~ 5,800 m). In contrast, the rift flanks are marked by positive free-air anomalies between 59 and 85 mGal (Figure 5B).

Extensive E-W gravimetric lineaments are observed on the northern, southern and eastern boundaries of the RGR (yellow polygon in Figure 5B). This anomalous

pattern is represented by alternating positive and negative free-air anomalies associated with the OFZs and the structural highs and lows of the basement. The rise of the mantle material and its rapid cooling caused topographic elevation on the walls of the OFZs. These structural highs may also be associated with vertical tectonism of crustal and upper mantle blocks (Bonnati, 1978), and the valleys probably resulted from the tensile system due to shear movements in the active segments of these fractures (Peive, 2006) near the RGR.

Profiles A-A' and B-B' show the correlation between the Bouguer anomalies, free-air anomalies, and the bathymetry of the RGR (Figure 6). Profile A-A' crosses the WRGR and the northern portion of the ERGR, whereas Profile B-B' crosses only the southern portion of the ERGR. The highest amplitudes of the Bouguer anomalies suggest that the Moho is deeper in the west, especially between distances of 220 and 230 km in Profile A-A'. In both profiles, gravimetric minimums are observed in the Cruzeiro do Sul Rift region, whose central valley rose in response to the mechanical subsidence that occurred along this structure when tensional forces sectioned the RGR during the Cenozoic. Short wavelength free-air anomalies show a series of structural highs and lows near the RGR in the NE portion of Profile A-A' and in the SW and NE portions of Profile B-B'.

Finally, a semicircular positive free-air anomaly (on the order of 20 mGal) is located in the southern portion of the WRGR. This may be associated with a possible volcanic massif that is composed of a set of volcanic cones (white circle in Figure 7). These massifs are associated with volcanic eruptions in the oceans and are morphologically distinct from seamounts; they are generally much larger and form domes with gentle slopes, whereas seamounts are typically high with steeper slopes (Sager *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2015). The randomly distributed volcanic cones imply that secondary eruptions may have occurred on this massif. Zhang *et al.* (2016) described a similar anomalous pattern on the massif in the Shatsky Rise on the eastern margin of Japan.

## **5.2. Magnetic Signatures in the RGR region**

On the anomalous magnetic field RTP, TDR and HGA maps (Figures 8 and 9), the RGR is located within NNE-SSW-oriented magnetic anomalies sub-parallel to the

South American continental margin and follows their inflections. This pattern is typical of marine magnetic anomalies with alternating positive and negative anomalies (Figure 8B), which are directly associated with the polarity reversals of the Earth's geomagnetic field while the oceanic crust was being produced at the mid-ocean ridge. The magnetic anomaly related to Isochrone C34 (84 Ma) stands out; it is represented by an extensive, well-defined negative magnetic anomaly that crosses the rise between its two segments. East of Isochrone C34, these lineaments are oriented N-S, NE-SW and NW-SE. This isochrone characterizes the end of the Cretaceous magnetically quiet period, during which the frequency of the geomagnetic reversals declined steadily to its lowest point (without reversals) at approximately 84 Ma (Cox, 1973). After a quiet period between 120 and 84 Ma (Malinverno *et al.*, 2012), the frequency of these reversals increased continuously (Cox, 1973), and the magnetic anomalies were better defined. The RGR is located in an area where the magnetic anomalies are chaotically distributed, which may represent a series of overlapping magmatic events of different ages in the rise region amid numerous ridge jumps of the mid-ocean mountain range. This complex magnetic pattern is still difficult to understand.

In addition, a series of E-W-oriented magnetic lineaments that cross the NNE-SSW magnetic anomalies was observed (Figures 9 and 10). These lineaments are associated with OFZs and their continuations in the rise region, which are not easily observed in the gravimetric and bathymetric data. The OFZs compartmentalize the RGR and are scars produced by transform faults that cross the mid-ocean chains, deforming the oceanic crust throughout its extent (Adams, 2002). The cartography of these structures, which are hundreds of kilometers long, is essential for understanding the structural framework of the South Atlantic and, in particular, of the RGR, which is transversally crossed by many of these fracture zones. Approximately eleven major OFZs are located between 28.7°S and 35.3°S latitude, and some were not identified in earlier studies, such as those at 28.7°S, 29.2°S, 31.1°S, 31.6°S, 32.1°S, 33.7°S and 35.3°S. Others have more consistent locations and arrangements than those observed in other studies, such as the Chuí and Cox OFZs (Figure 9D). The nomenclature of some of the previously described OFZs was defined based on the current latitudes of the expressive lineaments of these OFZs.

## **6. GEOTECTONIC EVOLUTION OF THE RIO GRAND RISE (100 - 55 Ma)**

A kinematic reconstruction of the temporal and spatial evolution of the RGR and the mid-ocean ridge segments was performed based on the bathymetric and gravimetric data (Figures 11 to 15). The maps of South Atlantic spreading at intervals of 5 Ma show that the RGR formed due to the excess magmatism from the Tristan da Cunha Plume, which was located between the Rio Grande (North) and 35.3°S (South) fracture zones (FZs) for approximately 45 Ma between the late Cretaceous and the Paleocene (100 - 55 Ma). Figure 10 shows a simplified version of the evolution of the RGR in five intervals during this period.

During the interval between the 100 and 90 Ma isochrones (Figures 11 and 12), the center of the hotspot was initially located in the region of the mid-ocean ridge segments between the Rio Grande and Porto Alegre FZs. The segments north and south of the hotspot migrated northwest, and the segments to the southwest, between the Porto Alegre and Chui FZs, appear to have remained fixed but rotated slightly NNE from their original NE-SW orientation. Starting at 95 Ma, the western portion of the RGR began to form between the 28.7°S and Porto Alegre FZs and gradually developed southwards to the 31.6°S FZ at approximately 90 Ma. The effect of the formation of the nonseismic chain is illustrated by a semicircular Bouguer gravity anomaly minimum of 270 mGal in regions of higher topography that reaches 400 mGal at the ends of this rise segment (Fig. 11B).

Between the 90 and 80 Ma isochrones (Figures 12 and 13), the mid-ocean ridge segments affected by the hotspot magmatism are distributed between the Rio Grande and 32.1°S FZs. On the South American plate, the entire WRGR developed until approximately 80 Ma. However, prior to that, the northern portion of the ERGR began to form between the Rio Grande and 29.2°S FZs starting at 85 Ma, which is suggested by the presence of an E-W-oriented gravity anomaly minimum of approximately 370 mGal (A in Figure 12B). At 80 Ma, a break apparently formed from north to south on a plateau on the mid-ocean ridge axis between the 29.2°S and Porto Alegre FZs (yellow dashed line in Figure 13A). This plateau represents a possible portion of the RGR that formed along with the Walvis Chain on the ridge segments. As noted by Gente *et al.* (2003) and Pessanha (2011), the plateau break is related to a period of varying magmatic contributions from the Tristan da Cunha hotspot, which differs from what occurs in the Azores, where the increasing distance between the hotspot and ridge axes

is the main cause of the decrease in magma supply and of the oceanic plateau break-up. This indicates that during the evolution of the RGR-Walvis system in this period, the main cause of the break-up was probably the decrease in the magma supply in these ridge segments. Finally, during this period, the magmatic contribution from the plume in the ridge segments between the 29.2°S and 31.1°S FZs decreased considerably; this is indicated by the high gravity anomaly (on the order of 460 mGal), which represents a possible area of thinner crust (gray polygon on the Bouguer map in Figure 13A).

After the greatest change of the rotational pole of the South American and African plates at 84 Ma (Muller *et al.*, 1997) and its consequent spatial rearrangement, the period between 80 and 70 Ma (Figures 13 and 14) showed a striking instability of the accretion system of the mid-ocean ridge axes (Pessanha, 2011). Due to the displacements of the South American and African plates during this period, the plume, which was initially positioned over the ridge axis and affected the region between the Rio Grande and 31.1°S FZs, began to move under the African plate. However, it continued to provide magmatic material to the ERGR between the 28.7°S and Porto Alegre OFZs until approximately 75 Ma and extended the magmatism to the 33.7°S FZ at approximately 70 Ma. The repositioning of the mid-ocean ridge segments between the Porto Alegre and Chui FZs closer to the hotspot becomes evident during this period in the evolutionary reconstruction of the RGR, as shown between intervals II and III of Figure 9. These segments maintained an NNE-SSW orientation but rotated significantly counterclockwise in relation to geographic north, while the segments were rearranged, and new seafloor formed. Finally, the plain formed between the WRGR and ERGR between 80 and 70 Ma due to the combination of the rearrangement of the lithospheric plates and the migration of ridge segments closer to the hotspot during this period. This reconfiguration occurred in two regions, one in the north between the Rio Grande and Porto Alegre FZs and another to the south between the Porto Alegre and Montevideo FZs. According to Muller *et al.* (2008), these regions have different spreading rates ( $\approx 30$  and  $110$  km/Ma, respectively) and asymmetries ( $\approx 60\%$  and  $90\%$ , respectively). The difference between these rates explains the greater E-W extent in the southern portion of the plain.

Between 70 and 60 Ma (Figures 14 and 15), the ridge segments between the 31.1°S and Cox FZs were rearranged near the hotspot with a predominant N-S orientation. During the 65 Ma period, the north and central portions of the ERGR

segment had already formed, and the influence of the plume on the ridge segments between Cox and 35.3°S FZs formed the southern portion of the ERGR. During the same period, the Chuí and 32.1°S FZs may have stopped developing, or their signatures were not clear in the magnetic data (Figures 8 and 9).

Finally, the southern portion of the ERGR developed until approximately 55 Ma (Figure 15B). During this period, the plume was located under the African plate, which reduced its influence on the South American plate, and it was limited to forming isolated seamounts. However, intense volcanic activity continued in the African plate, which generated the western portions of the Walvis Chain. The presence of positive Bouguer gravity anomalies on the order of 470 mGal (gray polygon in Figure 15B) suggests that the oceanic crust in this region of the South American plate has the typical thickness (~ 10 km) because it is outside the magmatic influence of the Tristan da Cunha Plume.

## **7. TECTONIC SUBDIVISION OF THE CRUZEIRO DO SUL RIFT**

The Cruzeiro do Sul Rift is well defined in the gravimetric data by extensive negative Bouguer and free-air anomalies that follow the NW-SE axis of the central valley. The flanks of the central valley progressively decrease towards the southeastern portions of the rift followed by a decrease in the gradient of the free-air anomalies, which indicates that subsidence along this structure progressively increased in this direction. In contrast, the magnetic signature of the rift is not well defined in the data that were used in this study.

The Cruzeiro do Sul Rift developed in an extensive deformation zone that cuts the RGR at a high angle (Mohriak *et al.*, 2010). The aborted rift region represents an area that accommodated the forces from the tensional faults of the South Atlantic rifting. These movements between large crustal blocks in the accommodation areas of the southeastern margin of the South American Platform were responsible for creating the en echelon pattern in depocenters in the Santos and Campos marginal basins (Meisling *et al.*, 2001; 2003) (Figure 16).

The opening of the South Atlantic Ocean is a combination of tensional and dextral transcurrent movements between the South American and African plates (Numberg & Muller, 1991). Therefore, the transfer zone in which the Cruzeiro do Sul



Rift developed has an extensional component that is oblique to the regional dextral transcurrent forces (transtension), which affected its development (Figure 17A). These forces along the deformation zone, combined with the regional dextral transcurrent forces of the OFZs, were possibly reactivated during the formation of the rift (Mohriak, 2010) and moved large segments of the rift between the Paleogene and Neogene. According to Cobbold (2001), the entire southeastern margin of South America was reactivated by dextral and sinistral transcurrent movements along the extensional faults of the South Atlantic opening and some segments of transfer faults near the Brazilian coast. These reactivations occurred during the Upper Cretaceous, Eocene and Neogene (Cobbold, 2001) and are correlated with changes in the convergence conditions (direction and speed) of the Andean margin of the South American continent. The tectonic reactivations during the Eocene and Neogene affected the region of the basins along the southeastern margin in Brazil as well as deeper areas of the South Atlantic, which are associated with the prominent inflections observed along the Cruzeiro do Sul Rift that developed over the RGR (I and II in Figure 17A). These inflections coincide with areas of OFZs and might represent reactivations of old pre-existing transform faults.

The Cruzeiro do Sul Rift was divided into two segments mainly by the combination of the transcurrent movements between the OFZs and the transfer zone in which the rift formed. The northern segment (NCSR) crosses the northwestern portion of the RGR, and the southern segment (SCSR) is located in the southern region of the eastern portion of the rise (Figure 17B). Both segments were rotated counterclockwise in response to the dextral transcurrent forces of the 29.2°S, Cox and Meteor FZs. In the South Atlantic oceanic crust, the NW-SE orientation of the transfer zones is aligned with the E-W orientation of the OFZs (Mohriak, 2003), and this alignment is observed in both segments of the rift. Part of the NCSR that formed in the accommodation zone is aligned with the Cox FZ at 33.1°S latitude and passes through the eastern portion of the RGR (Fig. 17). The SCSR segment is aligned with the Meteor FZ at 34.5°S latitude.

In addition, the NCSR and SCSR can be subdivided into smaller compartments, which were also rotated counterclockwise by the transcurrent movements of the OFZs. The WRGR and ERGR consist of four and three compartments, respectively (I and II in Figure 18). The compartment between the Porto Alegre and 31.1°S FZs had the greatest rotation along the Cruzeiro do Sul Rift. In this compartment, a portion of the rift was

shifted by a sinistral transcurrent force along a NE-SW-oriented structure (III in Figure 18). This structure is well defined in the ASI map (A in Figure 18 III), and it may be related to an extensional fault that formed or was reactivated during the opening of the Cruzeiro do Sul Rift or an old ridge axis that was reactivated during the development of the rift.

## **8. CURVATURE OF THE SOUTHERN PORTION OF THE JEAN CHARCOT CHAIN**

Similar to the Cruzeiro do Sul Rift, the Jean Charcot seamount chain is not well defined in the magnetic data. However, these structures appear in gravimetric data as generally well-defined negative gravity anomalies that are associated with significant volcanic structures that consist of material less dense than the host crust. The chain is readily identified in the bathymetric data and is approximately 1,000 km long; it extends from the Brazilian continental margin for approximately 500 km to the RGR, where it curves sharply SW for another 500 km. Many questions remain about the seamounts on the curved segment, especially about their origin. They are oriented NE-SW, which is opposite to the NW-SE trend of the northern segment of the chain.

One explanation for the differences between the trends of the Jean Charcot chain segments can be extracted from an analogy with several magmatic events that occurred along the southeastern margin of Brazil. Analyses of seismic sections by Oreio *et al.* (2006) indicate that the post-salt magmatic events on the southeastern margin of the South American Platform were the result of the reactivation of deep fault zones, many of which formed during the break-up of the Gondwana supercontinent and by changes in the rotation pole of the South American plate between 84 to 50 Ma. These magmatic events occurred near the intersections between NW-SE-oriented fault zones (strike-slip faults) and NE-SW-oriented fault zones (normal faults) as well as in the Poços de Caldas – Cabo Frio alkaline massifs in southeastern Brazil (Figure 19). These data suggest that the magmatism did not occur due to the movement of the plate over a mantle plume because the reactivated faults (mainly the NW-SE-oriented strike-slip faults) appear to have cut the entire lithosphere, reached the asthenosphere and caused partial melting of the mantle by pressure relief. A similar situation may have occurred in the southern portion of the Jean Charcot Chain but with a peculiar feature; the

seamounts in this chain are aligned with or very close to the OFZs that cross this area (Figure 20A). These seamounts also coincide with the location of NE-SW-oriented magnetic lineaments, which may be associated with extensional faults or old axes of aborted mid-ocean ridges (Figures 20B and 20C). The intersections between these reactivated OFZs and a likely NE-SW-oriented region of extensional deformation, which developed or was also reactivated during the opening of the Cruzeiro do Sul Rift, may have formed a large zone of crustal weakness (gray polygon in Figures 20A and 20B). In this context, these intersections must have served as conduits for the magmatic rises that formed the southern portion of the mountain range. However, the Jean Charcot Chain and the distribution of its seamounts still require additional detailed studies.

## 9. CONCLUSIONS

The application of enhancement techniques to gravimetric and magnetic data anomalies from global potential models allowed new regional geophysical mapping of the RGR in the South Atlantic. Two segments of the RGR were differentiated from regional and residual gravity anomalies. The gravimetric anomalies indicate the effect of isostatic compensation of anomalous magmatism, and the segments of the RGR are represented by gravity lows surrounded by a region with intermediate negative gravity anomalies, which suggest thicker oceanic crust between the rise and the oceanic basins of Brazil and Argentina. The intermediate negative Bouguer anomalies indicate regions associated with thick sedimentary packages that formed over the RGR. Furthermore, the Cruzeiro do Sul Rift was well defined by two extensive NW-SE-oriented negative free-air gravity anomalies across the WRGR and ERGR.

The magnetic maps were essential for the identification of the spreading pattern of the oceanic crust and its temporal relationship with the formation of the RGR. The change in the predominant orientation of the magnetic lineaments during this period in the RGR region and across the South Atlantic Ocean is associated with the greatest change in the rotational pole and the reconfiguration of the plates at approximately 84 Ma (Muller *et al.*, 1997; Turner *et al.*, 2005). Since then, the South Atlantic has operated as a system of two separate plates (Numberg & Muller, 1991). In addition, the magmatic activity of the Tristan da Cunha Plume was probably the main cause for the migration of the mid-ocean chain axes and the new configuration of the spreading

centers in which the RGR developed. The magnetic anomalies also allowed the mapping of OFZs throughout the rise region. Approximately eleven OFZs observed in the magnetic data compartmentalized the entire rise and the Cruzeiro do Sul Rift. These OFZs may have formed barriers or conduits for the magmatism from the interaction of the plume with the segments of the mid-ocean ridge during the formation of the plateau. The temporal-spatial evolution of the RGR, Walvis Chain and Tristan da Cunha Plume was analyzed with a tectonic reconstruction model. The proposed model was based on the gravimetric and bathymetric data and covered the interval from 100 to 55 Ma, which represents a period of rapid expansion of the seafloor in the South Atlantic. The rearrangement of the segments of the mid-Atlantic ridge near the Tristan da Cunha hotspot combined with the additional supply of magma from the hotspot generated the anomalously high and semicircular morphology of the RGR.

Finally, the locations of the OFZs coincide with the observed inflections along the Cruzeiro do Sul Rift. These inflections might represent pre-existing transform fault zones that were reactivated during the tectonic-magmatic event that formed the aborted rift (Paleogene-Neogene). The division of the rift into two segments (NCSR and SCSR) was based on the significant offsets along the rift, which were observed in the region of the 29.2°S and Cox FZs. Other smaller counterclockwise-rotated compartments were also observed in the NCSR and SCSR and represent a response to transcurrent dextral forces in the OFZs combined with a dextral transcurrent component of the tensile force, which was responsible for the formation of the rift in the RGR. In addition, the seamounts of the southern portion of the Jean Charcot Chain are aligned with or very close to the OFZs. Possible reactivations along the intersections between these OFZs and probable extensional faults and/or old NE-SW-oriented spreading centers may have formed conduits for rising mantle magma that would explain the NE-SW orientation of the southern portion of the Jean Charcot Chain, which differs from the NW-SE orientation of the northern portion.

## **ACKNOWLEDGMENTS**

This research was supported by the IODP/CAPES Program [Project n. 13/2014]. The authors thank the International Gravimetric Bureau (IBG), Commission for the Geological Maps of the World (CCGM) and National Oceanic and Atmospheric

Administration (NOAA) for geophysical and bathymetric datasets used in this study. ILGG and DLC thank the PRH-229 Scholarship Program (Petrobras) and CNPq for the their grants.

## REFERENCES

Abdelsalam, M. G., Katumwehe, A. B., Atekwana, E. A., Le Pera, A. K., Achang, M. 2016. The Paleoproterozoic Singo granite in the South-Central Uganda revealed as a nested igneous ring complex using geophysical data. *Journal of African Earth Sciences*, 116, p. 198-212.

Adam, C., Vidal, V., Escartin, J. 2007. 80-Myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the Walvis and St. Helena hotspots (South Atlantic). *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4), p. 432-442.

Alves, E.C. 1981. Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: PETROBRAS. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais; relatório final. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. Projeto REMAC 9, p. 145-170.

Alves, E. C. 2002. Zonas de fraturas oceânicas e suas relações com a compartimentação tectônica do sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 247 p.

Amante, C. and B. W. Eakins. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, March, 19 p.

Asmus, H. E. 1975. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoci.*, 5, p. 160–174.

Asmus, H. E., Ferrari, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico da região Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: PETROBRAS. Série Projeto REMAC 4, p.75–88.

Asmus, H. E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. coords. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília: DNPM, p. 443–472.

Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S. and Briais, A., 2012. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy*. July 2012, Volume 86, Issue 7, p. 499-520.

Barker, P. F., Carlson, R. L., Johnson, D. A., Cepek, P., Coulbourn, W., Gamboa, L. A., Hamilton, N., Melo, U., Pujol, C., Shor, A. N., Suzyumov, A. E., Tjalsma, L. R. C., Walton, W. H. and Weiss, W. 1981. Deep Sea Drilling Project Leg 72: Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande Rise tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92: p. 294–309.

Barker, P. F. 1983. Tectonic evolution and subsidence history of the Rio Grande Rise. In: Barker, P. F., Carlson, R. L. et al. (eds) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 72*. US Government Printing Office, Washington, DC, p. 953–976.

Blakely, R.J., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge (UK), 441 p.

Bonatti, E. 1978. Vertical Tectonism in Oceanic Fracture Zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, p. 369-379

Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., Biancale, R., Gabalda, G., Reinquin, F., Sarrailh, M., 2012. *World Gravity Map*. Commission for the Geological Map of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris, 8 p.

Boyden, J. A., Müller, R. D., Gurnis, M., Torsvik, T. H., Clark, J. A., Turner, M., Ivey-Law, H., Watson, R. J., and Cannon, J. S. 2011. Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates. in: *Geoinformatics: Cyberinfrastructure for the Solid Earth*, edited by: Keller, G. R. and Baru, C., Cambridge University Press, Cambridge, p. 95–114.

Bryan, P.C., Cherkis, N.Z. 1995. The Bahia Seamounts: test of a hotspot model and a preliminary South American Late Cretaceous to Tertiary Apparent Polar Wander Path. *Tectonophysics* 241, p. 317–340.

Cainelli, C. & Mohriak, W.U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, vol. 22, n. 3, p. 206–216.

Chang, J-H., Hsieh, H-H., Mirza, A., Chang, S-P., Hsu, H-H., Liu, C-S., Su, C-C., Chiu, S-D., Ma, Y-F., Chiu, Y-H., Hung, H-T., Lin, Y-C., Chiu, C-H. 2016. Crustal structure north of the Itu Aba Island (Taiping Island), southern margin of the South China Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, No prelo.

Chian, D., Reid, I.D. & Jackson, H.R. 2001. Crustal structure beneath Orphan Basin and implications for nonvolcanic continental rifting. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B6), p. 10923–10940.

Cobbold, P. R.; Meisling, K. E.; Mount, V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa, Okla., v. 85, n. 11, p. 1925–1944.

Cox, A. 1973. *Plate tectonics and geomagnetic reversals*. San Francisco, California: W. H. Freeman. pp. 138–145, 222–228.

De Castro, D.L., Medeiros W.E., Jardim de Sá E.F. & Moreira J.A.M. 1998. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente:

interpretação com base na hipótese de isostasia. *Rev. Bras. de Geof.*, 16(2/3), p. 115–131.

Detrick, R. S., Sclater, J. G. and Thiede, J. 1977. The subsidence of aseismic ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 34, p. 185–196.

Dietz, R.S. and Holden, J.C., 1970. Reconstruction of Pangea: breakup and dispersion of the continents, Permian to present. *J. Geophys. Res.*, 75, p.4939–4956.

Estrella, G. O. 1972. O estágio rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro. XXVI Congr. Bras. Geol. da S.B.G., Belém-Pará, v.3, p. 29–34.

Fairhead, J. D., Marjorie, W. 2005. Plate tectonic processes in the south atlantic ocean: Do we need deep mantle plumes?. *Special Paper - Geological Society of America*, 388, p. 537–553.

Fodor, R. V., Husler, J. W. & Kumar, N. 1977a. Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise: implications for the origin of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 35, p. 225–233.

Fodor, R.V. and Thiede, J. 1977b. Volcanic breccia from DSDP Site 357: Implications for the composition and origin of the Rio Grande Rise. In: P.R. Supko, K. Perch Nielsen et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 39, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 537–543.

Fodor, R. V., Mckee, E. H., Asmus, H. E. 1984. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rocks from the Brazilian Margins. *Marine Geology*, 54(1/2): M1–M8.

Fulfaro, V. J.; Saad, A. R.; Santos, M. V. e Vianna, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoci.*, v. 12, n. 4, p. 590–611.



Gamboa, L. A. P. e Rabinowitz, P. D. 1981. The Rio Grande Fracture Zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, p. 410-418

Gamboa, L. A. P. e Rabinowitz, P. D. 1984. The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* 58, p. 35–38.

Gibson, S. A., Thompson, R. N, Day, J. A., Humphris, S. E e Dickins, A. P. 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Ear. Planet. Sci. Lett.*, v. 237, p. 744–767.

Kaji, A. O., Guerra, J. V., Fernandes, A. M., De Oliveira, R. F., Silva, C. G., & Dos Reis, A. T. 2011. Potencial de transporte sedimentar pelas correntes de fundo na região do Canal de Vema (Atlântico Sul). *Revista Brasileira de Geofísica*, 29(2), p. 385-400.

Kodaira, S., Mjelde, R., Gunnarsson, K., Shiobara, H. & Shimamura, H. 1998. Structure of the Jan Mayen microcontinent and implications for its evolution. *Geophysical Journal International*, 132, p. 383–400.

Leyden, R., Ludwig, W., Ewing, M. 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 55:2, p. 161–2.173.

Leyden, R. 1976. Salt distribution and crustal models for the eastern Brazilian margin. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, v. 48, p. 159–168.

Macedo, J. M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 3, no 3, p. 159–173.

Malinverno, A., Hildebrandt, J., Tominaga, M., Channell, J.E.T., 2012. M-sequence geo-magnetic polarity time scale (MHTC12) that steadies global spreading rates and incorporates astrochronology constraints. *J. Geophys. Res.* 117, B06104.

Maus, S., U. Barckhausen, H. Berkenbosch, N. Bournas, J. Brozena, V. Childers, F. Dostaler, J. D. Fairhead, C. Finn, R. R. B. von Frese, C. Gaina, S. Golynsky, R. Kucks, H. Lühr, P. Milligan, S. Mogren, R. D. Müller, O. Olesen, M. Pilkington, R. Saltus, B. Schreckenberger, E. Thébault, and F. Caratori Tontini, 2009, EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, no. 8, 12 p.

Meisling, K. E.; Cobbold, P. R. Mount, V. S. 2001. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903–1924.

Mitzusaki, A. M. P. 1986. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos: Caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geofísica, UFRJ, Rio de Janeiro. 104 p.

Morgan, W. J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, p. 42–43.

Mohriak, W. U.; Rosendahl, B. R. 2003. Transform Zones In The South Atlantic Rifted Continental Margins. Geological Society, London, Special Publications, 210, p. 211–228.

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. Geological Society Publishing House for EAGE (European Association of Geoscientists & Engineers), London, United Kingdom, *Stretching the crust and extending exploration frontiers*, p. 231–245.

Muller, R. D., Royer, G. S. 1997. A digital age map of the ocean floor. *SIO Reference Series*, 93:30.

Muller R. D., Sdrolias M., Carmen Gaina Walter R. Roest. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9-4:1–19.

Nurnberg, D. Muller, R. D. 1991. Tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to present. *Tectonophysics*, v. 191, p. 27–53.

O'Connor, J. M. & Duncan, R. A. 1990. Evolution of the Walvis-Ridge-Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, 95 (17), p. 474-502

O'Connor J. M., Le Roex A. P. 1992. South atlantic hot spot-plume systems: distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(3), p. 343–364.

O'Connor, J. and Jokat, W. 2015. Tracking the Tristan-Gough mantle plume using discrete chains of intraplate volcanic centers buried in the Walvis Ridge. *Geology*, 43 (8), p. 715-718.

Ojeda, H. A. O., 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* v. 66, n. 6, p.732–749.

Oreiro, S. G. 2006. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *Bol. Geoc. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n.1, p. 95–112.

Peive, A.A. 1976. Vertical Tectonic Movements Of The Crust In Transform Fracture Zones Of The Central Atlantic. 2005 . *Geotectonics* . Vol. 40, issue 1, p. 25- 36.

Pessanha, I. B. M., 2011. Evolution Temporelle et Spatiale du Système d'Interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la Dorsale de l'Atlantique Sud. *Géophysique [physics.geo-ph]*. Université de Bretagne occidentale - Brest, Français, 262 p.

Phillips, J. D. 2001. Designing matched band pass and azimuthal filters for the separation of potential- field anomalies by source region and source type. ASEG Extended Abstracts 2001: 15th Geophysical Conference, p. 1–4.

Riccommini, C. 2008. Rapid changes of stress-field in the passive continental margin of southeastern Brazil. 33° Int. Geol. Congress, Abstracts, CD-ROM.

Sager W. W., Zhang J., Korenaga J., Sano T., Koppers A.A.P., Mahoney J., Widdowson M. 2013. An immense shield volcano within the Shatsky Rise oceanic plateau, northwest Pacific Ocean. *Nat. Geosci.*, 6, p. 976–981.

Sharp, W. D., Clague, D. A. 2006. 50-Ma initiation of Hawaiian-Emperor bend records major change in Pacific Plate motion. *Science*, 313 (5791), p.1281–1284.

Souza, K. G., Fontana, R.L., Mascle, J., Macedo, J.M., Mohriak, W.U. & Hinz, K. 1993. The southern Brazilian margin: an example of a South Atlantic volcanic margin. Third International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, 7–11 November 1993. Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro, 2, p. 1336–1341.

Spector, A., and Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, p. 293-302.

Syberg, F.R.J. 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, 20, p. 47-75.

Tarduno, J. A., Bunge, H.P., Sleep, N., Hansen, U. 2009. The Bent Hawaiian-Emperor Hotspot Track: Inheriting the Mantle Wind. *Science*, 324, p. 50–53.

Turner, J. P., Wilson, P.G. 2005. Structure and composition of ocean-continent transition at an obliquely divergent transform margin, Gulf of Guinea, West Africa. *Petroleum Geoscience*, Vol 15 2009, p. 305–311.

Ussami, N., Chaves C.A.M., Marques L.S., Ernesto M. 2013. Origin of the Rio Grande Rise-Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. Geological Society, London, Special Publications, 369(1), p. 129–146.

Williams, S., Müller R.D., Landgrebe, T. C.W., Whittaker, J.M. 2012. An open-source software environment for visualizing and refining plate tectonic reconstructions using high resolution geological and geophysical data sets. In: GSA Today, 22, n. 4/5, p. 4-9.

Wilson, J. T., 1963. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. Nature, v. 197, p. 536-538.

Wilson, J. T., 1965. Submarine Fracture Zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions Line: Proposed Western Margin of the East Pacific Ridge. Nature, 207, p. 907–911.

Zalán, P. V. e Oliveira, J. A. B., 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Bol. Geoci. Petrobras, v.13, n. 2, p.269–300

Zhang J., Sager W.W., Korenaga J. 2015. The Shatsky Rise oceanic plateau structure from two-dimensional multichannel seismic reflection profiles and implications for oceanic plateau formation. In: Neal CR, Sager WW, Sano T, Erba E (eds) The origin, evolution, and environmental impact of oceanic large igneous provinces, geophysical society of america special paper 511, Boulder, p. 103–126.

Zhang J., Sager W.W., Durkin W. J. 2016. Morphology of Shatsky Rise oceanic plateau from high resolution bathymetry. Marine Geophysical Research. Advance online publication. No prelo.

## **FIGURE CAPTIONS**

Figure 1 - Rio Grande Rise – Walvis Chain system of nonseismic chains in the southern South Atlantic. The red circles represent the Tristan da Cunha and Gough hotspots.

Figure 2 – Rio Grande Rise (RGR) and Cruzeiro do Sul Rift on the SE margin of South America. DSDP boreholes: 516F and 21; Seamount Dredging: RC16; WRGR - Western Segment of the Rio Grande Rise; ERGR – Eastern Segment of the Rio Grande Rise; JCS - Jean Charcot Seamounts.

Figure 3 - Bouguer anomaly map of the Rio Grande Rise (RGR) showing a gravimetric low in the region of the nonseismic chain (A). Main gravimetric domains (GeD1v-GeD6) observed in the RGR region and the surrounding area (B). Regions I and II in Figure 3A indicate the locations of the features described in the text.

Figure 4 - Maps of regional (A) and intermediate residual (B) Bouguer anomalies of the Rio Grande Rise (RGR). The dashed black lines on the maps represent the western and eastern segments of the rise, and the hatched area in A represents the area of thickened oceanic crust under the RGR. The gray polygon in B represents the abyssal plain between the RGR segments. The red and blue outlines are associated with guyots and seamounts, and prominent sedimentary accumulations, respectively.

Figure 5 - Residual Bouguer anomaly map (A) showing the locations of the gravimetric highs associated with the basement blocks and the flanks of the Cruzeiro do Sul Rift (gray polygons) and the gravimetric lows associated with areas of thick sedimentary accumulations (blue polygons) and the aborted rift (white dashed lines). Free-air anomaly map (B) showing gravimetric highs (white polygons) associated with the higher Rio Grande Rise (RGR) regions and the flanks of the aborted rift. The Cruzeiro do Sul Rift is represented by an extensive negative free-air anomaly (white dashed line). Profiles A-A' and B-B' are shown in Figure 6.

Figure 6 – Bathymetric and gravimetric profiles A-A' and B-B' across the Rio Grande Rise (RGR).

Figure 7 – Overlapping free-air anomalies in the digital terrain model of the Rio Grande Rise (RGR). The white circle shows the location of the possible volcanic massif.

Figure 8 – Maps of the anomalous magnetic field reduced to the pole (A) and of the magnetic anomalies with binary pattern (B) of the Rio Grande Rise (RGR).

Figure 9 – Maps of the analytical signal inclination (A), horizontal gradient amplitude (B), interpreted magnetic lineaments (C) and oceanic fracture zones (D). The continental-oceanic crust boundary and Isochrone C34 (84 Ma) are represented by white and blue lines, respectively.

Figure 10 – Simplified schematic map of the evolution of the Rio Grande Rise (RGR) and the mid-ocean ridge segments in five intervals from 100 to 55 Ma.

Figure 11 - Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 100 Ma (A) and 95 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

Figure 12 - Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 90 Ma (A) and 85 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

Figure 13 - Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 80 Ma (A) and 75 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

Figure 14 - Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 70 Ma (A) and 65 Ma (B). The mid-ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

Figure 15 - Temporal-spatial reconstruction of the absolute movements of the South American and African plates for the periods of 60 Ma (A) and 55 Ma (B). The mid-

ocean chain is represented by the black line, and the white circle represents the zone of influence of the Tristan da Cunha hotspot (radius of 200 km).

Figure 16 – Map of the main provinces related to the rifting of the South Atlantic in the Campos and Santos basins described by Nurnberg & Muller (1991). The inferred transfer zones are not parallel with the direction of extension (modified from Meisling et al., 2001).

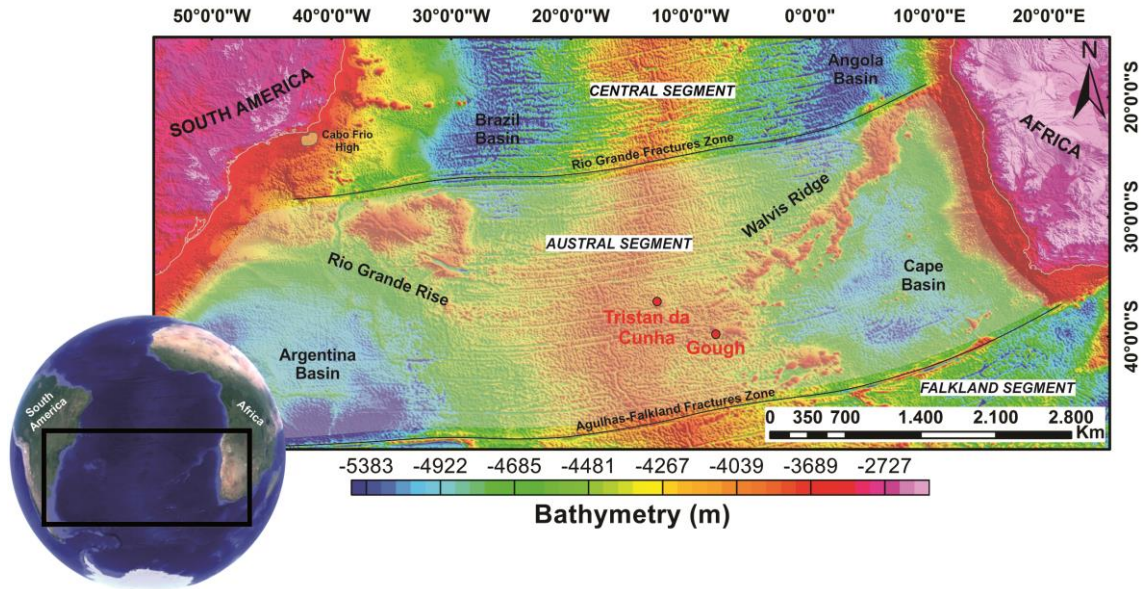
Figure 17 - Free-air gravity anomaly maps showing the distribution of regional forces that affected the formation of the Cruzeiro do Sul Rift (A) and its northern (NCSR) and southern (SCSR) segments (B). Areas I and II show major inflections along the Cruzeiro do Sul Rift and overlaps with the fracture zones mapped based on the magnetic lineaments.

Figure 18 – Map of free-air gravity anomalies showing the counterclockwise rotations of the compartments along the Cruzeiro do Sul Lineament in the western and eastern segments of the Rio Grande Rise (RGR) (white areas I and II). Area III shows a displacement along the rift associated with a sinistral transcurrent force in a NE-SW oriented structure, which is well defined on the analytical signal inclination map. The black lines shown in the enlarged regions represent areas of oceanic fractures.

Figure 19 - Location map of the Poços de Caldas – Cabo Frio alkaline massifs (in red) and Precambrian shear zones reactivated during the Cenozoic (in yellow) in Southeast Brazil. The white lines represent transfers zones (modified from Oreiro, 2006).

Figure 20 – Maps of free-air gravity anomalies (A) and analytical signal inclination (B) showing the locations of the Jean Charcot seamount chain (blue - northern segment; red - southern segment) and the OFZs, which compartmentalize this region (black lines). The southern segment (gray area) is shown in detail in (C).





**Figure 1**

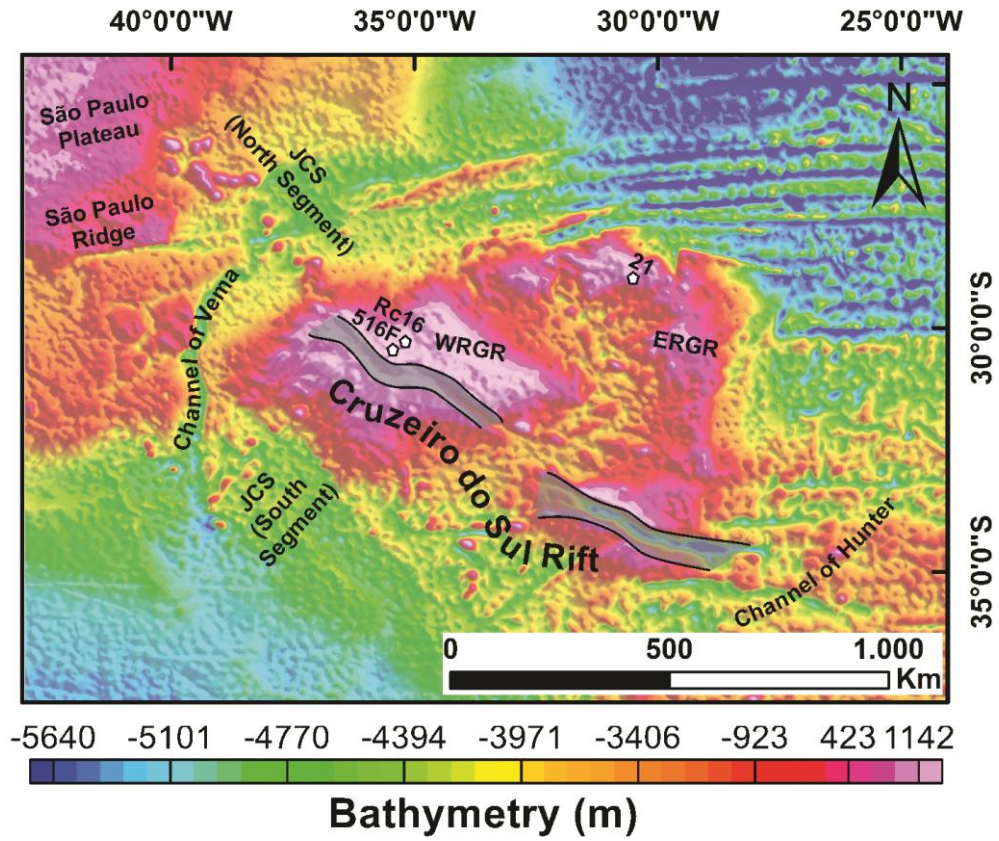


Figure 2

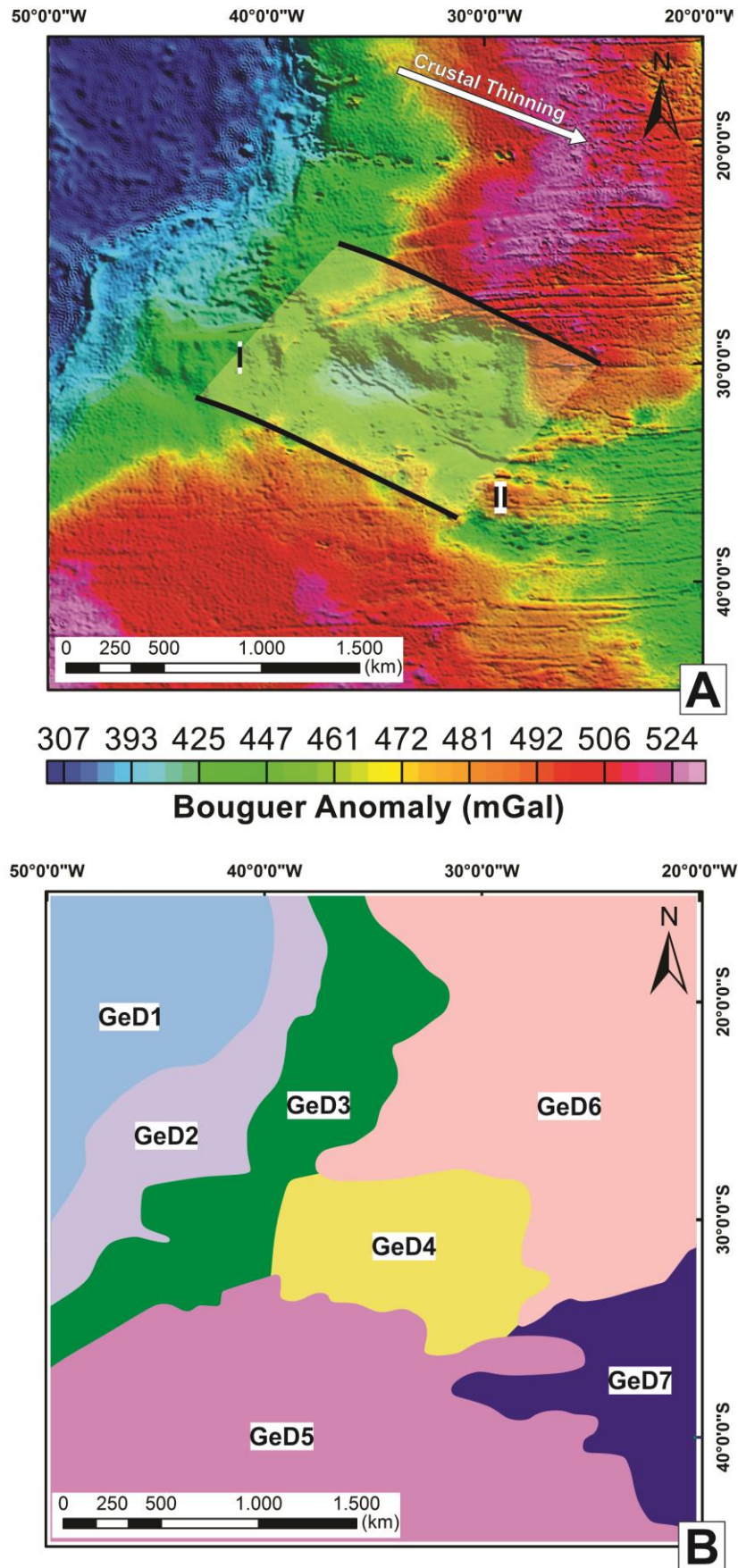


Figure 3



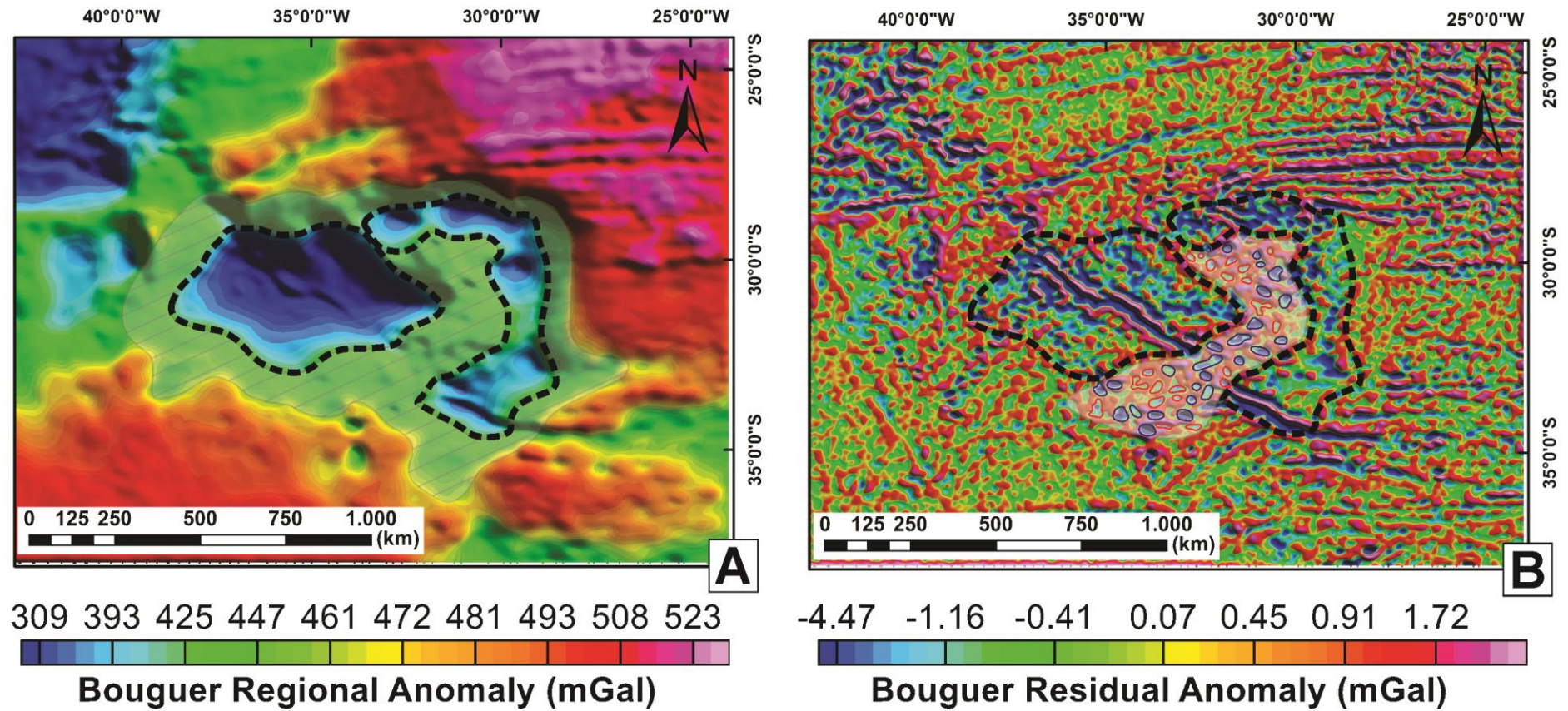


Figure 4



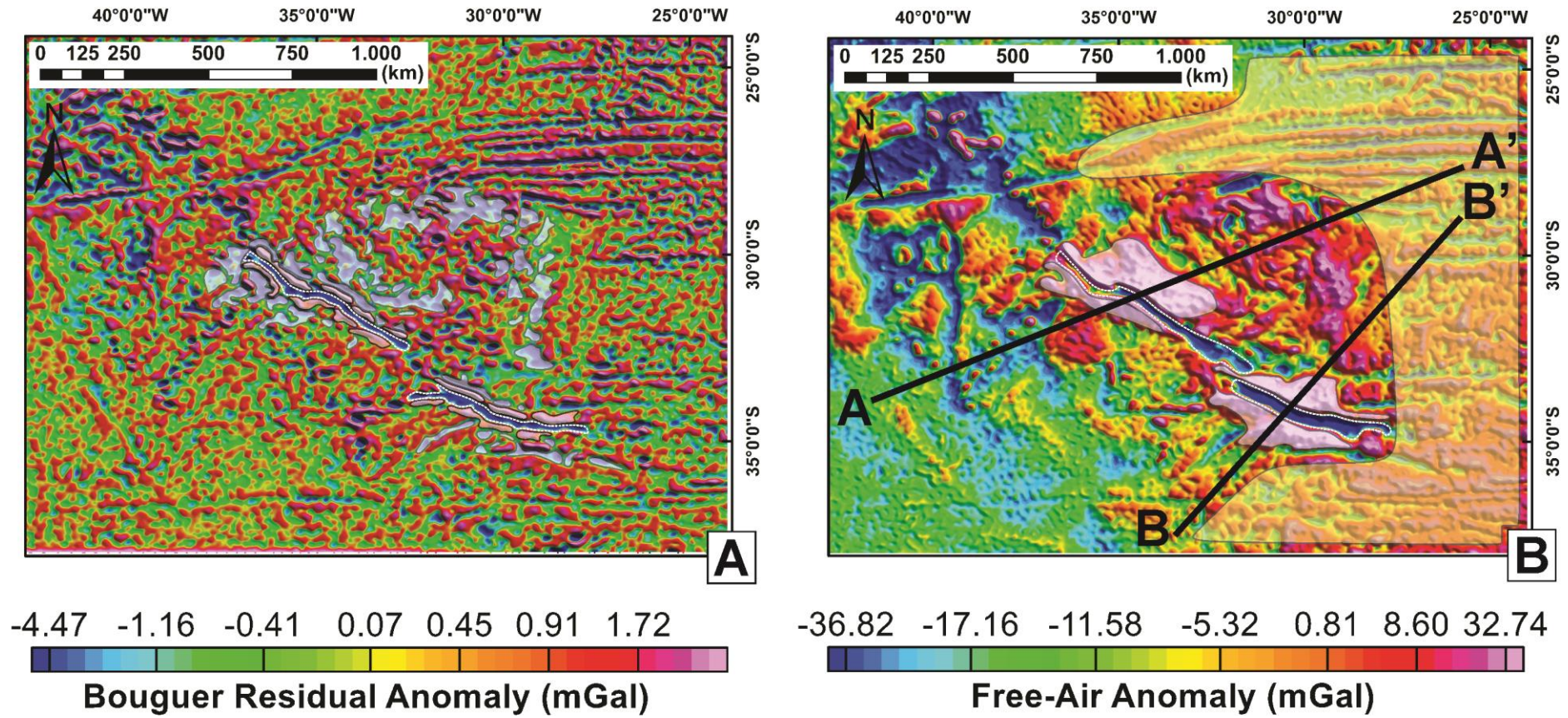


Figure 5

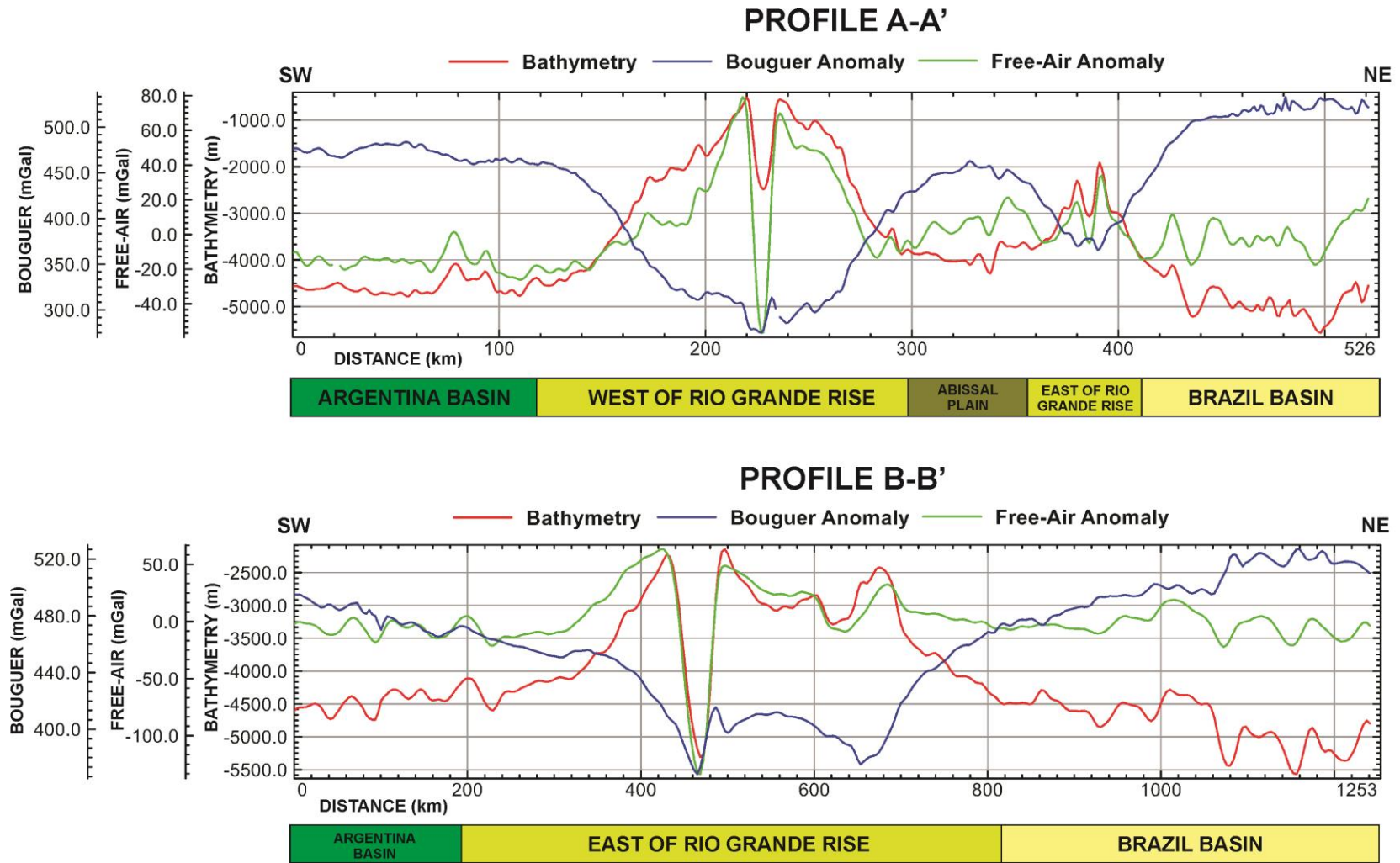


Figure 6



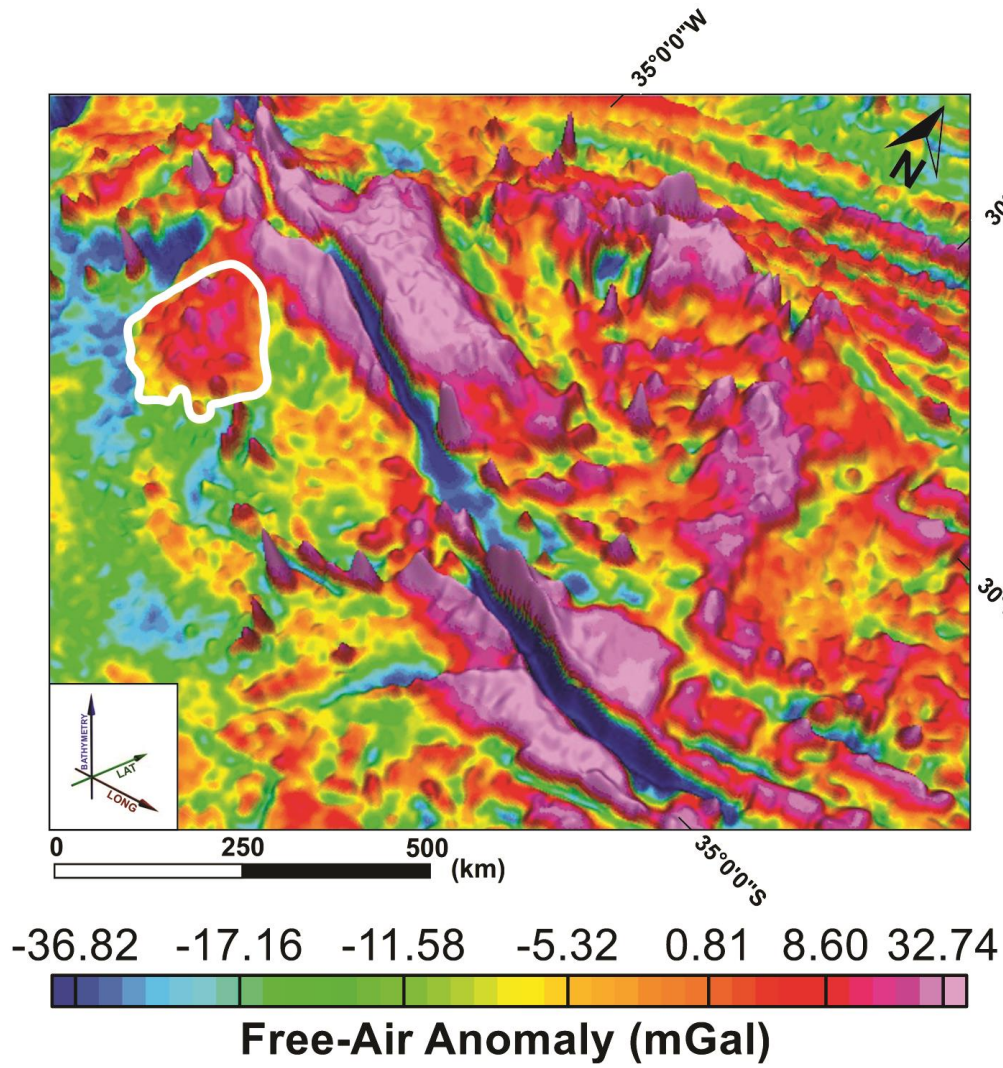


Figure 7

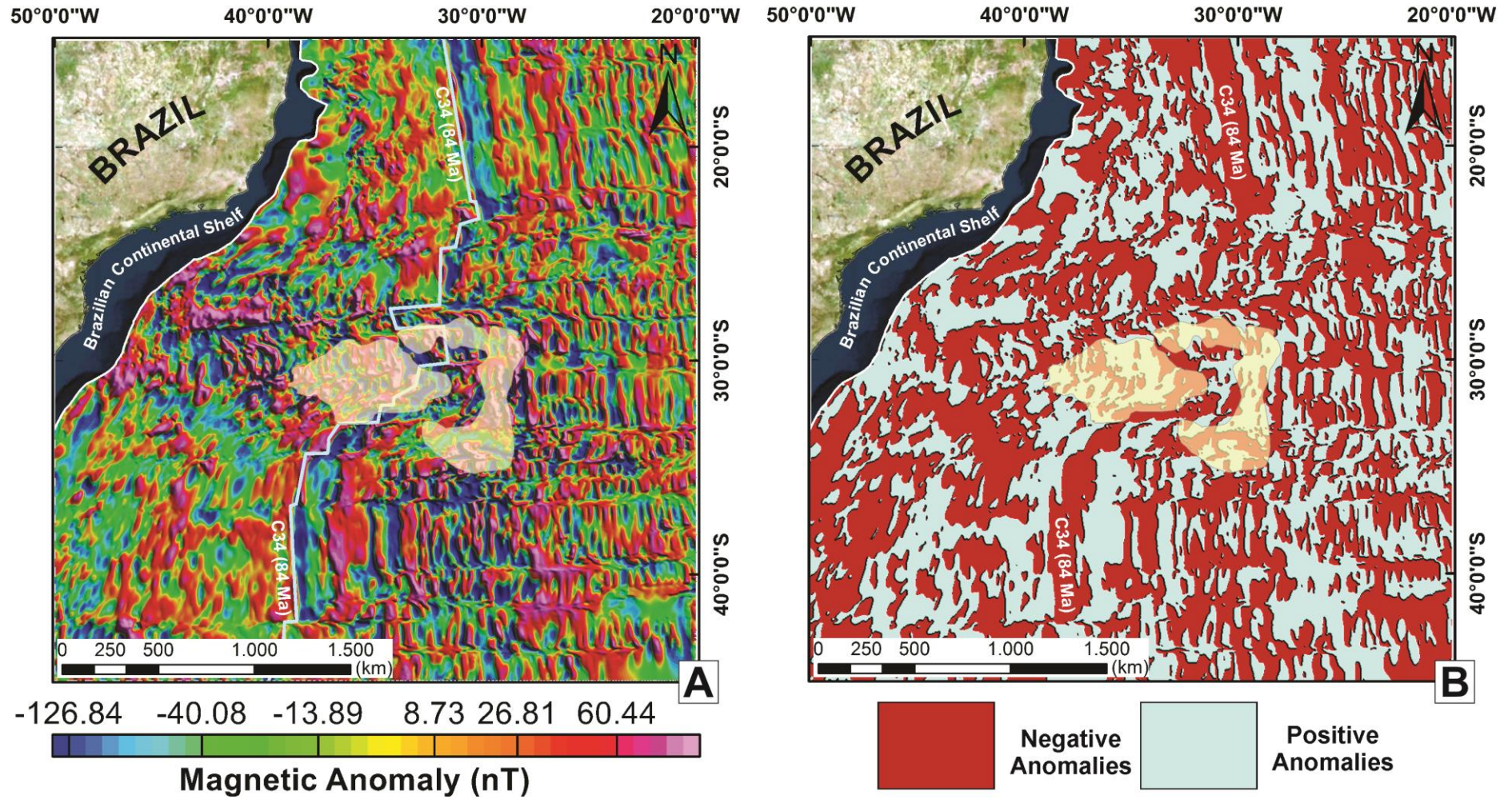


Figure 8



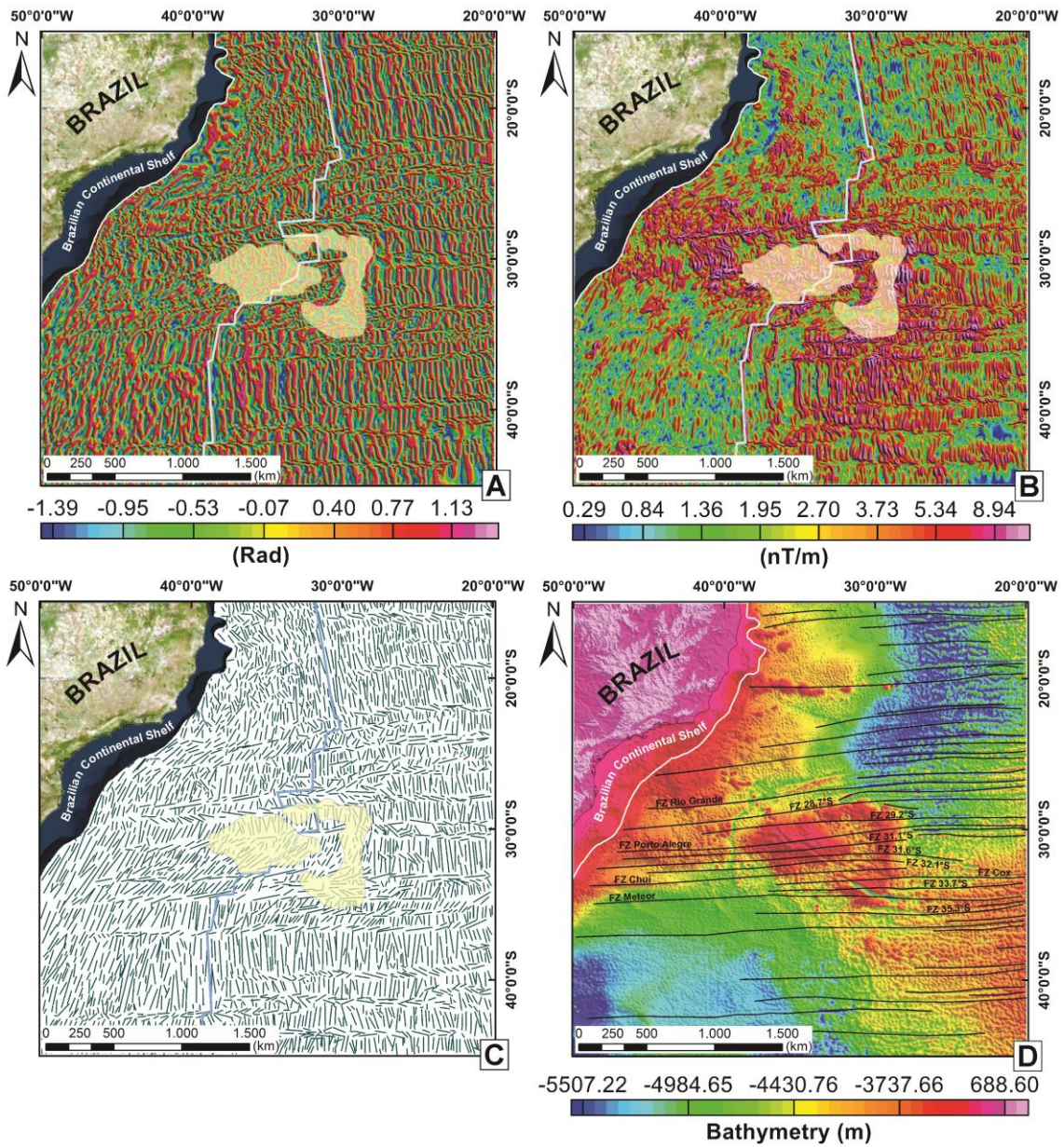


Figure 9

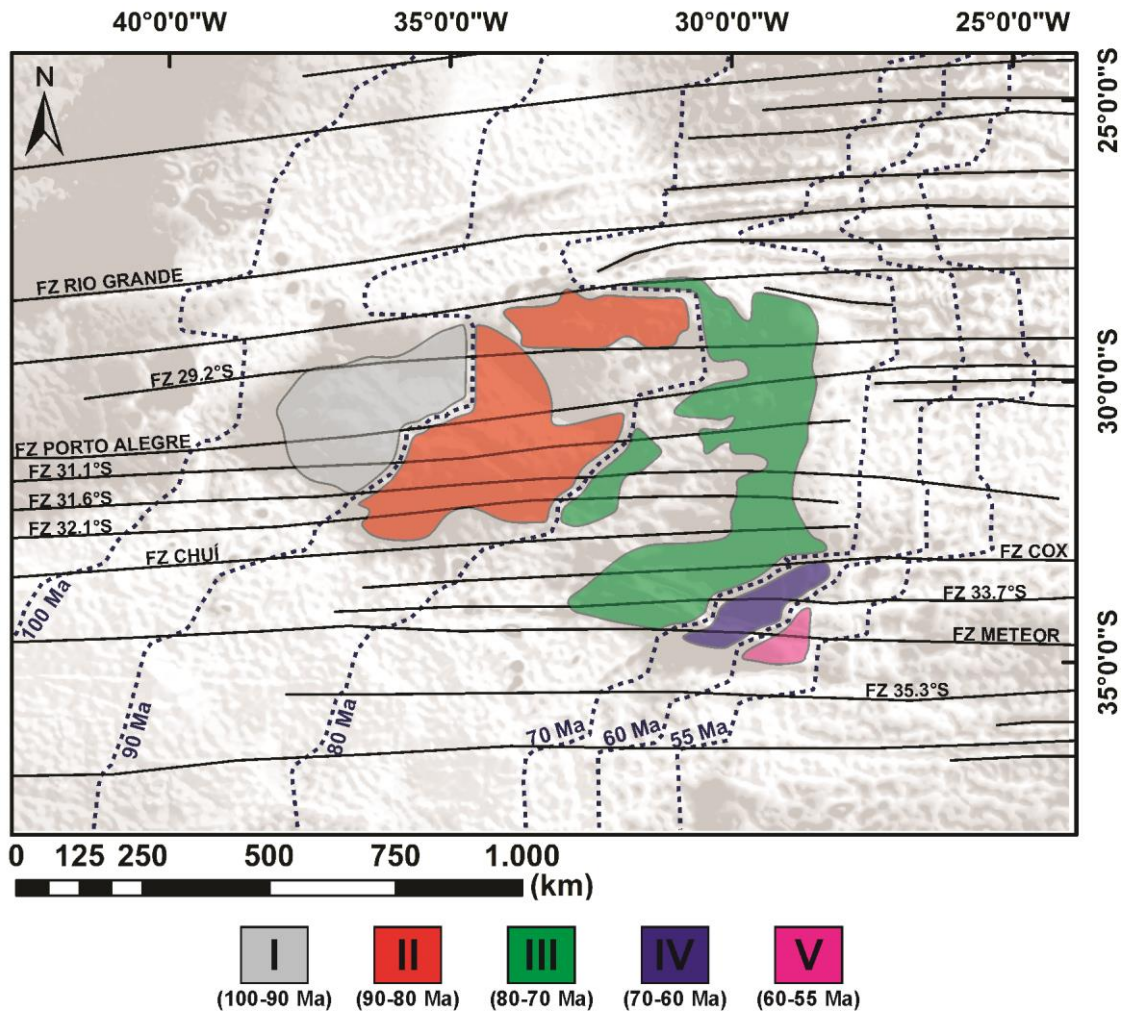


Figure 10



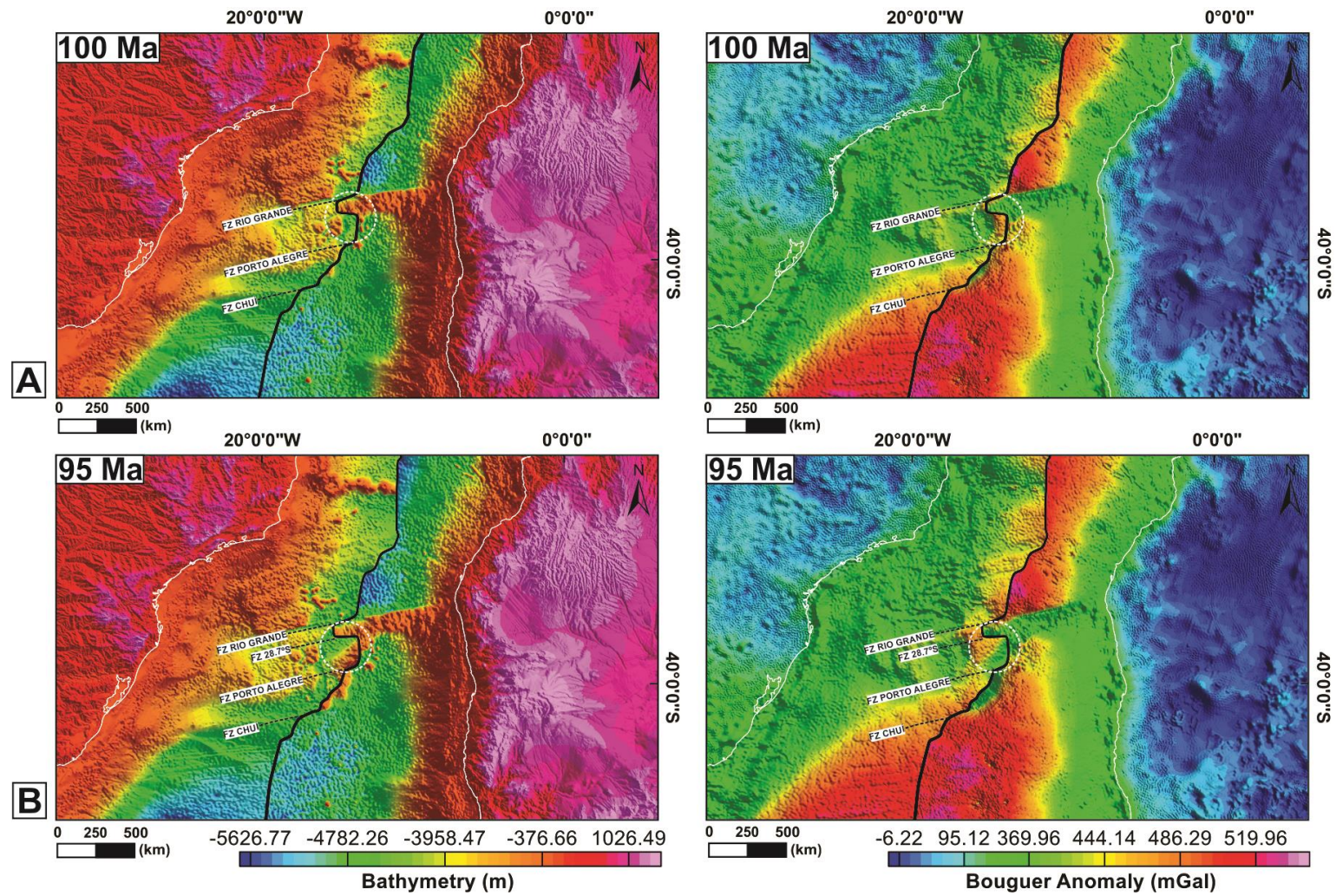


Figure 11



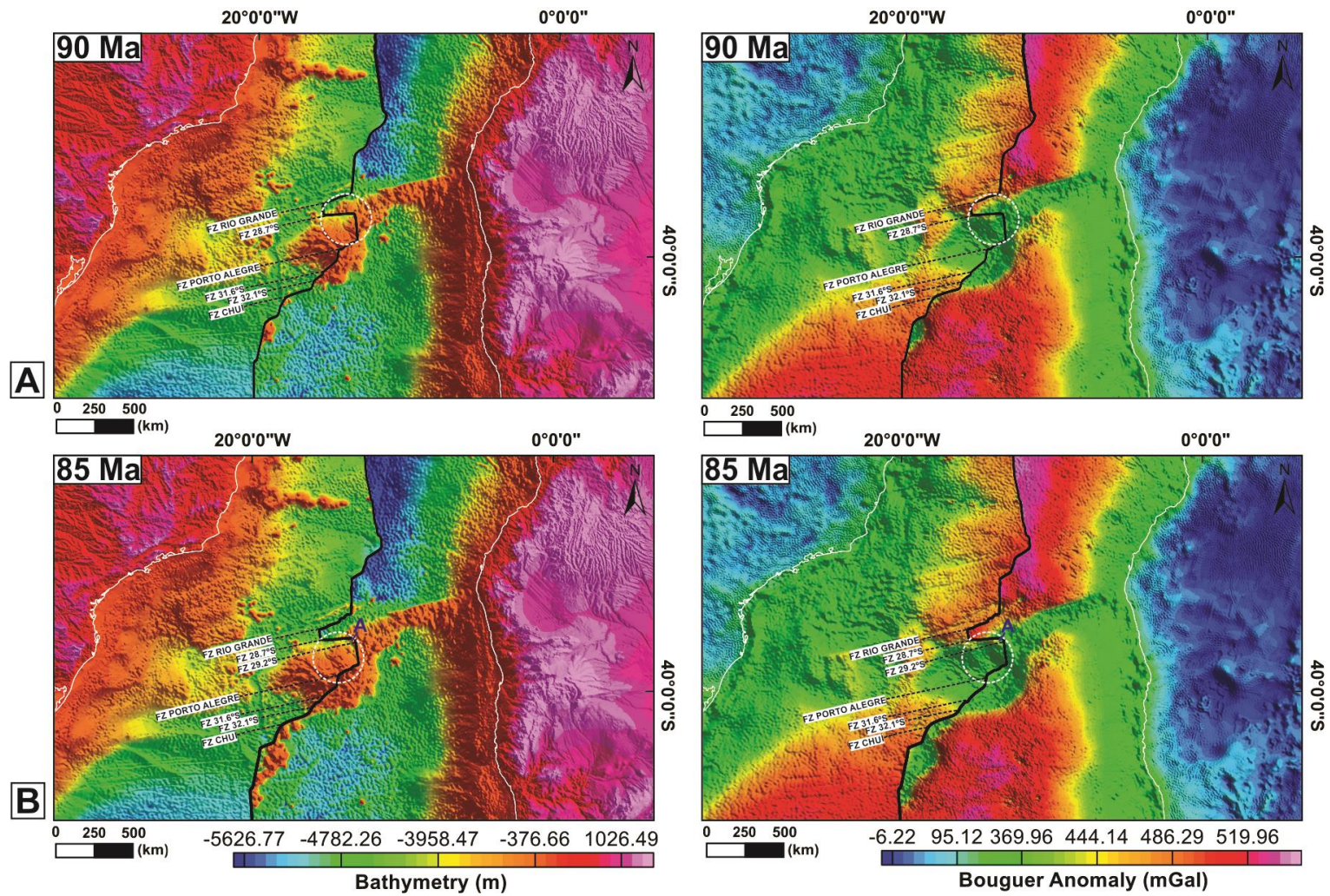


Figure 12



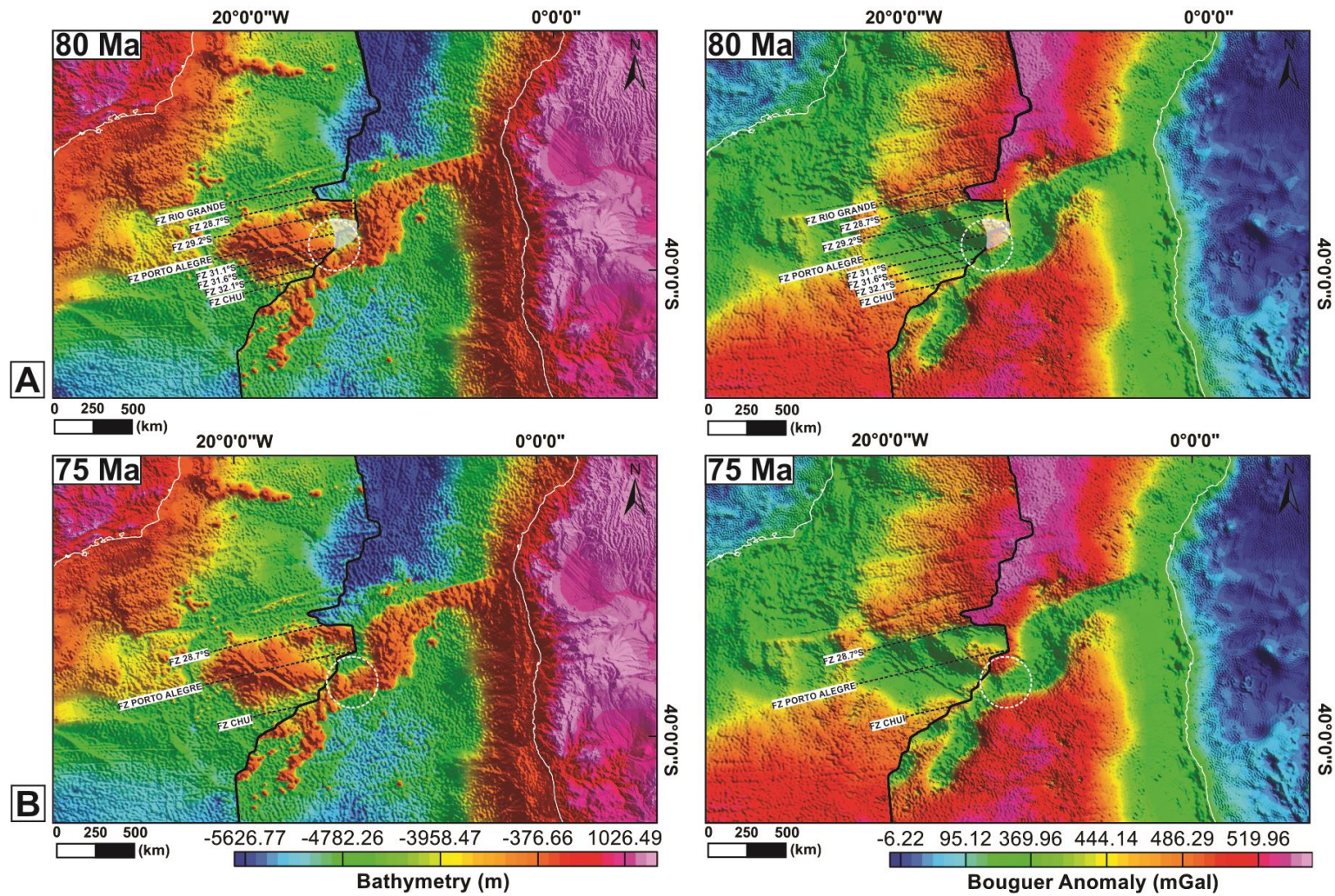


Figure 13



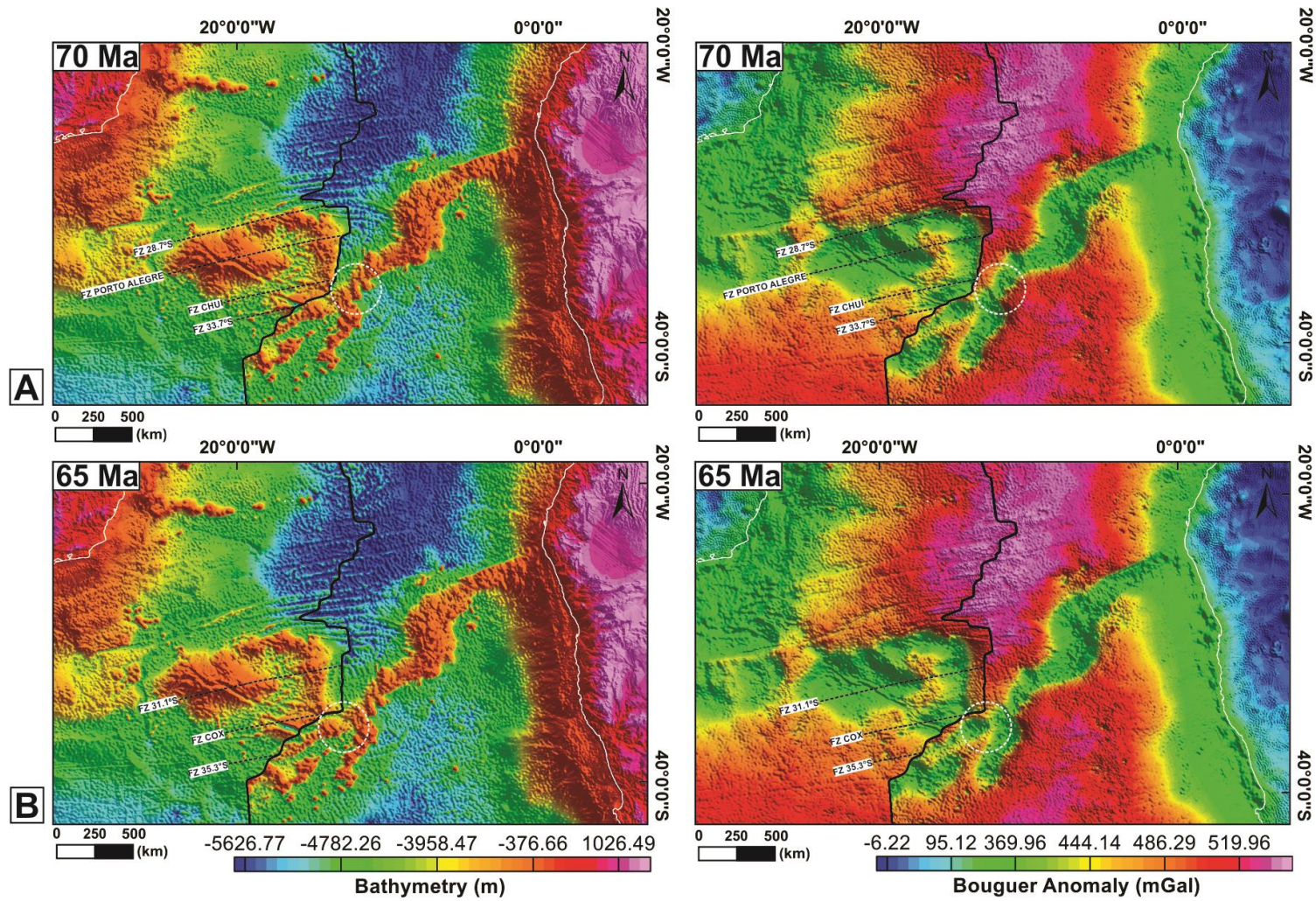


Figure 14



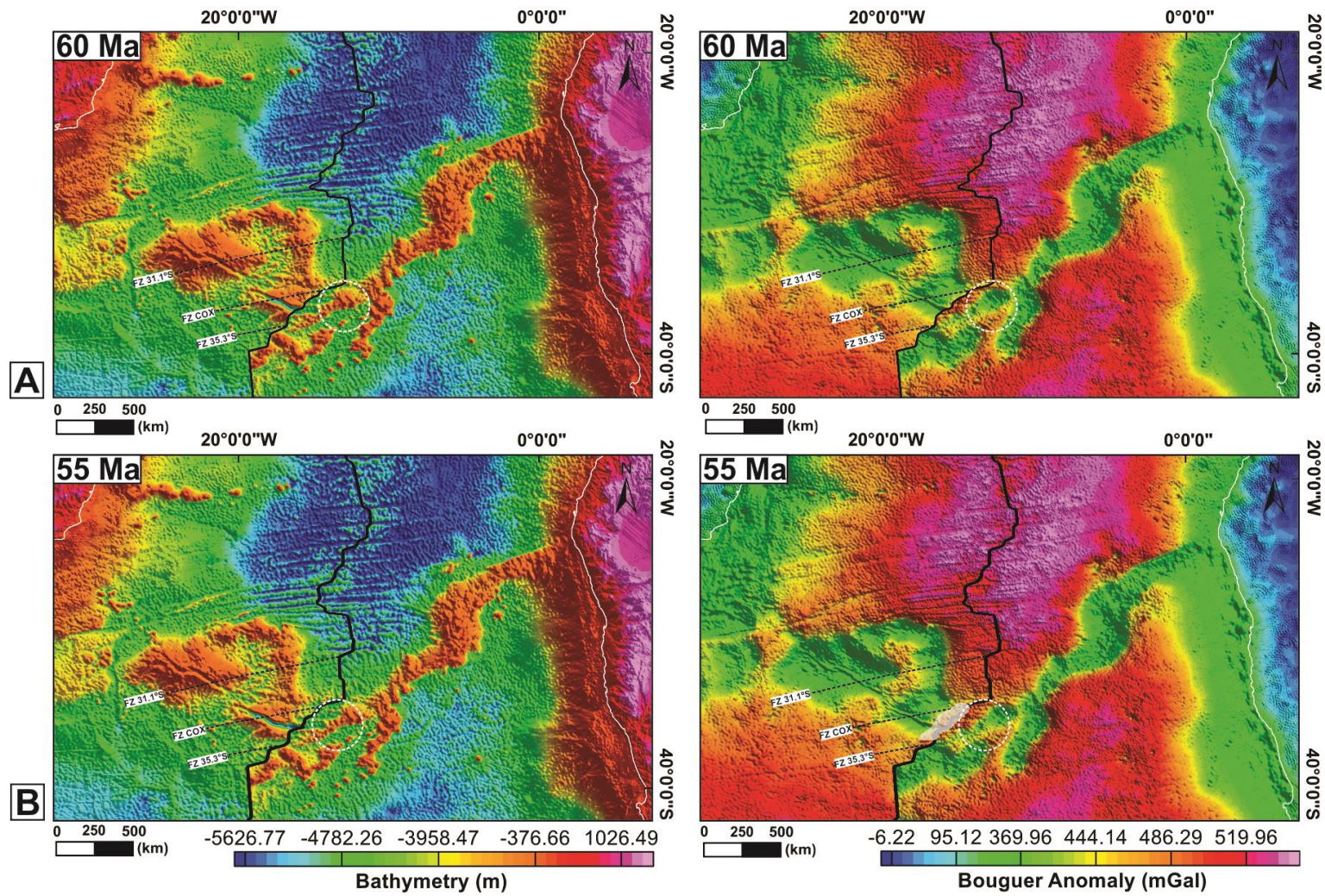


Figure 15

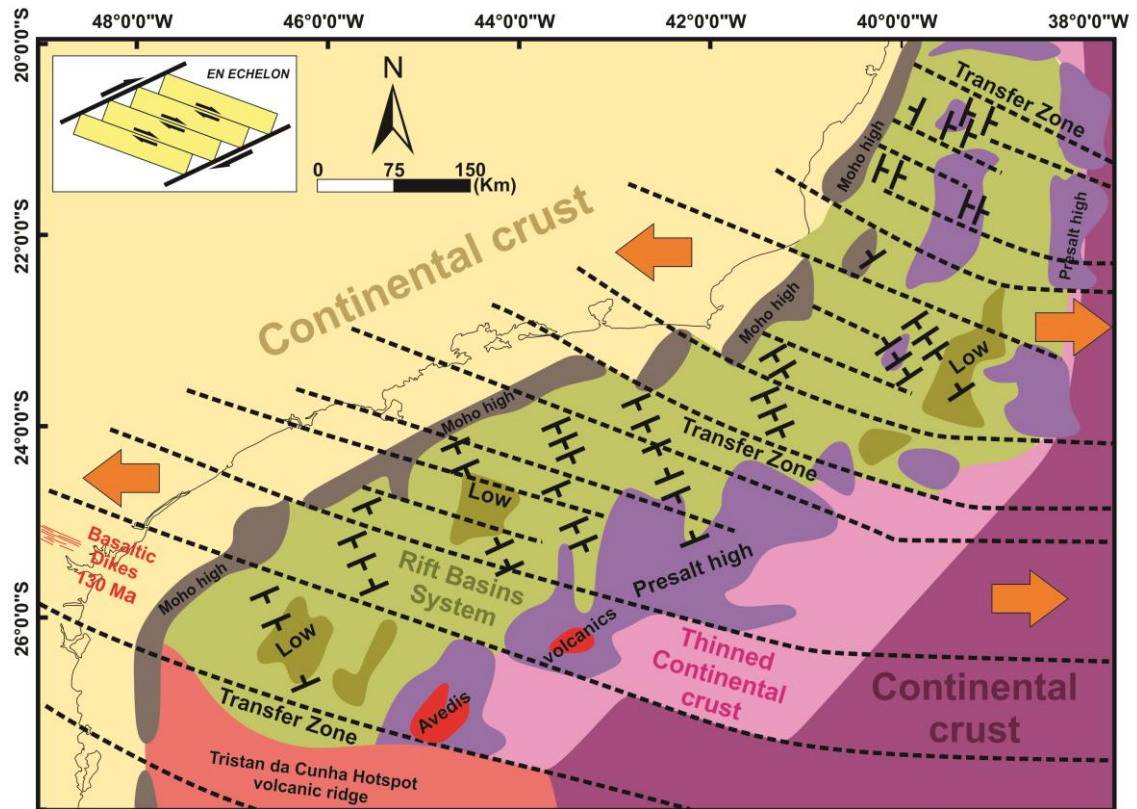


Figure 16



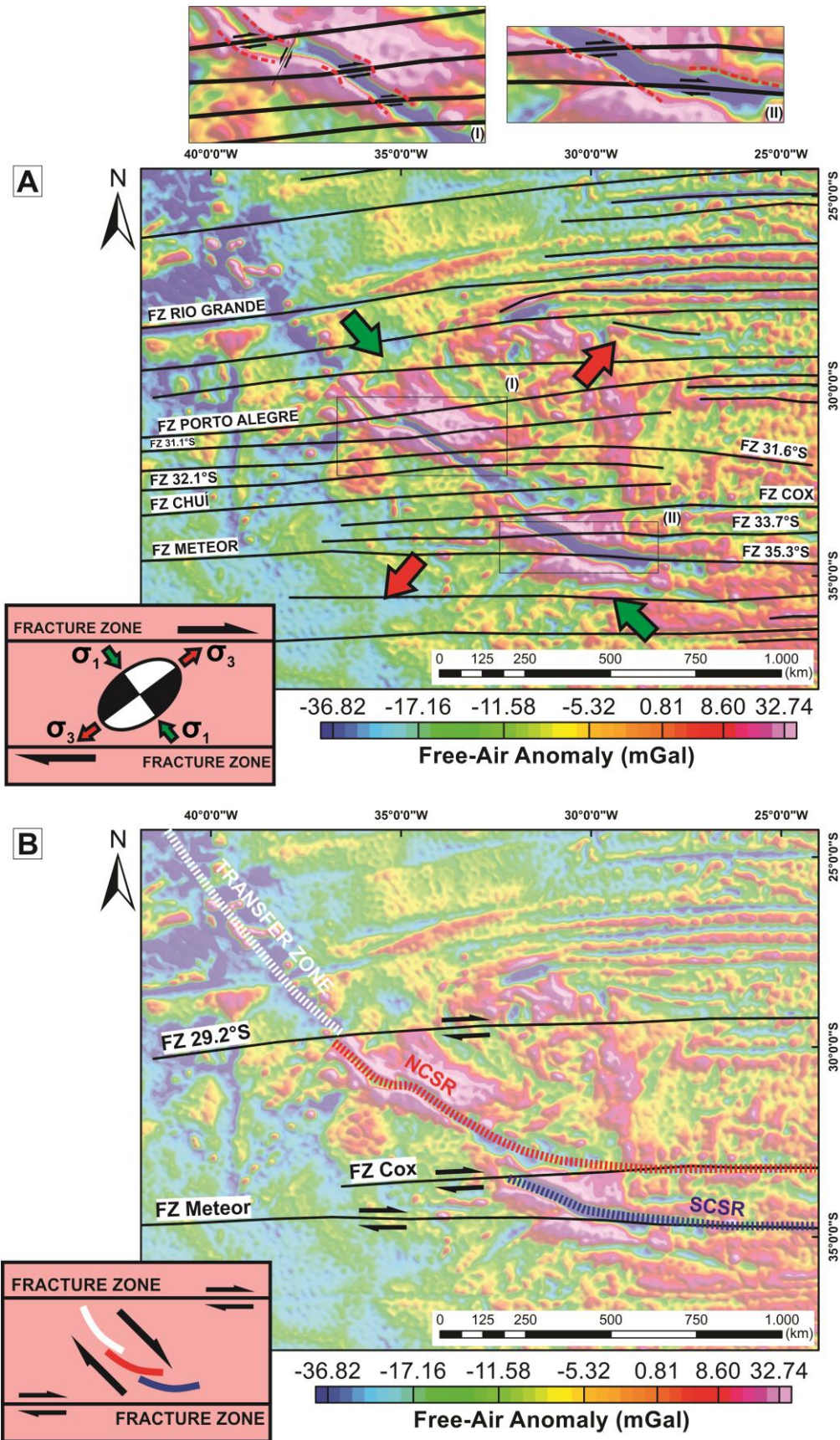


Figure 17

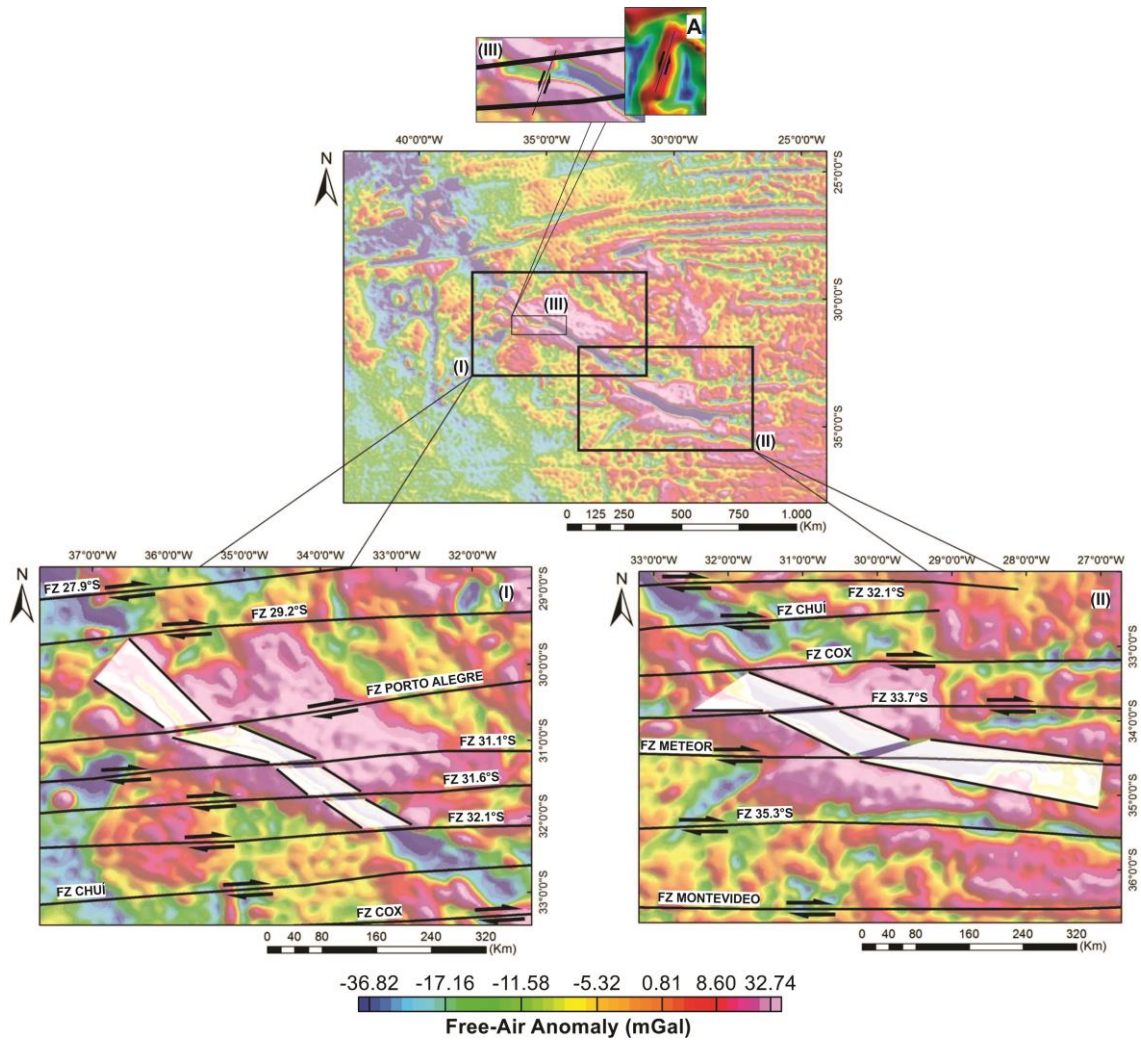
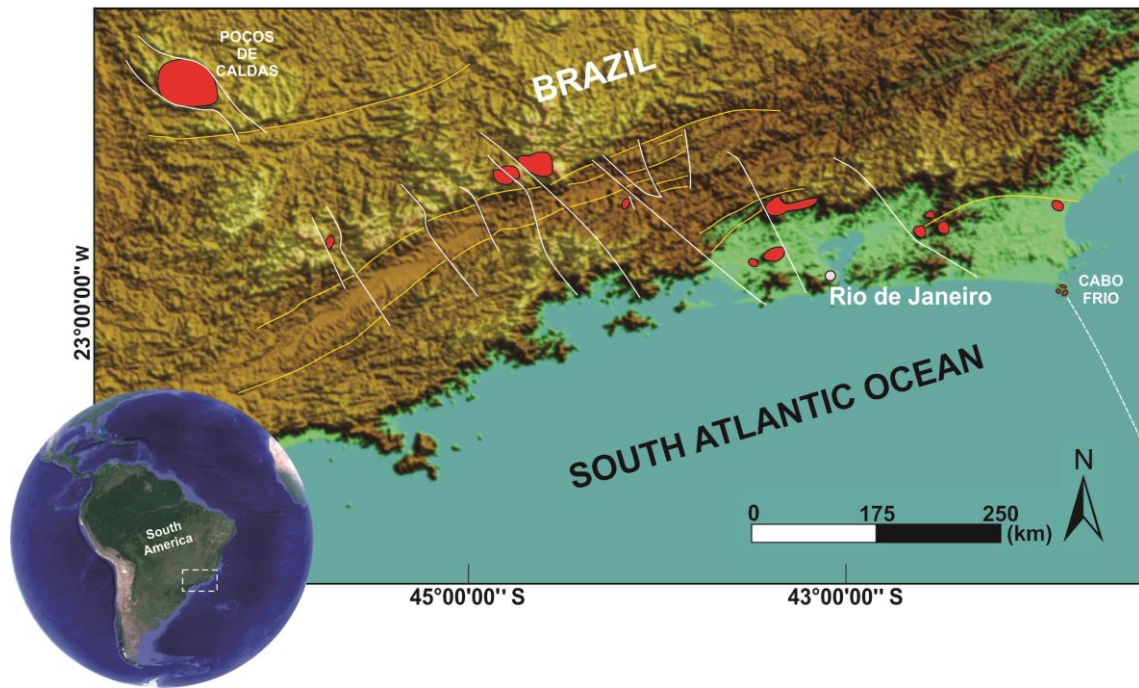


Figure 18





**Figure 19**

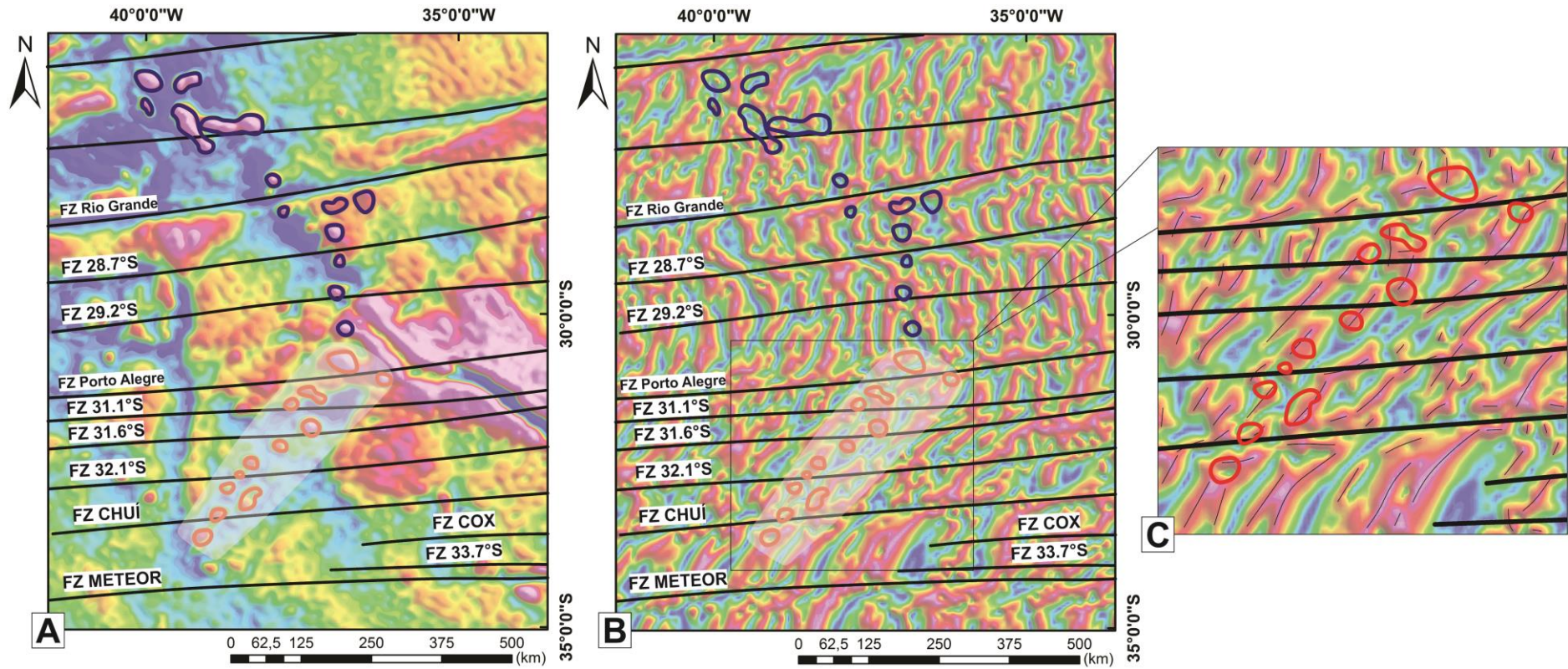


Figure 20

## **Tectonic Reconstruction of the Rio Grande Rise in the South Atlantic based on Potential Field Data**

### **Highlights**

- The Rio Grande Rise (South Atlantic) was studied based on potential field data
- Regional gravity low indicates crustal thickness beneath the Rio Grande Rise
- Magnetic anomalies shed light on the Rio Grande Rise tectonic evolution
- Oceanic fracture zones control the development of the rise
- Simplified reconstruction model of the Rio Grande Rise proposed and discussed

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados gravimétricos e magnéticos obtidos de modelos globais (WGM2012 e EMAG2, respectivamente) constituíram métodos investigativos importantes para uma análise em escala ampliada do arcabouço estrutural da ERG, partindo de uma interpretação conjunta dessas assinaturas geofísicas. Para os dados gravimétricos, o espessamento crustal dos segmentos da elevação foram bem demarcados por duas extensas anomalias negativas Bouguer em meio as proeminentes anomalias positivas associadas às bacias oceânicas da placa sul-americana. As anomalias Bouguer de maiores comprimentos de onda ( $< 82,6$  km) evidenciam o rastro da influência da pluma Tristão da Cunha – Gough na placa litosférica, entre as bacias do Brasil e da Argentina. As anomalias de menores comprimentos de onda ( $> 82,6$  km) evidenciam depocentros com espessas acumulações sedimentares mesozoicas-cenozoicas ao longo dos cumes e flancos dessa elevação. Esta interpretação é corroborada por seções sísmicas ao longo da ERG e da planície abissal entre os seus segmentos, apresentadas em trabalhos anteriores. As áreas dos flancos da ERG, em que esse espessamento sedimentar é menor, são também mapeadas através de extensas anomalias positivas ( $\sim 10$  mGal). Essas regiões tem o efeito gravimétrico do embasamento vulcânico se sobressaindo sobre a influência do estreito pacote sedimentar.

As assinaturas gravimétricas do Rifte Cruzeiro do Sul também são facilmente observadas, tanto nas anomalias gravimétricas Bouguer e ar-livre, com anomalias gravimétricas negativas em torno de  $-10$  mGal e  $-140$  mGal, respectivamente. A diminuição dos valores batimétricos e das anomalias gravimétricas Bouguer e ar-livre ao longo desse rifte em direção à porção SE dessa estrutura, revelam o possível aumento da subsidência ao longo do rifte nessa direção.

As técnicas de realce de anomalias aplicadas aos dados magnéticos possibilitaram o mapeamento preciso das zonas de fraturas oceânicas, principais estruturas que seccionaram o arcabouço tectônico da ERG. Os mapas magnéticos revelaram a influência dessas zonas de fraturas no condicionamento da ERG na placa oceânica, bem como na evolução do Rifte Cruzeiro do Sul. As inflexões observadas ao longo do rifte, nessa escala de observação, coincidiram com as regiões dessas zonas de fraturas oceânicas e revelaram reativações tectônicas em zonas de fraqueza preexistentes. A combinação entre os esforços transcorrentes dextrais ao longo das

zonas de fraturas e da componente de transcorrência dextral do esforço transtensional formador do Rifte Cruzeiro do Sul, não só dividiu o rifte em duas grandes porções (Entre as ZFOs 29.2°S, Cox e Meteor), como também as seccionou em compartimentos menores, rotacionados em sentido anti-horário. Reativações com esforços transcorrentes sinistrais também foram reveladas em meio aos compartimentos menores, a exemplo do compartimento com maior rotação anti-horária, entre as ZFOs Porto Alegre e 31.1°S. Outra importante região com prováveis reativações tectônicas é a da porção sul da Cadeia Jean Charcot de Montanhas Submarinas, que atravessa o segmento oeste da ERG. Possíveis reativações em áreas de intersecção entre ZFOs e antigos centros de espalhamentos de orientação NE-SW podem ser a explicação para a curvatura dessa porção da cadeia de montanhas submarinas. O que é diferente da sua porção norte, que segue o *trend* NW-SE da zona de deformação na qual se formou o Rifte Cruzeiro do Sul.

Para a reconstrução evolutiva produzida para a ERG, a proposta representou um importante instrumento para uma abordagem inicial sobre a formação da ERG e da evolução dos segmentos da dorsal mesoatlântica durante a interação com a pluma Tristão da Cunha – Gough. A morfologia dos dois segmentos da ERG tem sua diferença principalmente associada ao rearranjo dos segmentos da dorsal, principalmente entre as ZFOs Porto Alegre e Chui, e a instabilidade do sistema de acreção magmática entre os segmentos da dorsal mesoocênica

Por fim, os dados geofísicos de modelos globais se mostraram instrumentos satisfatórios para a cartografia geofísica regional da ERG, embora para análises de maior detalhamento, esses modelos tenham uma limitação na sua resolução espacial, limitando também as interpretações em menor escala. Além disso, as técnicas de realce de anomalias foram úteis nos dados gravimétricos, para investigação da estruturação interna da ERG, e nos magnéticos, para uma análise do padrão de espalhamento oceânico ao longo do segmento do Atlântico Sul onde está localizada a elevação, além do mapeamento das ZFOs que condicionam a ERG do ponto de vista estrutural.

## 6 REFERÊNCIAS

Adam, C., Vidal, V., Escartin, J. 2007. 80-Myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the Walvis and St. Helena hotspots (South Atlantic). *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4), p. 432-442.

Alves, E.C. 1981. Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: PETROBRAS. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais; relatório final. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP. Projeto REMAC 9, p. 145-170.

Amante, C. and B. W. Eakins. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, March, 19 p.

Araújo, S. A. C. 2012. Métodos potenciais aplicados ao estudo do arcabouço crustal da porção meridional da faixa ribeira, margem continental da Bacia de Santos. Dissertação (Mestrado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília/DF, 161 p.

Barker, P. F., Carlson, R. L., Johnson, D. A., Cepek, P., Coulbourn, W., Gamboa, L. A., Hamilton, N., Melo, U., Pujol, C., Shor, A. N., Suzyumov, A. E., Tjalsma, L. R. C., Walton, W. H. and Weiss, W. 1981. Deep Sea Drilling Project Leg 72: Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande Rise tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92: p. 294–309

Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S. and Briais, A. 2012. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy*. July 2012, Volume 86, Issue 7, p. 499-520.

Barker, P. F., Carlson, R. L., Johnson, D. A., et al. 1983a. Site 516: Rio Grande Rise. *Init. Repts. DSDP, 72: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, 184 p.



Barker, P. F. 1983b. Tectonic evolution and subsidence history of the Rio Grande Rise. In: Barker, P. F., Carlson, R. L. et al. (eds) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 72. US Government Printing Office, Washington, DC, p. 953–976.

Baranov, V., 1957. A new method for the interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, p. 359-383.

Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., Biancale, R., Gabalda, G., Reinquin, F., Sarrailh, M., 2012. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris, 8 p.

Boyden, J. A., Müller, R. D., Gurnis, M., Torsvik, T. H., Clark, J. A., Turner, M., Ivey-Law, H., Watson, R. J., and Cannon, J. S. 2011. Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates. in: *Geoinformatics: Cyberinfrastructure for the Solid Earth*, edited by: Keller, G. R. and Baru, C., Cambridge University Press, Cambridge, p. 95–114.

Bryan, P.C., Cherkis, N.Z. 1995. The Bahia Seamounts: test of a hotspot model and a preliminary South American Late Cretaceous to Tertiary Apparent Polar Wander Path. *Tectonophysics* 241, p. 317–340.

Cannon, J., Lau, E., Muller, R. D. 2014. Plate tectonic raster reconstruction in Gplates. *Solid Earth Discussions*, Volume 6, Issue 1, p.793-830.

Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system. *Tectonophysics*, 213 (1), p. 97-138.

Coffin, M. F. & Eldholm, O. 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and extrnal consequences. *Reviews of Geophysics*, 32 (1), p. 1-36.

Cordell, L. e Graunch, V. J. S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. *In: Hinze, W. J. (Ed.). The*

Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysicists, p. 181-197.

Corrêa, T. B. S., 2004. Evolução espaço-temporal dos principais depocentros da sequência sedimentar marinha da Bacia de Pelotas. Relatório de Graduação, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 45 p.

Cruz, H. 2011. Paleomagnetismo. Tectônica de Placas – Deriva Continental. Disponível em:<<http://terragiratg.blogspot.com.br/search/label/TECT%C3%93NICA%20DE%20PLACAS%20-%20DERIVA%20CONTINENTAL>> Acesso em: 15 de agosto de 2016.

De Souza, J., Ferreira, F. J. F. 2015. The application of the Signum transform to the interpretation of magnetic anomalies due to prismatic bodies. In: 24<sup>th</sup> International Geophysical Conference and Exhibition, Western Australia. ASEG Extended Abstracts 01/2015.

Detrick, R. S., Sclater, J. G. and Thiede, J. 1977. The subsidence of aseismic ridges. Earth and Planetary Science Letters, 34, p. 185–196.

Dias, J. L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 17-25.

Florindo, F., Gennari, R., Persico, D., Turco, E., Villa, G., Lurcock, P. C., Roberts, A. P., Winkler, A., Carter, L., and Pekar, S. F. 2015. New magnetobiostratigraphic chronology and paleoceanographic changes across the Oligocene-Miocene boundary at DSDP Site 516 (Rio Grande Rise, SW Atlantic), Paleooceanography, 30, p. 659–681.

Fodor, R.V. and Thiede, J. 1977b. Volcanic breccia from DSDP Site 357: Implications for the composition and origin of the Rio Grande Rise. In: P.R. Supko, K. Perch Nielsen et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 39, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 537–543.

Gamboa, L. A. P. e Rabinowitz, P. D. 1984. The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* 58, p. 35–38.

Gibson, S. A., Thompson, R. N, Day, J. A., Humphris, S. E e. Dickins, A. P. 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Ear. Planet. Sci. Lett.*, v. 237, p. 744–767.

Gomes, M. P. 2012. Geomorfologia e Arquitetura interna do vale inciso do Rio Açu na Bacia Potiguar imersa (NE Brasil). Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 164 pp.

Hackney R.I., Featherstone WE. 2003. Geodetic versus geophysical perspectives of the 'gravity anomaly'. *Geophysical Journal Int.*,154 (1), p. 35-43.

Heiskanen, W.A., and Moritz, H. 1967. *Physical Geodesy*. W.H. Freeman & Co., San Francisco and London, 364p.

Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J. , Coakley, B. , Oater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildebrand, T., Keller, G. R., Kellogg, J. 2005. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70, J25–J32.

Kaji, A. O., Guerra, J. V., Fernandes, A. M., De Oliveira, R. F., Silva, C. G., & Dos Reis, A. T. 2011. Potencial de transporte sedimentar pelas correntes de fundo na região do Canal de Vema (Atlântico Sul). *Revista Brasileira de Geofísica*, 29(2), p. 385-400.

Kuhn, M., Featherstone, W.E., Kirby, J.F. 2009. Complete spherical Bouguer gravity anomalies over Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 56, p. 213-223.

Kumar, N., 1979. Origin of "paired" aseismic rises, Ceara and Sierra Leone Rises in the Equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Mar. Geol.*, 30, p. 175-191.

Leyden, R., Ludwig, W., Ewing, M. 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 55:2, p. 161–2.173.

Li, X., Götze, H.J. 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, 66 (6), p. 1660-1668.

Luís, J. 2005. Apostilas de Geofísica Ambiental . Universidade de Algarve. Capítulos 1 e 2.

Luiz, J. G. & Silva, L. M. C. 1995. Geofísica de Prospecção. Ed. Cejup e Universitária UFPA, Belém, 311p.

Luyendyk, A. P. J. 1997. Processing of airborne magnetic data. Australian Geological Survey Organization, *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, p. 31-38.

Lynn, W. S. 1976. A Geophysical Analysis of the Orozco Fracture Zone and the Tectonic Evolution of the Northern Cocos Plate. Tese de Mestrado. Oregon State University. 88 p.

Machado, L. G., 2010. Evolução morfo-tectônica do Alto de Florianópolis que segmenta as Bacias de Santos e Pelotas, Margem Sudeste da Costa Brasileira. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 125 p.

Maus, S., U. Barckhausen, H. Berkenbosch, N. Bournas, J. Brozena, V. Childers, F. Dostaler, J. D. Fairhead, C. Finn, R. R. B. von Frese, C. Gaina, S. Golynsky, R. Kucks, H. Lühr, P. Milligan, S. Mogren, R. D. Müller, O. Olesen, M. Pilkington, R. Saltus, B. Schreckenberger, E. Thébaud, and F. Caratori Tontini, 2009, EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, no. 8, 12 p.

Meisling, K. E.; Cobbold, P. R. Mount, V. S. 2001. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903–1924.

Miller, H. G. e Singh, V. 1994, Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32, p. 213-217.

Miranda, J.M. 2000. Fundamentos de Geofísica. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, p. 18 – 114.

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. Geological Society Publishing House for EAGE (European Association of Geoscientists & Engineers), London, United Kingdom, *Stretching the crust and extending exploration frontiers*, p. 231–245.

Muller R. D., Sdrolias M., Carmen Gaina Walter R. Roest. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9:4:1–19.

Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., Ruder, M. E. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), p. 33-61.

NGA. 2008. Gravity station data format and anomaly computations. *Technical Report, Geospatial Sciences Division, St Louis (Mo)*, 7 p.

O'Connor, J. M. & Duncan, R. A. 1990. Evolution of the Walvis-Ridge-Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, 95 (17), p. 474-502

O'Connor J. M., Le Roex A. P. 1992. South atlantic hot spot-plume systems: distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(3), p. 343–364.

O'Connor, J. and Jokat, W. 2015. Tracking the Tristan-Gough mantle plume using discrete chains of intraplate volcanic centers buried in the Walvis Ridge. *Geology*, 43 (8), p. 715-718.

Pavlis, N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K., 2008. An Earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008. *General Assembly of the European Geosciences Union*, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.

Pedrosa Júnior, N. C. 2015. Interpretação e modelagem de dados geofísicos no estudo da evolução geotectônica do Rifte Jaibaras – NE do Brasil. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília/DF, 208 p.

Pessanha, I. B. M., 2011. Evolution Temporelle et Spatiale du Système d'Interaction entre le point chaud de Tristan da Cunha et la Dorsale de l'Atlantique Sud. *Géophysique [physics.geo-ph]*. Université de Bretagne occidentale - Brest, Français, 262 p.

Phillips, J. D. 2001. Designing matched band pass and azimuthal filters for the separation of potential- field anomalies by source region and source type. *ASEG Extended Abstracts 2001: 15th Geophysical Conference*, p. 1–4.

Pinheiro, K. 2012. Curso: Magnetismo da Terra. Módulo 2.4: Magnetismo das Rochas. Observatório Nacional.

Ponte, F. C. e Asmus, H. E. 1976. The brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Proceedings International Symposium on continental margins of Atlantic type*, São Paulo. *An. Acad. bras. Ciênc.*, v. 48, (Supl.), p. 215-239.

Ramos, L. N. R. A., 2010. Dados gamaespectométricos e magnetométricos aéreos aplicados ao mapeamento geológico e à exploração de ouro na região de Fazenda Nova, porção leste do Arco Magmático de Arenópolis-GO. Dissertação de Mestrado.. Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas, Universidade de Brasília, 165 p.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M. & Perrin M. 1992. The age of the Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258, p. 975-979.

Silva, M. L. 2013. Definição do comportamento morfoestrutural da Zona de Fraturas de Porto Alegre. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 64 p.

Souza, K. G., Fontana, R.L., Mascle, J., Macedo, J.M., Mohriak, W.U. & Hinz, K. 1993. The southern Brazilian margin: an example of a South Atlantic volcanic margin. Third International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, 7–11 November 1993. Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro, 2, p. 1336–1341.

Spector, A., and Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, p. 293-302.

Stanton, N. S., 2009. Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de magnetometria e suas implicações tectônicas. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 170 p.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C. Kirstein, L., Mantovani, M. 1996.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth Planetary Science Letters*, 143, p. 95-109.

Suguio, K. 1998. Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1.217p.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D.A.. 1976. *Applied Geophysics* 1<sup>a</sup> Ed. Cambridge , University Press, 841 p.

Ussami, N., Chaves C.A.M., Marques L.S., Ernesto M. 2013. Origin of the Rio Grande Rise-Walvis Ridge reviewed integrating palaeogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modelling. Geological Society, London, Special Publications, 369(1), p. 129–146.

Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green C. M., Mackenzie, C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2), p. 116-119.

White, R. S. & McKenzie, D. P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 7685-7729.

Wildner, W., Brito, R. S. C., Licht, O. A. B., Arioli, E. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná*. CPRM/MINEROPAR. 95 p.

Williams, S., Müller R.D., Landgrebe, T. C.W., Whittaker, J.M. 2012. An open-source software environment for visualizing and refining plate tectonic reconstructions using high resolution geological and geophysical data sets. In: *GSA Today*, 22, n. 4/5, p. 4-9.

Wilson, J. T., 1963. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature*, v. 197, p. 536-538.