



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

DAVY RAEDER BRANDÃO

Tectônica das Zonas de Fratura que delimitam a Bacia de Santos

Universidade Federal Fluminense – UFF

TESE

Niterói -RJ

2023

DAVY RAEDER BRANDÃO

Tectônica das Zonas de Fratura que delimitam a Bacia de Santos

Tese submetida à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica e Geologia Marinha

Orientador: Prof. Dr. André Luiz Ferrari

Co-Orientador: Prof. Dr. Luiz Antônio Pierantoni Gamboa

Niterói – RJ

2023

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

B817t Brandão, Davy Raeder
Tectônica das Zonas de Fratura que delimitam a Bacia de Santos / Davy Raeder Brandão. - 2023.
106 p.: il.

Orientador: André Luiz Ferrari.
Coorientador: Luiz Antônio Pierantoni Gamboa.
Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2023.

1. Alto de Cabo Frio. 2. Zona de Fratura do Rio de Janeiro. 3. Zona de Deformação Cruzeiro do Sul. 4. Reativação Paleogênica. 5. Produção intelectual. I. Ferrari, André Luiz, orientador. II. Gamboa, Luiz Antônio Pierantoni, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD - XXX

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

DAVY RAEDER BRANDÃO

Tectônica das Zonas de Fratura que delimitam a Bacia de Santos

Tese submetida à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica e Geologia Marinha

Prof. Dr. André Luiz Ferrari (Orientador)

Prof. Dr. Luiz Antônio Pierantoni Gamboa (Coorientador)

Dr. André Etienne Pacífico Pessanha Demonte Ferraz (Consultor Independente)

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (Professor titular)

Dr. Eugênio Santos Neto (Consultor Independente)

Prof. Dr. Sidney Luiz de Matos Mello (Professor titular)

AGRADECIMENTOS

O processo de aprendizado é pavimentado por experiências de introspecção e autoconhecimento, temperado com amizade e companheirismo. Todos aqui citados participaram deste processo em diferentes níveis. Aos professores de geologia estrutural, geotectônica, confecção e análise de perfis de poço, confecção de mapas, interpretação sísmica, geologia sedimentar, interpretação de dados potenciais e geologia do petróleo: André Luiz Ferrari, Luiz Antônio Pierantoni Gamboa, Cristiano Sombra, Reiner Rosas, Cleverson Guizan, Sidney Mello, André Ferraz, Rui Baptista, Wagner Peres, Oswaldo Pedrosa e Márcio Mello. Aos colegas de laboratório Rafael, Marcus, Márcio, Aristides, Mônica, Fábio, Kenji, Victor, Marcelo, André e Thiago.

O apoio de todo o Departamento de Geologia e Geofísica da UFF foi de extrema importância, claro. Além disso o incentivo promovido pelo projeto “Entendendo as acumulações de CO₂ na Bacia de Santos” patrocinado pela Petrogal o qual esta tese está vinculada.

ABSTRACT

The Santos Basin is a passive margin basin bordered by structural highs. These structures are related to the reactivation of Oceanic Fracture Zones generated during the rift phase of the Basin. The extension of these structures towards the continent is evidenced by captures of rivers and alkaline magmatic intrusions. The Rio Grande Fracture Zone or Florianópolis Fracture Zone presents, in its extension to the emerged Continental Crust, several alkaline intrusions from the Upper Cretaceous, in the Lagens Carbonatite, to the Eocene in the Assumpção Rift in Paraguay.

The extension of the Rio de Janeiro Fracture Zone presents structural control evidenced by the alignment of rivers. This control can be observed from the southern edge of the Taubaté Basin to the rivers that flow into the Guanabara Bay, where the influence of this fracture zone is evidenced by rhombohedrons characterized by magnetometry. The structural control of magmatic intrusion in this area of the crust by this structure is not clear, mainly due to the large amount of alkaline intrusions in this region of different ages.

The Rio de Janeiro Fracture Zone generated diachronic faults with rejuvenation direction towards the Oceanic Crust. That is, the faults in the distal portion of the Campos Basin, close to COB, have the age of inception of the oceanic crust, while the faults in the proximal portion have rift age. The faults generated by this fracture zone are reactivated and inverted by the Cruzeirido Sul Deformation Zone. This Deformation Zone is characterized by the alignment of anomalies in a gravimetric residual map. On a map, this anomaly extends from the region

between the coast of the state of Rio de Janeiro to the Rio Grande Elevation. In the seismic profiles, the Cruzeiro do Sul Deformation Zone is characterized by the arching of the salt base along the entire length of the strip comprising the deformation zone. The effects of this bowing is the reversal of old rift faults.

Both Fracture Zones generate a mega horse splay structure in stretched and attenuated continental crust. The variation in the direction of the faults does not occur in the transition between continental and oceanic crust, this variation occurs in stretched continental crust where, in the Santos Basin, there is the greatest variation in the thickness of the Aptian salt layer. This is an indication that the variation in the trend of transfer faults is related to the contrast in shear strength between continental crust with different degrees of stretching.

Keywords: Cabo Frio High, Rio de Janeiro Fracture Zone, Cruzeiro do Sul Deformation Zone, Paleogenic Reactivation.

RESUMO

A Bacia de Santos é uma bacia de margem passiva bordejada por altos estruturais. Estas estruturas estão relacionadas a reativação de zonas de fraturas oceânicas geradas durante a fase rift da bacia. O prolongamento destas estruturas em direção ao continente é evidenciado por capturas de rios e intrusões magmáticas alcalinas. A Zona de Fratura do Rio Grande ou Zona de Fratura de Florianópolis apresenta em seu prolongamento para Crosta Continental emersa diversas intrusões alcalinas de idade entre o Cretáceo Superior, no Carbonatito de Lages, ao Eoceno, no Rift de Assumpção no Paraguai.

Já o prolongamento da Zona de Fratura do Rio de Janeiro apresenta controle estrutural evidenciado por alinhamento de rios. Este controle pode ser observado desde a borda sul da Bacia de Taubaté até os rios que desaguam na Baía de Guanabara, onde a influencia desta zona de fratura é evidenciada por romboedros caracterizados pela magnetometria. O controle estrutural da intrusão magmática nesta área da crosta por esta estrutura não é claro, principalmente pela grande quantidade de intrusões alcalinas de idades diversas nesta região.

A Zona de Fratura do Rio de Janeiro gerou falhas diacrônicas com direção de rejuvenescimento para Crosta Oceânica. Ou seja, as falhas na porção distal da Bacia de Campos, próximo a COB, tem a idade de inceptção da crosta oceânica, enquanto que as falhas na porção proximal tem idade rift. As falhas geradas por esta zona de fratura são reativadas e invertidas pela Zona de Deformação

Cruzeiro Sul. Esta Zona de Deformação é caracterizada pelo alinhamento de anomalias em mapa residual gravimétrico. Em mapa esta anomalia se estende desde a região compreendida entre costa do Estado Rio de Janeiro até a Elevação do Rio Grande. Nos perfis sísmicos a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul é caracterizada pelo arqueamento da base do sal por toda a extensão da faixa que compreende a zona de deformação. Os efeitos deste arqueamento é a inversão das falhas de transferência.

Ambas as zonas de fratura geram uma mega estrutura estilo rabo-de-cavalo em crosta continental estirada e atenuada. A variação na direção das falhas não ocorre na transição entre crosta continental e oceânica, esta variação ocorre em crosta continental estirada onde, na Bacia de Santos, há a maior variação da espessura da camada de sal do Aptiano. Esta é uma indicação de que a variação na direção das falhas de transferência está relacionado ao contraste de resistência ao cisalhamento entre crosta continental com diferentes graus de estiramento.

Palavras chave: Bacia de Santos, Cabo de Frio (RJ), Tectônica, Oceano Atlântico Sul

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO, MOTIVAÇÕES E OBJETIVOS	11
MATERIAIS E MÉTODOS.....	15
MAGNETOMETRIA.....	15
GRAVIMETRIA.....	16
SÍSMICA	17
CAPÍTULO 1 - TECTONIC REACTIVATION ALONG THE FLORIANOPOLIS FRACTURE ZONE REATIVAÇÕES TECTÔNICAS AO LONGO DA ZONA DE FRATURA FLORIANÓPOLIS	19
CAPÍTULO 2 - FEIÇÕES ROMBOÉDRICAS NO EMBASAMENTO CRISTALINO E A ORIGEM DA BAI A DE GUANABARA	45
CAPÍTULO 3 - THE INTERACTION BETWEEN THE RIO DE JANEIRO FRACTURE ZONE WITH THE CRUZEIRO DO SUL TECTONIC LINEAMENT TO CONTROL THE CABO FRIO HIGH UPLIFTING PROCESS	69
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	97
TRABALHOS FUTUROS.....	102
BIBLIOGRAFIA.....	104

INTRODUÇÃO, MOTIVAÇÕES E OBJETIVOS

A Bacia de Santos se insere no contexto do Oceano Atlântico Sul como uma bacia intermediária no conceito de bacia pobre em magma e bacia vulcânica (Sapin *et al.*, 2021). A Zona de Fratura de Florianópolis, ou Zona de Fratura do Rio Grande (Asmus, 1978; Gamboa & Rabinowitz, 1981) é o limite sul da Bacia de Santos além de demarcar o limite entre Crosta Continental e Crosta Oceânica. Também limita segmentos do Oceano Atlântico Sul os quais são bordejados por bacias do tipo rica em magma no Segmento Austral, e bacias mais pobres em magma no Segmento Central, e é também o limite sul de ocorrências dos depósitos evaporíticos (Figura 1).

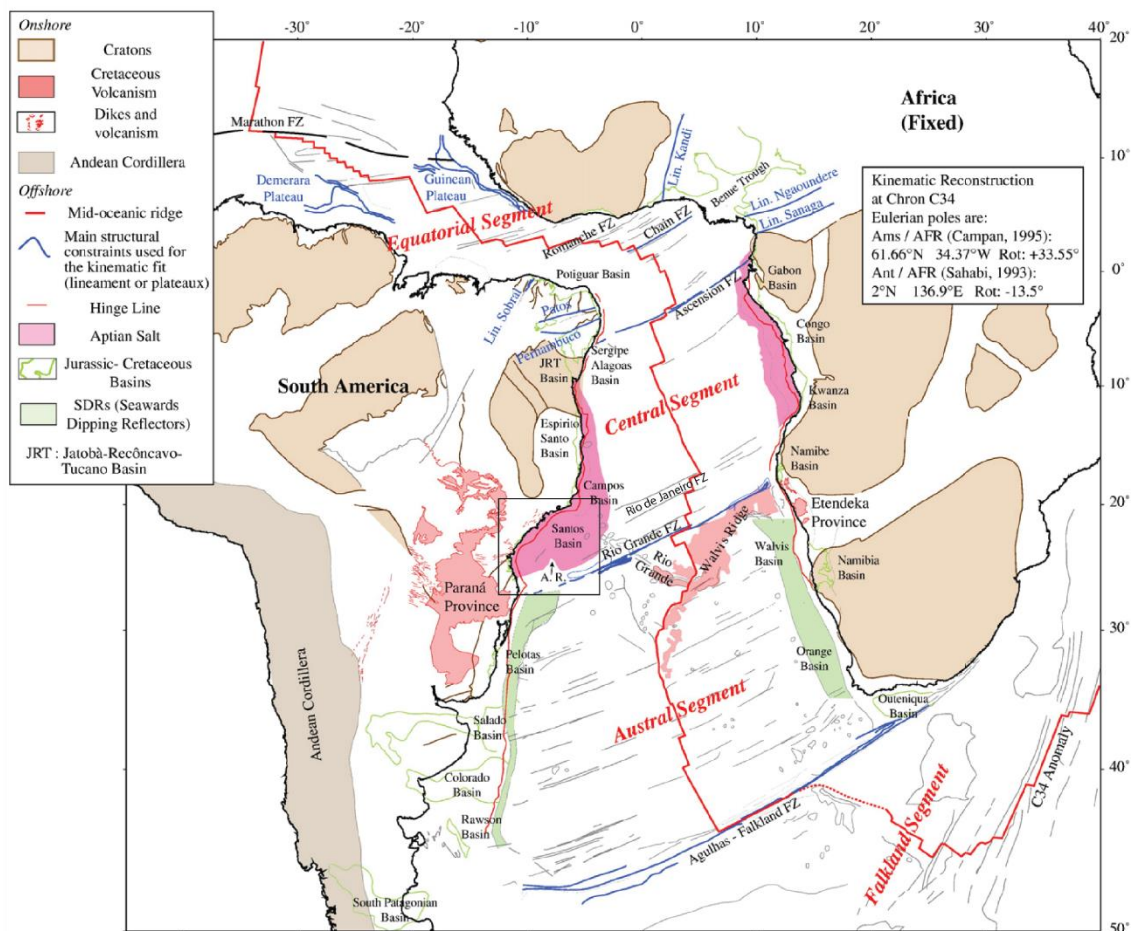


Figura 1 – Mapa tectono-estrutural do Oceano Atlântico Sul na idade da anomalia agnética C34 (84 Ma) mostrando a localização das Bacias de Santos e Campos. As

autores, ao contraste de resistência ao cisalhamento, rotação no campo de esforços na fase rifte ou mesmo pós-rifte. Estas falhas de transferência compõem um sistema de falhas de cisalhamento que definem a *Buffer Zone* (Moulin *et al.*, 2010, 2012) (Fig.1). Esta estrutura é delimitada por importantes zonas de fratura oceânica e age como uma zona de acomodação de escala continental, balanceando mecanicamente os terrenos hiperdistendidos da Bacia de Santos (Matos *et al.*, 2021) com o segmento central do Oceano Atlântico (Fig.3).

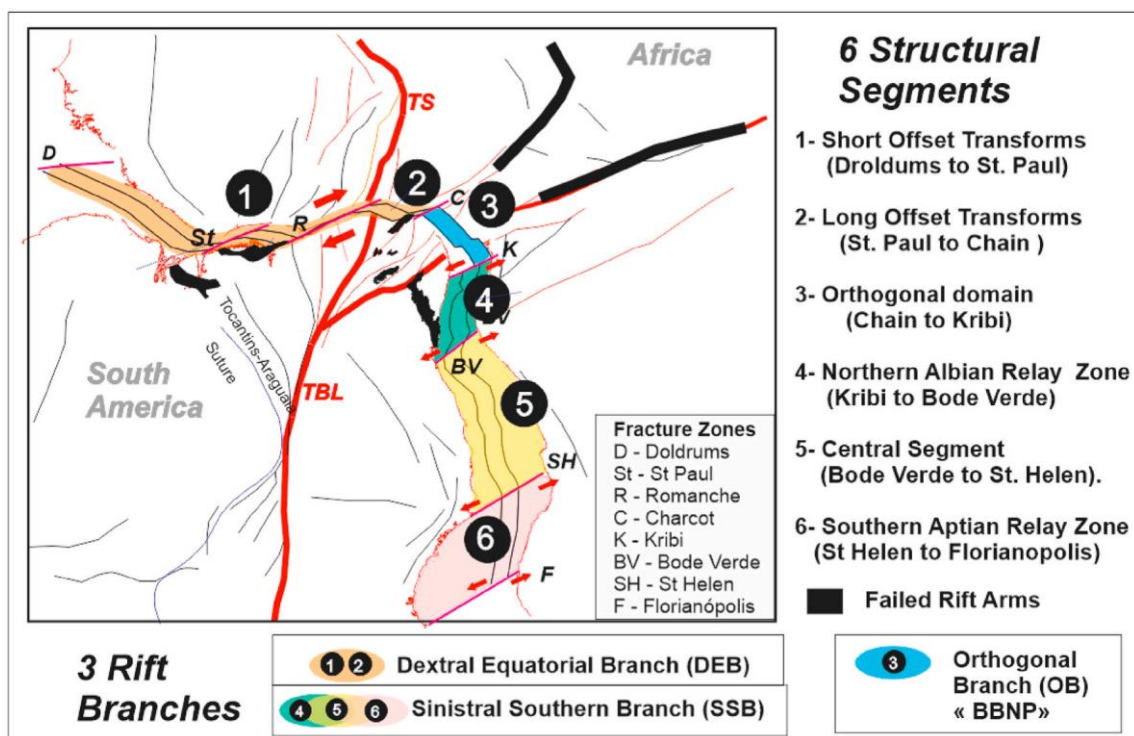


Figura 3 – Esquema da reconstrução do pós-sal no Oceano Atlântico Sul. Seis segmentos estruturais agrupados em 3 domínios onde as bacias marginais estão geneticamente ligadas a zonas de fratura oceânica: Dextral (equatorial); Sinistral (Central Salt Basin); Ortogonal. Retirado de Matos *et al* (2021).

A motivação desta pesquisa é estudar como feições regionais oceânicas que interagem com as estruturas e rochas em crosta continental. Usaremos como exemplo as Zonas de Fratura do Rio de Janeiro (Kumar *et al.*, 1979; Asmus, 1978), o Lineamento Cruzeiro do Sul (Souza, 1991) e a Zona de Fratura do Rio

Grande (Gamboa & Rabinowitz, 1981), que são feições proeminentes no Atlântico Sul.

É objetivo desta pesquisa investigar como o Lineamento Cruzeiro do Sul se expressa em Margem Continental e como é a sua interação com as falhas de transferência da fase rifte, que se projetam na Zona de Fratura do Rio de Janeiro. Além de investigar como a Zona de Fratura do Rio de Janeiro se projeta para o continente na região da Baía de Guanabara. É objetivo desta pesquisa investigar como se dá a deformação da Zona de Fratura Florianópolis na Margem Continental. Para atingir tais objetivos serão apresentados dois artigos científicos e um capítulo de livro.

Em “Feições romboédricas no embasamento cristalino e a origem da Baía da Guanabara”, é feita a descrição em detalhe da derivada do campo magnético anômalo, da gravimetria em escala regional e uma análise do relevo na região da Baía de Guanabara. A posição e a forma da Baía de Guanabara estão relacionadas aos processos de ruptura e deriva continental.

Em “Tectonic Reactivation Along the Florianopolis Fracture Zone, Brazil” são analisadas e correlacionadas as reativações em crosta continental estável, crosta continental rifteada e crosta oceânica. Para correlacionar estas estruturas é utilizado um mapa do campo magnético total reduzido ao polo compilado a feições estruturais regionais da porção continental emersa.

Em “The interaction between the Rio de Janeiro Fracture Zone with the Cruzeiro do Sul Deformation Zone to control the Cabo Frio High uplifting process” As zonas de transferência da fase rifte, localizadas na projeção da Zona de Fratura do Rio de Janeiro é estudada nesta tese pela interpretação de diversas seções

sísmicas de reflexão de direção principalmente strike e com mapa da componente residual do campo gravimétrico. Um grupo de falhas guia foi mapeado ao longo dessas linhas. A expressão destas falhas em mapa residual gravimétrico é sutil, mas consistente. A Zona de Deformação Cruzeiro do Sul também tem expressão no mapa gravimétrico residual e nas seções sísmicas. A interação destas estruturas com a formação do Alto de Cabo Frio será discutida no artigo em anexo.

A integração destes resultados irá mostrar que as reativações na Bacia de Santos são de caráter polifásico. O formato em rabo-de-cavalo das falhas de transferência na margem continental está relacionado com a variação da resistência ao cisalhamento, mudança na direção de estiramento. E conforme a deformação rifte migra em direção ao oceano, estas zonas tendem a se paralelizar com a direção das zonas de fraturas oceânicas.

MATERIAIS E MÉTODOS

MAGNETOMETRIA

A magnetometria constitui uma importante ferramenta que auxilia no mapeamento geológico. Este método permite a identificação e separação dos diversos terrenos em áreas com exposição de rochas metamórficas. Em áreas de acúmulo de sedimentos, este método se apresenta de grande valia no estudo do embasamento cristalino além de permitir a identificação de corpos magmáticos. Os dados magnéticos utilizados nesse estudo são de diversas fontes de acordo com a escala da área de estudo e disponibilidade de dados. Para o estudo na região da Baía de Guanabara, por exemplo, foram utilizados dados provenientes da CPRM, FUGRO EMag2. Para a área emersa foi utilizado

o aerolevanteamento do Rio de Janeiro (CPRM, 2011), para a área da plataforma continental foi utilizado dados obtidos pelo aerolevanteamento de alta sensibilidade da margem continental sudeste obtidos pela FUGRO em 2001. Para áreas de escala regional foram utilizados dados obtidos pela integração dos grids da GETECH em 2011, com grids da base de dados EMAG2, está última disponível na rede. Para o estudo da Zona de Fratura do Rio Grande foi utilizado apenas os dados da EMAG2. O processamento dos dados magnético foi utilizado o método da primeira derivada vertical do campo magnético. Esse método permite separar claramente o embasamento raso, situado a oeste da linha de charneira da bacia, do embasamento profundo.

GRAVIMETRIA

Os dados gravimétricos utilizados fazem parte do banco de dados Topex/Poseidon (https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Os dados altimétricos foram obtidos no repositório *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) (<https://www.gebco.net/>). Os dados gravimétricos e altimétricos cobrem toda a superfície terrestre e possuem resolução de 1 e 0,25 do arco de minute, respectivamente. Estes dados utilizados foram interpolados numa malha regular de 1 x 1 arco de minuto através do uso do algoritmo de mínima curvatura com tensão ajustável. A anomalia Bouguer foi calculada através do método de Parker (Parker, 1973). O método de Parker utiliza a transformada de Fourier para calcular a anomalia gravimétrica entre dois meios de densidades diferentes. Os valores de densidade utilizados foram 2.67 g/cm³ para a crosta continental, 3.0 g/cm³ para a crosta oceânica e 1.03 g/cm³ para a água do mar. A anomalia Bouguer possui anomalias de pequeno e grande

comprimento de onda. A anomalia de gravidade regional foi obtida pela subtração das anomalias regionais da anomalia Bouguer. A separação regional-residual destas anomalias foi realizada através do filtro espectral Gaussian Regional/Residual que faz parte da plataforma Oasis-Montaj (Carvalho *et al.*, 2022).

SÍSMICA

As linhas sísmicas de reflexão usadas são do conjunto R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_C e R0258_2D_SPEC_PSDM_BM_S, que correspondem às Bacias de Campos e Santos, respectivamente. Duas linhas ultra profundas do projeto Brasil Span também foram usadas. A linha BS3-0930 alcança profundidade máxima de 40 km e a linha BS1-0325 alcança profundidade máxima de 25 km. Foram escolhidas as linhas de direção strike que cruzam a projeção da Zona de Fratura do Rio de Janeiro e o Lineamento Cruzeiro do Sul (Figura 4). Os dados sísmicos foram atrelados aos dados de poço usando os valores de profundidade permitindo identificar os andares estratigráficos e a relação entre tipo de rocha indentificada em poço com a fácies sísmica.

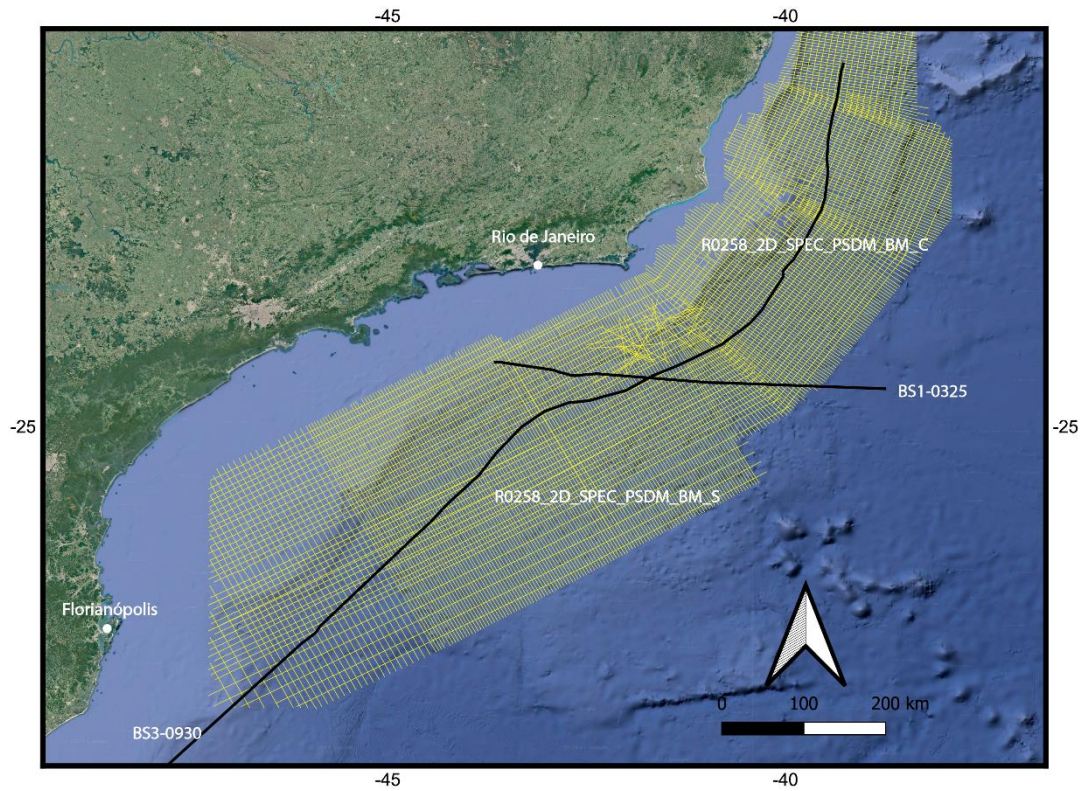


Figura 4 – Conjunto de dados sísmicos disponíveis para a pesquisa. Em amarelo as linhas R0258_2D_PSDM_BM das Bacias de Santos e Campos. Em preto as linhas ultraprofundas.

CAPÍTULO 1 - TECTONIC REACTIVATION ALONG THE FLORIANOPOLIS FRACTURE ZONE REATIVAÇÕES TECTÔNICAS AO LONGO DA ZONA DE FRATURA FLORIANÓPOLIS

Brandão, D.R.; Ferraz, A.; Ferrari, A.L.; Gamboa, L.A.P.

ABSTRACT. The Florianopolis Fracture Zone delimits the Pelotas and Santos basins and marks a major change in the geology of the continental margins from south to north, along both sides of the South Atlantic Ocean, from a volcanic margin southward to hyperextended magma poor margin northward. The continental prolongation of it is represented by Lower and Upper Cretaceous alkaline rocks, Paleocene hydrothermal manifestations and river catchments. Geological and geophysical data were used to investigate and analyses the Florianopolis Fracture Zone. An interpretation methodology, involving the extraction of geological and tectonic features from published maps integrating magnetic data from the Emag 2 global database was developed for this study. Our results indicate that the intra-continental NW-SE transfer zones control Upper Cretaceous sedimentation and carbonatitic intrusions. The transition from continental crust to oceanic crust is achieved by the formation of normal faults and horse tail / splay like structures near the coastline verging to the FFZ at the already attenuated crust. Alkaline rocks, including carbonatitic ones, arose in the continental crust at the southwest projection of Luis Alves Craton and at the intersection between the transfer zones and the Brusque Metamorphic Complex. The integrated analyses indicated that the location of the FFZ was governed by the geological events in the continental crust. This oceanic/continental trend was later reactivated well past the South Atlantic opening.

Keywords: South Atlantic Ocean; Florianopolis Fracture Zone; Upper Cretaceous alkaline magmatism; structural inheritance; reactivation

RESUMO. A Zona de Fratura Florianópolis delimita as bacias de Santos e Pelotas e caracteriza uma marcante mudança na geologia da margem continental de sul para norte, ao longo de ambos os lados do Oceano Atlântico, de uma margem vulcânica para sul para uma margem hiperdistendida pobre em magma para norte. O seu prolongamento continental é representado por rochas alcalinas do Cretáceo Superior e Inferior, e manifestações hidrotermais no Paleoceno além de captura de rios. Dados geológicos e de magnetométricos foram usados para investigar a Zona de Fratura Florianópolis. Nossos resultados indicam que zonas de transferência continental de direção NW-SE controlam a sedimentação no Cretáceo Inferior e as intrusões carbonatíticas do Cretáceo Superior. A transição de crosta oceânica para crosta continental é caracterizada por falhas normais próximo à costa e estruturas rabo de cavalo em crosta atenuada. Finalmente, rochas alcalinas, incluindo carbonatíticas, intrudem a crosta continental na projeção sudoeste do Cráton de Luis Alves e no cruzamento entre zonas de transferência e o Complexo Metamórfico

Brusque. A análise integrada indica que a localização da Zona de Fratura de Florianópolis foi governada por eventos geológicos em crosta continental. Este trend estrutural foi novamente reativado após a abertura do Oceano Atlântico.

Palavras-chave: Oceano Atlântico Sul; Zona de Fratura Florianópolis; magmatismo alcalino do Cretáceo Superior; herança estrutural; reativação.

INTRODUCTION

The relationship between fracture zones and continental structures have been the theme of numerous studies (Asmus, 1978; Sykes, 1978; Gamboa & Rabinowitz, 1981; Almeida *et al.*, 1996) and today integrated geophysical data supported by geological evidence is bringing new understanding to the relationship. Recent studies (Wolfson-Schwehr & Boettcher, 2019; Şengör *et al.*, 2019; Taylor *et al.*, 2009; Bellahsen *et al.*, 2013) show geometric consistencies between continental margin transfer zones and mid-ocean ridge transform faults suggesting that transform faults originate at structures inherited from the rifting stage (Bellahsen *et al.*, 2013; Miller *et al.*, 2002).

Shear zone in the basement, or contrasting shear strength units, and rifting phase transfer or accommodation zones are the candidates inherited structures to reactivate during the rifting and drifting phase. Examples from the Gulf of Suez (e.g. Jarrige *et al.*, 1990; Moustafa, 1997) and the East African Rift System (e.g. Lezzar *et al.*, 2002; Rosendahl, 1987) show that transfer zones were active during early stages of rifting. It is noteworthy that, in these two examples, the transfer zones are both pre-existing and oblique to the divergence (Taylor *et al.*, 2009; Bellahsen *et al.*, 2013; Şengör *et al.*, 2019).

Transform faults in the Atlantic Ocean have been related to the prolongation of Late Cretaceous Alkaline igneous complex lineaments in the South America and the African continents. Those structures lie along small circles

centered on the Cretaceous poles of rotation for the South Atlantic and can be correlated with a distinct transform fault (Marsh, 1973).

In the SE Brazilian margin, the Florianópolis Fracture Zone (FFZ) is aligned with the São Paulo Ridge and troughs and the northern Rio Grande Rise E-W edge where differences in relief are around 1500 m (Gamboa & Rabinowitz, 1981). The projection of this oceanic feature to the continent is represented by the Uruguay Lineament related to the catchment of the Uruguay river, aligning Upper Cretaceous to Paleocene alkaline intrusions, and Parana Basin sedimentary facies width variation (Asmus, 1978; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007). This could mean that the location of the FFZ is influenced by zones of weakness in the continent (Gamboa & Rabinowitz, 1981; Asmus, 1978). Furthermore, indications of the transition from oceanic to continental crust are the width variation of the Pelotas Basin Seward Dipping Reflectors (SDR) package and Lower Paleogene alkaline rocks emplaced in the Florianópolis High (Stica *et al.*, 2014; Asmus, 1978; Foddor *et al.*, 1983), such petro-tectonic indications are not discussed to any degree in the literature (Fig. 1).

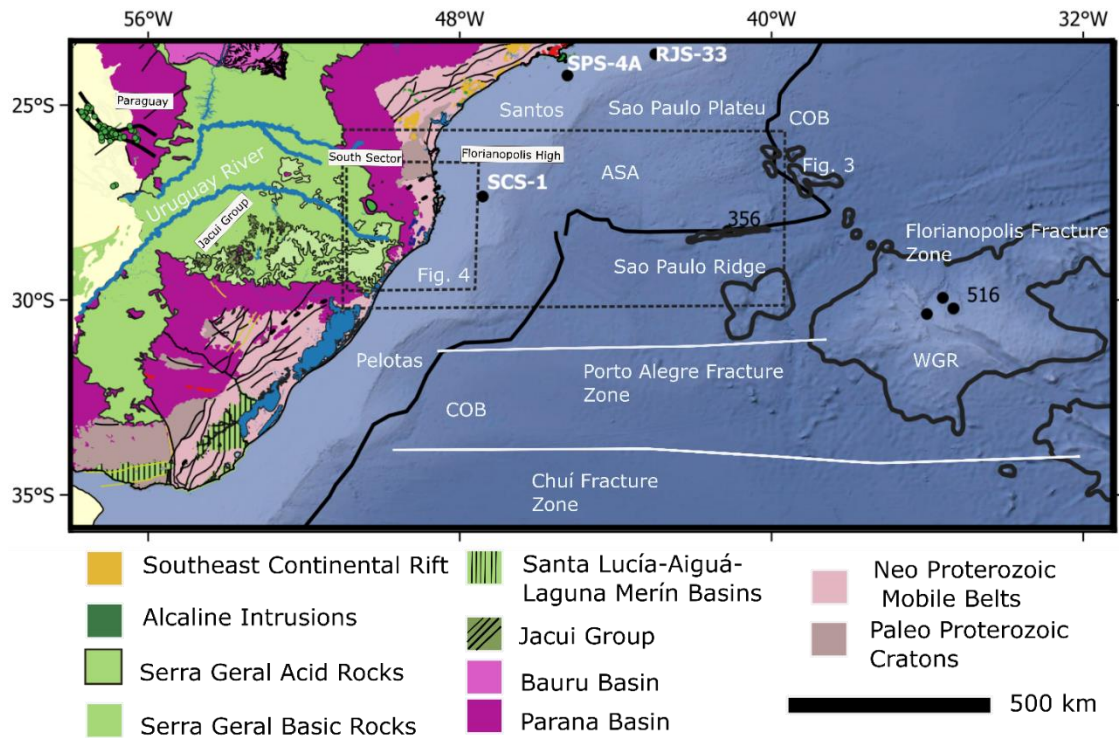


Figure 1 - Simplified continental geology, main oceanic structures, and locations of the wells discussed in the text. Compiled from: Gamboa et al (2021); Stica et al (2014); Cordani et al (2016); Riccomini et al (2004; 2002; 2016); Cernuschi et al (2015).

BASEMENT GEOLOGY

The Neo-Proterozoic basement along the continental projection of the FFZ is represented by the northern portion of the Dom Feliciano Belt (Fig. 4), which is part of the Mantiqueira Province (Heilbron *et al.*, 2004). The main shear zones are NE-SW striking Itajái-Perimbó and Major Gercino, which divide the terrain into defined domains. The northwestern domain is characterized by a foreland basin which is thrust over the Luis Alves Craton. The central domain is constituted by metavolcano-sedimentary fold-and-thrust belt of Brusque Metamorphic Complex. The southeastern domain represents an association of voluminous granitic intrusions of the Florianopolis Batholith (Hueck *et al.*, 2018).

The Major Gercino Shear Zone plays an important role in margin reactivation and on the location of the upper cretaceous alkaline intrusions of the Lages Province (Scheibe, 1986; 64 – 77 My). It marks a rheology contrast

between the Brusque and Florianopolis basement units, and its strikes NE-SW which is almost 45° with the FFZ E-W main trend. Those characteristics make this domain prone to reactivation because the contrasting shear strength, which became a stress guide to the deformation. In addition, the 45° relation with the Florianopolis Fracture main direction makes this domain a site susceptible to nucleate shear fractures and faults during oblique applied stress (Misra & Mukherjee, 2015).

MARGINAL BASINS

The Pelotas Basin is compartmentalized by the continuity of the oceanic fracture zones, possibly associated with rift transfer zones (Stica *et al.*, 2014). Magnetic anomalies M4 and M2 indicate that the break up began at 130 and 127 My in the south segment, followed by a second break as indicated by the M0 magnetic anomalies (~125 My; Stica *et al.*, 2014). The minimum age for inception of oceanic crust in the northern segment is inferred to be 113 My (Stica *et al.*, 2014).

The Santos Basin central segment opened 18 Ma after the Pelotas Basin SDR deposition begin. It also marks the end of thick evaporite deposition (Upper Aptian-Lower Albian: 113 Ma) (Rabinowitz and Labrecque 1979; Curie, 1984; Torsvik *et al.*, 2009; Moulin *et al.*, 2012; Karner & Gamboa, 2007). Transfer motion along the FFZ probably accommodated most of this shift in time and position. As a consequence, the continental crust east of the São Paulo Plateau area was highly stretched and intensely injected by magmatic intrusions (Gamboa *et al.*, 2021), reflecting the link between fracture zones and hyperextended basins (Le Pourhiet *et al.*, 2017). At the ASA (Aborted Spreading Axis; Gamboa *et al.*, 2021)

north flank magmatic activities are registered in the Campanian strata in the form of volcanos (Schattner & de Mahiques, 2020).

FLORIANOPOLIS FRACTURE ZONE (FFZ) OCEAN CRUST INDICATIONS

The FFZ is a broad tectonized region with a width generally greater than 100 km, which delimits the northern portion of the Rio Grande Rise. Its westward continuity is represented by São Paulo Ridge, (Gamboa & Rabinowitz, 1981; Fig. 1). The angle of the fracture zone tracing slightly changes from E-W to the west of the Rio Grande Rise to ENE-WSW towards the continent. The direction of FFZ in the continental crust changes to NW-SE strike.

The São Paulo Ridge (Fig. 1), characterized by a relief of 2000 m at its eastern end, decreases gradually towards the west and is totally buried by sediments at Longitude 45°W. Deep Sea Drilling Project (DSDP) Site 356 drilled sediment cores and igneous rocks at the São Paulo Ridge (Fodor *et al.*, 1980; Perch-Nielsen *et al.*, 1977; Fig. 1). The analysis of 741 meters of cored sediments recovered from Site 356 indicates that the sediment source is both the Santos Basin and the ridge itself. There are three São Paulo Ridge slump events: at the Eocene, and between the Maastrichtian and Turonian ages (Perch-Nielsen *et al.*, 1977; Kumar *et al.*, 1977; Fodor *et al.*, 1977b; Fig. 2). The older slump (Coniacian/Mid Turonian – Unit 6; Perch-Nielsen *et al.*, 1977) is a conglomerate with basaltic clasts, which indicates volcanic activity at the São Paulo Ridge and were classified as magmatic breccia (Kumar *et al.*, 1977; Kumar & Gamboa, 1979). At the bottom of the overlying unit (Maestrichtian/Santonian – Unit 5; Perch-Nielsen *et al.*, 1977) occur marly calcareous chinks containing small, sub-rounded basalt pebbles, about 3.5 cm long and 2 cm thick along with pebble-

sized fragments of dark mudstone (Perch-Nielsen *et al.*, 1977). The analysis of those igneous clasts recovered from the Site 356 indicates that they were emplaced strictly in a fracture-zone environment, or in a fracture-zone environment that was later subjected to greenschist facies metamorphism (Fodor *et al.*, 1980). The described mineral paragenesis (Fodor *et al.*, 1980) is indicative of fault weakening processes (Wintsch *et al.*, 1995).

The Rio Grande Rise (Fig. 1) is a major aseismic rise in the western South Atlantic Ocean. It is divided in West Rio Grande Rise and East Rio Grande Rise (Gamboa & Rabinowitz, 1984). The western portion has an approximate elliptical shape with E-W main axis (Gamboa & Rabinowitz, 1984) bounded northward by the FFZ. The eastern portion has a north-south trend and may represent an abandoned spreading center (Gamboa & Rabinowitz, 1984).

Rio Grande Rise was drilled during the DSDP Legs 39 and 72. The cores which recovered igneous rocks are the Sites 357 and 516F. The base of Hole 516F includes calcareous and volcanogenic sediments, ferruginous chert, and two or more relatively fresh basalt flow units (Baker *et al.*, 1983). The best estimate of the Ar/Ar age of the basalt at the base of Hole 516F is 86.0 ± 4 Ma, which agrees with estimates from a seafloor spreading model of 84.5 ± 0.5 Ma (Musset & Baker, 1983; Rhode *et al.*, 2013). At Site 357, basaltic pebbles were found embedded in 4 meters of breccia composed mainly by calcareous pelagic matrix at the Middle Eocene section (Fodor, 1977). Relations between breccia matrix, mineral paragenesis and chemical analysis of the igneous clasts indicates that those rocks have alkaline affinity and were formed in an ocean island environment triggered by a hot spot or by a fracture zone prior to and during Eocene time (Fodor, 1977).

Analysis of sediments recovered at Sites 357 and 516F along with multichannel seismic allowed Gamboa & Rabinowitz (1984) to propose the following evolutionary model (Fig. 2): The Rio Grande Rise presents a first phase of basaltic flow in the Coniacian/Santonian (O'Connor & Duncan, 1990) followed by extensional movements causing rifting during the uplift of the large volcanic bulge (Gamboa & Rabinowitz, 1984; Praxedes *et al.*, 2019). By the Middle Eocene (Fodor, 1977; Gamboa & Rabinowitz, 1984) volcanic islands emerged above sea level increasing the deposition of volcanic breccia and ash layers (Gamboa & Rabinowitz, 1984). After volcanism ceased, thermal subsidence took place over the entire rise with intense erosion and sedimentation. Finally, the uppermost sedimentary layers were deposited in pelagic conditions and offset by sub-vertical normal faults (Praxedes *et al.*, 2019).

FLORIANOPOLIS FRACTURE ZONE CONTINENTAL CRUST MAGMATISM

Thermo-magmatic events in the continental margin in proximity to the FFZ are described and can be subdivided as follows: 1) the early stages of rifting before the Africa-South America separation; 2) the time of sea-floor spreading; 3) a more advanced stage of the continental separation. They can also be subdivided according to its emplacement tectonic control (Fig. 2).

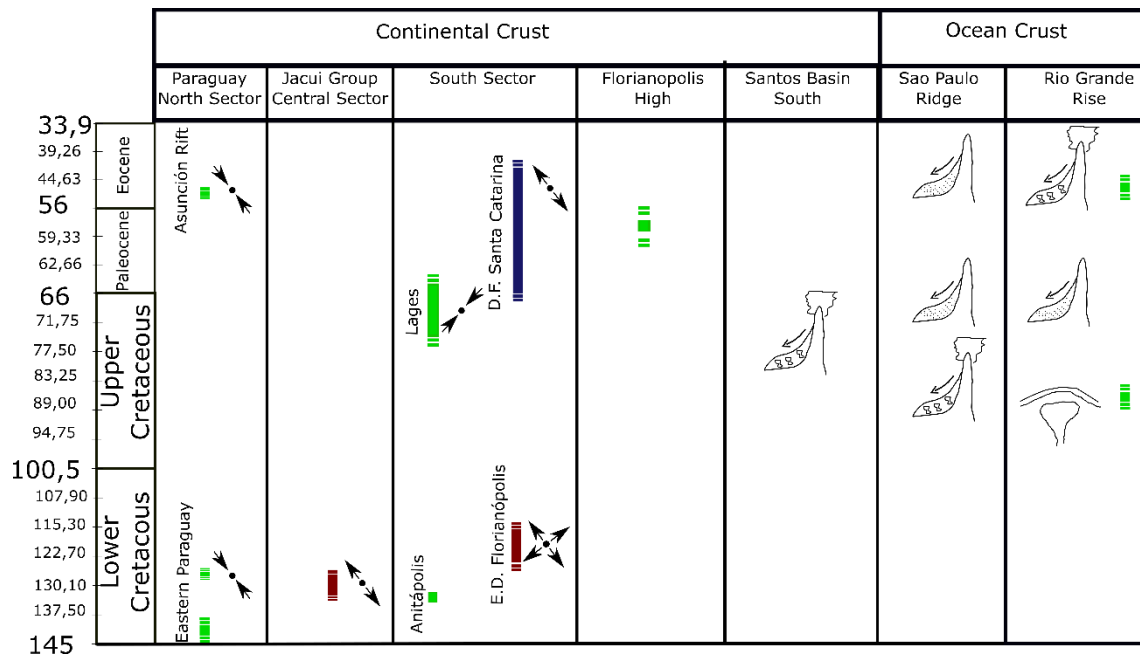


Figure 2 – Age of magmatism and paleo stress field in the different sectors (Fig. 1). Compiled from: Riccomini et al (2016); Florisbal et al (2014); Almeida et al (2013); Jelinek et al (2003); Fodor (1977); Fodor et al (1983); Perch-Nielsen et al (1977); Schattner & de Mahiques, 2020; Gamboa, & Rabinowitz (1984); Riccomini et al (2002).

The first group is related to the alkaline magmatism at Eastern Paraguay (145-138,9 Ma) followed by flood tholeiitic basalts of the Serra Geral Formation (133-130 Ma). Synchronously, the Anitápolis alkaline-carbonatite complex (132 Ma) and the Florianópolis Dike Swarm (134 Ma) intruded in the Late Proterozoic crystalline basement at the Santa Catarina State (Almeida *et al* 2013; Florisbal *et al.*, 2014; Scheibe, 1986; Rodrigues, 1985).

The second group is related to the Florianópolis Dyke Swarm during late Early Cretaceous (134 Ma) and by a second pulse of alkaline magmatism in Eastern Paraguay concentrated in the Asuncion Rift (Velázquez *et al.*, 2011). The last group is represented by Late Cretaceous (76 Ma) alkaline-carbonatite magmatism at Lages Province (Scheibe, 1986; Gomes *et al.*, 2018), by the precipitation of the Santa Catarina Fluorite District (67 to 40 Ma; Jelinek *et al.*, 2003), and by alkaline rocks recovery by the Petrobras exploration well 1-SCS-

1-SC which chronological data indicates 58 Ma for the emplacement of those rocks at the Florianopolis High (Fodor *et al.*, 1983).

The group related to the last phase is represented by the Asuncion Rift Alcaline Province. En-echelon NW-SE dykes intruding the Assuncion Rift is indicative that the paleo- stress field related to a E-W dextral couple during the Paleogene (Riccomini *et al.*, 2002).

Intruded in the Luis Alves Craton occurs some alkaline rocks in the form of dykes, volcanic flows and plugs (Iglesias *et al.*, 2011). There is no available age data for these occurrences.

FLORIANOPOLIS FRACTURE ZONE CONTINENTAL CRUST PALEOTENSIONS

The Florianopolis Dyke Swarm are characterized by subvertical dykes with generally N208E, N108E and N258W strike, cross-cutting the granitic rocks of the Florianopolis Batholith. Geometric analysis indicates both, dextral and sinistral sense of shear during its intrusion (Almeida *et al.*, 2013). According to Almeida *et al* (2013) the 119.0 ± 0.9 to 139.1 ± 3.4 Ma Ar/Ar data (Raposo *et al.*, 1998; Tomazzoli & Lima, 2006; Marques *et al.*, 2003) are related to extension of continental crust, which indicate a relationship with the stretching and thinning of the continental crust rifting phase (Almeida *et al.*, 2013). Although U-Pb data for the swarm indicate a 134 Ma age for this magmatism which is related to PEMP (Paraná-Etendeka Magmatic Province), in this case associated to a pre-rift scenario (Florisbal *et al.*, 2014) as indicated by the tectonic evolution of the Pelotas Basin.

The Lages Alkaline Province, emplaced between 64 – 77 Ma, generates a dome shape relief with its major axis in the NW-SE direction. The petrogenetic model involves partial mantle fusion, within CO₂ superior mantle contribution previously metasomatized due to basement faults reactivation (Scheibe, 1984). The NW-SE dome main axis indicates that this structure was coeval to a NE-SW SHmax paleo stress field, the later cooling switch the main tensor but kept the same SHmax direction. Later phonolite dikes preferably oriented NE-SW and some NW-SE. NNE-SSW to NE-SW dextral shear faults and the E-W sinistral shear were formed under the same paleo stress field direction (Machado *et al.*, 2012).

The Santa Catarina Fluorite District occurs predominantly at the Florianopolis Batholith. Its main occurrences are along NNE-SSW lineaments which, besides fluorite, also contain cataclastic rocks, quartz veins and calcedony. All those elements occur along a stripe 1km wide (Bastos Neto, 1990; Jelinek *et al.*, 2003). Local 67 to 40 Ma AFT central ages indicates that this hydrothermal manifestation might have its roots on a regional thermic anomaly related to the FFZ associated magmatism (Jelinek *et al.*, 2003).

The Jacuí Group represents the uppermost stratigraphic unit of the Parana Basin. It is filled by the fluvial sediments of the Tupancireta Formation which holds volcanoclastic associated to the Serra Geral magmatism. Probably represents an interior sag basin initiated due to the NW-SE-oriented regional crustal stretching indicated by NE-SW faults and NW-SE clastic dykes (Riccomini *et al.*, 2016).

DATA

A systematic survey of geological data was carried out from publications involving several maps, and the features of interest observed in them were

recovered in georeferenced files for their manipulation. Regional geological structures and lineaments were then plotted on the magnetic map of Figure 3 for interpretation.

The image presented (Fig. 3A) corresponds to the total magnetic field reduced to the pole (RTP) obtained from the global database Emag 2 (Maus *et al.* 2009). These authors carried out a meticulous work of compiling and selecting magnetic data from various ship and airborne surveys around the world. Using robust algorithms, these data were leveled and filtered in such a way that the long wavelengths were replaced by extremely reliable satellite measurements.

RESULTS

The main oceanic tectonic features are well delineated by the magnetic anomalies map (Fig. 3a and Fig 3b). They are the Aborted Spreading Axis (ASA; Gamboa *et al.*, 2021) with a general N-S direction. The strong pink anomalies at east and northwest are volcanic covers already described by Gamboa *et al.* (2021). The strong blue magnetic anomaly parallel to the Florianopolis Fracture Zone is correlated with the São Paulo Ridge (Gamboa & Rabinowitz, 1981). Toward south a second linear oceanic feature connecting inflections points of the sigmoids forms related to the Florianopolis Fracture Zone was indicated as a fracture zone (FZ; Fig. 3). Its correlation with this tectonic scenario is not clear so it will not be included in the discussion. Figure 3 also shows the adjacent continental platform overlaid by the main Precambrian structures and rocks of the Northern Dom Feliciano Belt as well as reactivation structures and intrusions.

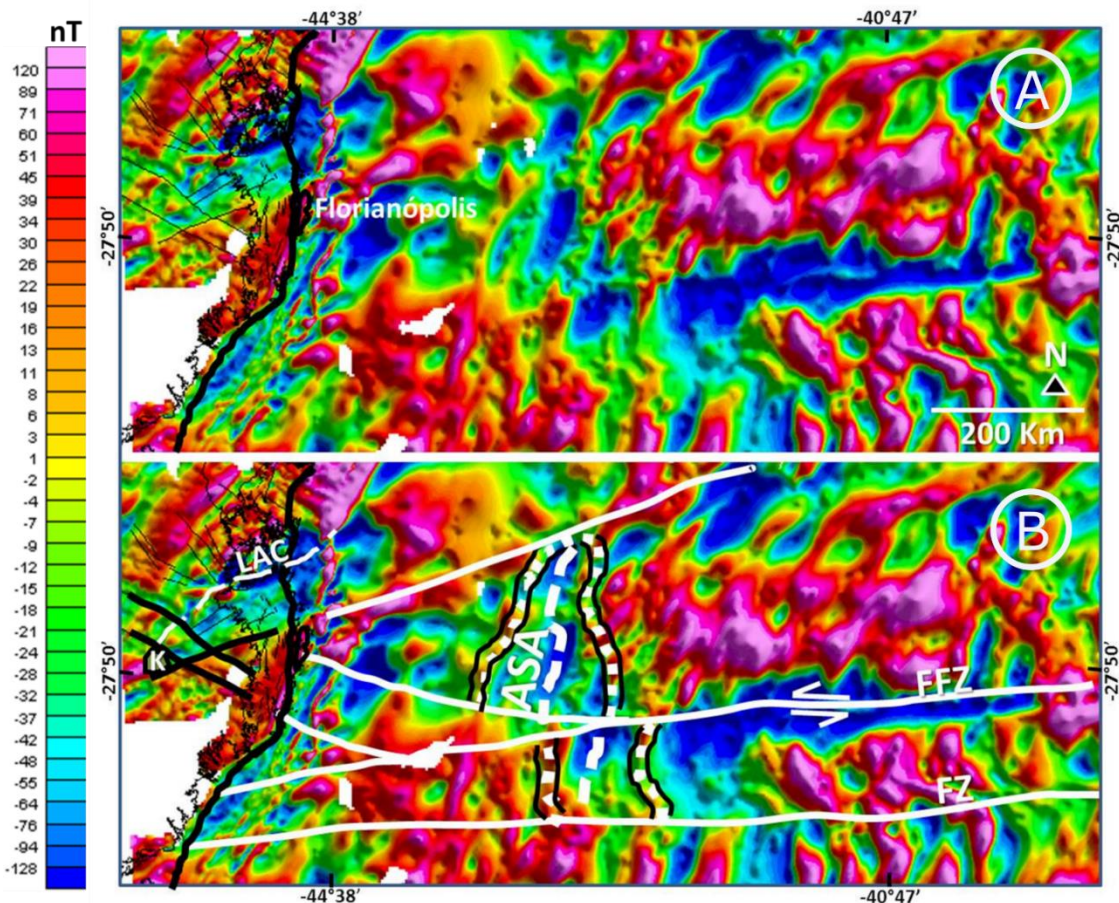


Figure 3– (A) Map of the total magnetic field reduced to the pole. Black feature – geological lineaments and faults (B) – Interpretation highlighting the magnetic lineaments; White features - highlighting the sinistral dislocation of the ASA central axis (dotted lines) and its flanks (Black lines along with white dots) by the Florianópolis Fracture Zone and its propagation over the continental crust in a horse tail end structural fashion. Circle K – Lages Alkaline District (~70 Ma); ASA –Aborted Spreading Axis; FFZ – Florianopolis Fracture Zone; FZ – Fracture Zone (not named yet); LAC – Luis Alves Craton.

The FFZ ramified in three different lineaments when reach the attenuated crust in a horse splay fashion (Fig. 3B). The main lineament direction rotates, mostly probably, in response to the different rheology of the terrain. The new lineaments are named from north to south: Florianopolis Lineament, Lagoa de Imaruí Lineament and Torres Lineament (Fig. 4). The Torres Lineament points toward the projection of the NW-SE Torres Sincline.

The FFZ most northern lineament changes its trend to WNW-ESE when crossing the south border of the ASA dislocating it eastwards indicating a sinistral reactivation.

In continental crust the Florianópolis Lineament points toward the carbonatitic occurrence of Anitápolis (132 Ma) and to the NW-SE diabase dykes of the Florianópolis Dyke Swarm. This indicates that is the first structure formed during the rifting phase. This lineament also has a good correlation with the NW-SE dissected scarps of the Serra Geral Group, indicating a posterior reactivation phase.

The Lagoa do Imaruí Lineament clearly correlates with the Lages Alkaline Dome, indicated by the dome intrusion NW-SE main axis. This lineament exerts a control over the emplacement of NW-SE aligned kimberlites and carbonatites, indicating that this fault might reach the mantle. The NE-SW SHmax tectonic control of the Early Paleocene phonolite dykes related to this intrusion indicates that the landward reactivation of the Lagoa do Imaruí Lineament were concomitant to a plate sinistral rotation.

The magnetic response of the northern Dom Feliciano Mobile Belt clearly correlates with the major tectonic features. The Major Gercino Shear Zone which characterizes the contact between the Florianópolis batholith and the Brusque Metamorphic Belt makes a sharp magnetic contact which reflects the strong shear strength variance between these two units. Its projection to the northeast reaches the north end of the ASA structure.

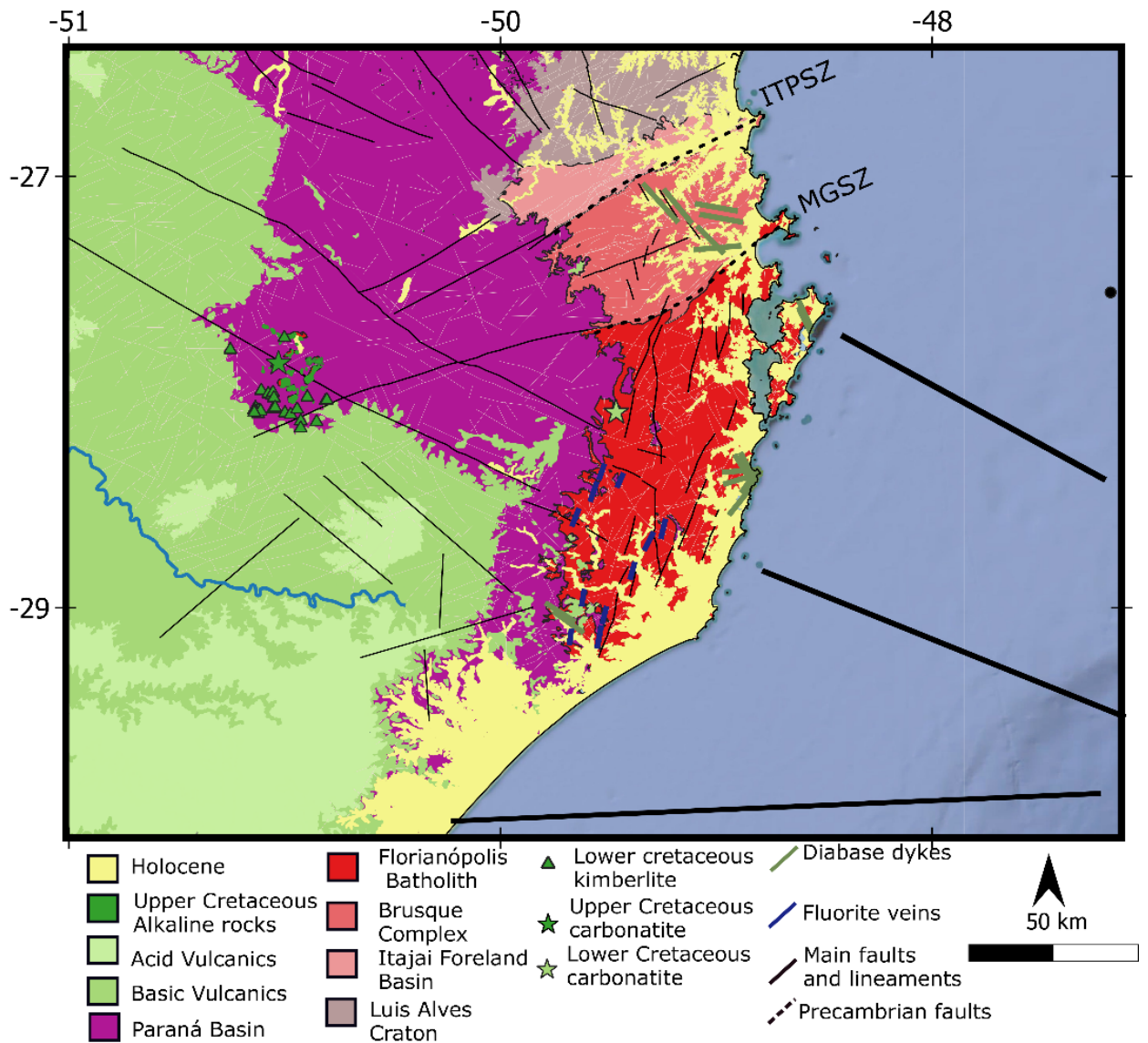


Figure 4 –Geological Map of the continental margin adjacent to the Florianópolis Fracture Zone. The ocean lineaments represent the structures mapped with the potential map of the Fig. 3. Geology compiled from: Scheibe (1984); Bastos Neto *et al* (1991); Wildner *et al* (2014); Santos *et al* (2019); Florisbal *et al* (2014); Rodrigues (1985).

The Santa Catarina Fluorite District is also compatible with a E-W sinistral couple; however, its 60-40 Ma indicates a diachronic event. This fact means that E-W sinistral remain active at least until the Middle Eocene. This thermo-tectonic event is synchronous with the Eocene magmatic activity at the Rio Grande Rise (Fodor, 1977) and to the alkaline intrusion in the Florianópolis High (Fodor, 1983).

DISCUSSION

The fracture zone reactivation (Pockalny *et al.*, 1997; Maia *et al.*, 2016) implies a plate rotation promoted by rotation pole migration and variations on spreading rate of the ocean floor. These changes modify the fracture zone tracing and creates sites of deformation and magmatism.

The FFZ is a reactivation of the former Florianopolis Transform Zone between the Santos and Pelotas Basins during the late cretaceous pole migration (Szatimari & Milani, 2016). As the imposed deformation also affects the continental crust, the reactivation process was influenced by the contrasting shear strength between ocean and continental crust (Dauteuil *et al.*, 2002).

The three magnetic anomalies, which presents a horse tail structural end fashion, emerged from the FFZ tracing near Longitude 42W (Fig. 3B). This position is the inferred position of the Pelotas Basin COB north end. From this point westward the FFZ thickens progressively until reaching the emerged continental terrain, a correlation made via field geology.

There are two hypotheses for the time of generation of those lineaments, each of them requires a different geotectonic explanation: sin rift tectonics and Late Cretaceous reactivation.

The first hypothesis lateral rheological variation can promote segmentation along rifted margins. The sinistral finite movement is inferred by the left lateral displacement of the Pelotas Basin aborted spreading axis prolongation and by NE-SW SHmax dykes intrusions control.

To resolve this differential spreading rate between Pelotas and Santos, the Florianopolis Fracture Zone reactivated and became a site of intense volcanism. The age of volcanism became younger toward to the continent.

The Fig. 5 shows that the magmatism and deformation during late cretaceous is towards the continent. The migration of volcanic activity is related to the variation of pole rotation and spreading rate of the ocean floor during the Late Cretaceous (Pérez-Díaz & Eagles, 2014).

The Fig. 5B sketches the reactivation of the Florianopolis Fracture Zone at Campanian times. It is characterized by volcano structures emplaced at the Santos Basin Campanian strata, defined as the Santos Cluster (Schattner & Mahiques, 2020).

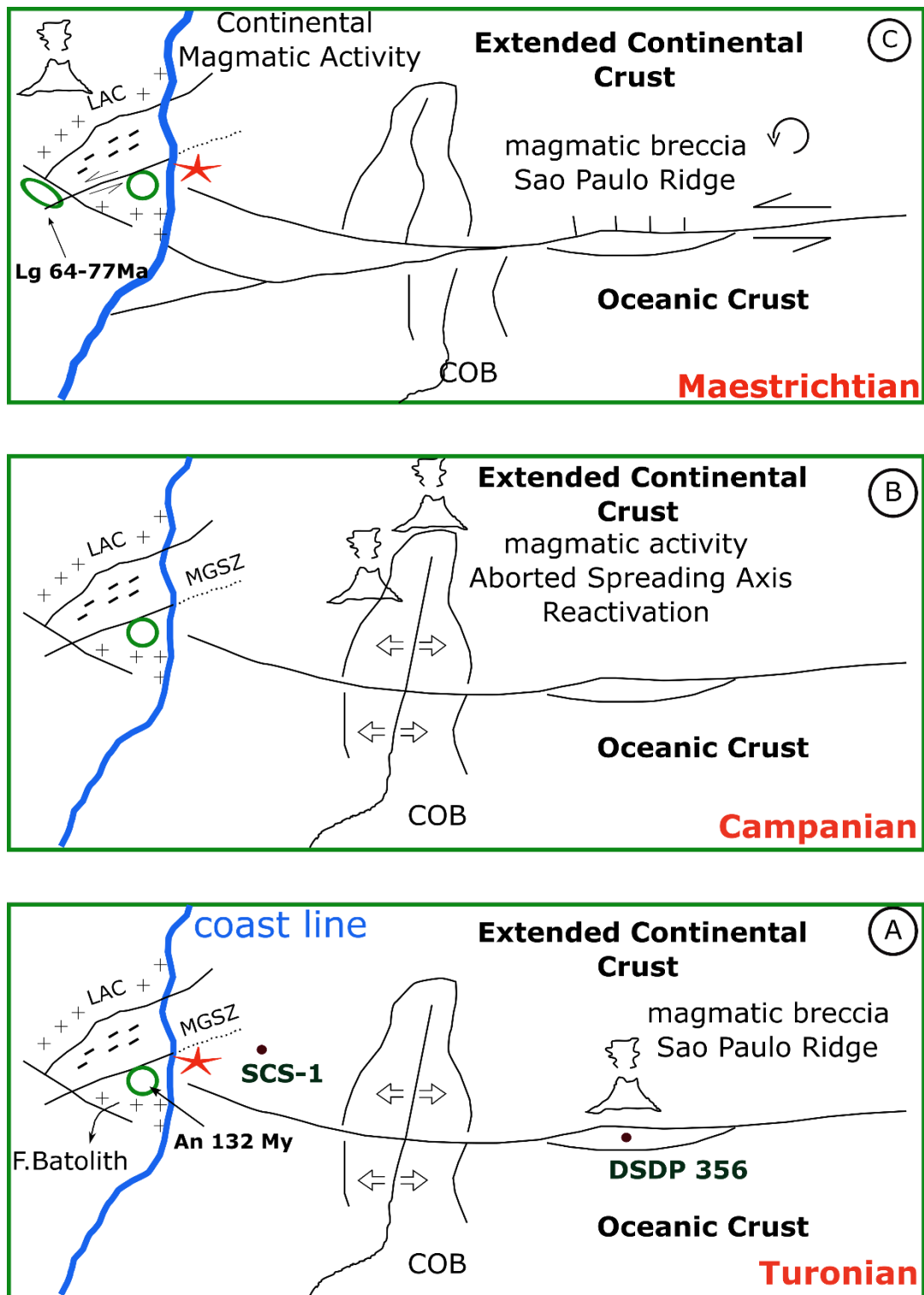


Figure 5 – Evolutionary model of the magmatism and reactivation of Florianopolis Fracture Zone during the Late Cretaceous. A) Turonian - at this time the ASA was already formed (Gamboa *et al.*, 2021) and Anitapolis Alkaline District intruded (An - 132 Ma; Scheibe, 1984). Reactivation was registered by magmatic breccia recovery by the IODP site 356 at the São Paulo Ridge B) Magmatism activities forms volcano structures at the Campanian strata of the Santos Basin south portion (Schattner & de Mahiques, 2020); C) Emplacement of the Lages District (Lg 64 – 77 Ma) controlled by the reactivation and segmentation of the

Florianopolis Fracture Zone. The ASA (Gamboa *et al.*, 2021) was also deformed by sinistral E-W binary.

The model proposes that magmatic activity migrate continent ward. In the Turonian times the magmatic activity occurs at the Sao Paulo ridge. Plate reorganization during the Late Cretaceous rotates the Florianopolis Fracture Zone.

The magmatism in the prolongation of the FFZ into the continent is controlled by basement heritage directions, shear strength variation and far field stress. The Lages Alkaline province is located at the crossing between NW-SE and NE-SW basement directions. Another important factor is the differential shear strength imposed by adjacent basement crustal blocks - the Luis Alves Craton and the Brusque Metamorphic Complex.

The inland magmatism aligned to regional tracing of the continental portion of the FFZ are of decreasing age towards the continent (Fig. 2; Fig. 5) with, however, contrasting paleo tension control. The Asuncion Rift alkaline intrusions are controlled by the compressional stress promoted by the far field stress imposed by the subduction of the Nazca Plate under the South America Plate (Riccomini *et al.*, 2002).

CONCLUSION

The Florianopolis Fracture Zone (FFZ) bound the saline hyperextended Santos to the north and the magma rich Pelotas Basin. During the cretaceous evolution this fault acted as a transform fault and became a fracture after the end of salt deposition.

Meanwhile in the continental platform, NW-SE basement heritances get reactivated as variations in the Parana Basin sedimentary packages. During these reactivations, aligned early cretaceous alkaline province were intruded (Assuncion Rift and Lages).

During the Late Cretaceous the FFZ already has its principal morphology as the Sao Paulo Ridge emerged. Pole rotations along with contrasting spreading rates between the Santos and Pelotas Basins reactivated the FFZ. The deformation started at the Rio Grande Rise with bulging of the ocean floor at the Santonian.

Magmatic and deformation sites move westward in the Sao Paulo Ridge, where basalt pebbles were found at the breccia level soon after. In the Campanian, magmatism is registered at the south portion of the Santos Basin (Schattner & de Mahiques, 2020)

The transition from continental crust to oceanic crust is achieved by the formation of near coastline normal fault forms parallel to it and horse-tail / splay like structures verging to the FFZ. The shear strength variation and late cretaceous plate reorganization are the competing factor with shear strength controlling the angle variation of the FFZ at the already attenuated crust.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are thankful for the PETROGAL who provided the funding for this research.

CONFLICTS OF INTEREST

The authors declare no conflict of interest. The conflict may be personal, commercial, political, academic or financial. If necessary, authors may request that the manuscript not be assessed at certain institutions or reviewers, in order to avoid possible conflicts of scientific interest.

REFERENCES

- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., & Mizusaki, A. M. P. (1996). Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Brazilian Journal of Geology*, 26(3), 125-138.
- Almeida, J., Dios, F., Mohriak, W. U., Valeriano, C. D. M., Heilbron, M., Eirado, L. G., & Tomazzoli, E. (2013). Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 11-40.
- Asmus, H. E., (1978). Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: *Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Série Projeto REMAC*, 4:39-73.
- Bastos Neto, A., Charvet, J., Touray, J. C., & Dardenne, M. (1991). Evolution tectonique du district a fluorine de Santa Catarina (Bresil) en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3, 503-513.
- Barker, P. F., Carlson, R. L., Johnson, D. A., Cepek, P., Coulbourn, W. T., Gamboa, L. A., Hamilton, N., Melo, U., Pujol, C., Shor, A. N., Tjalsma, R. C., Walton, W. H. (1983). SITE-516-RIO-GRANDE RISE. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 72(DEC), 155-338.
- Bellahsen, N., Leroy, S., Autin, J., Razin, P., d'Acremont, E., Sloan, H., Pik, R., Ahmed, A., Khanbari, K., 2013. Pre-existing oblique transfer zones and transfer/transform relationships in continental margins: new insights from the southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen. *Tectonophysics* 607, 32-50.
- Cernuschi, F., Dilles, J. H., Kent, A. J. R., Schroer, G., Raab, A. K., Conti, B., & Muzio, R. (2015). Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East Intrusive Complex and magmatic evolution of the Laguna Merín Basin, Uruguay. *Gondwana Research*, 28(2), 837-857.
- Comin-Chiaramonti, P., Marzoli, A., de Barros Gomes, C., Milan, A., Riccomini, C., Velázquez, V.F., Mantovani, M.M.S., Renne, P., Tassinari, C.C.G., Vasconcelos, P.M., 2007. The origin of post-Paleozoic magmatism in eastern Paraguay. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 430, 603–633.
- Cordani U.G., Ramos V., Fraga L.M., Cegarra M., Delgado I., Souza K.G., Gomes F.E.M., Schobbenhaus C. 2016. Tectonic Map of South America, 2nd ed., 1:5,000,000 Commission for the Geologic Map of the World.
- Curie, D. 1984. Ouverture de l'Atlantique sud et discontinuite´s intra-plaque: une nouvelle analyse. PhD thesis, Universite´ de Bretagne Occidentale, Brest. De Paula and Vidotti, 2001, 192 pp.
- Dauteuil, O., Bourgeois, O., & Mauduit, T. (2002). Lithosphere strength controls oceanic transform zone structure: insights from analogue models. *Geophysical Journal International*, 150(3), 706-714.
- Santos, J. M., Salamuni, E., da Silva, C. L., Sanches, E., Gimenez, V. B., & do Nascimento, E. R. (2019). Morphotectonics in the Central-East Region of

South Brazil: Implications for Catchments of the Lava-Tudo and Pelotas Rivers, State of Santa Catarina. *Geomorphology*, 328, 138-156.

- Florisbal, L. M., Heaman, L. M., de Assis Janasi, V., & de Fatima Bitencourt, M. (2014). Tectonic significance of the Florianópolis dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: a reappraisal based on precise U–Pb dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 140-150.
- Fodor R.V. Thiede J. (1977)a. Volcanic Breccia from DSDP site 357: implications for the composition and origin of the Rio Grande Rise. In: Aumento F. Melson W.G. *et al* (eds) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, (US Govt Printing Office), Chapter 21, 37, 537–543, doi:10.2973/dsdp.proc.39.121.1977
- Fodor, R. V., & JW, H. (1977)b. Petrology of basalt recovered during DSDP Leg 39B. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 39, 513 - 523.
- Fodor, R. V., Kumar, N., Bornhorst, T. J., & Husler, J. W. (1980). Petrology of basaltic rocks from the Sao Paulo ridge, southwestern Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 36(1-2), 127-141.
- Fodor, R. V., McKee, E. H., & Asmus, H. E. (1983). K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine geology*, 54(1-2), M1-M8.
- Gamboa, L. A. P., & Rabinowitz, P. D. (1981). The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 410-418.
- Gamboa, L. A. P., & Rabinowitz, P. D. (1984). The evolution of the Rio Grande Rise in the southwest Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 58(1-2), 35-58.
- Gamboa, L. A. P., Ferraz, A. E. P. P. D., Drehmer, L. H., Demercian, L. S. (2021). Seismic, Magnetic And Gravity Evidence Of Marine Incursions In The Santos Basin During Early Aptian. *AAPG 124. Cap. 10*.
- Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., Azzone, R.G., Ruberti, E., & Enrich, G.E.R. (2018) Cretaceous carbonatites of the southeastern Brazilian Platform: A review. *Brazilian Journal of Geology* 48(2), 317–345.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. D. A. (2004). *Província mantiqueira. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-235.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R.P., Basei, M.A.S., Siegesmund, S., 2018a. The Dom Feliciano belt in southern Brazil and Uruguay. In: Siegesmund, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S., Oriolo, S. (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Heidelberg, pp. 267–302.
- Iglesias, C. M. F., Zeffass, H., Silva, M. A. S., Klein, C. *Geologia e recursos minerais da folha Joinville - SG.22-Z-B: estado de Santa Catarina*. Porto Alegre: CPRM, 2011. 106 p. 1 mapa, color. Escala 1:250.000.
- Jarrige, J. J., Ott d'Estevou, P., Burolet, P. F., Montenat, C., Prat, P., Richert, J. P., & Thiriet, J. P. (1990). The multistage tectonic evolution of the Gulf of Suez and northern Red Sea continental rift from field observations. *Tectonics*, 9(3), 441-465.

- Jelinek, A. R., Neto, A. C. B., & Poupeau, G. (2003). Análise por traços de fissão em apatitas do distrito fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da margem continental. *Brazilian Journal of Geology*, 33(3), 289-298.
- Karner, G. D., & Gambôa, L. A. P. (2007). Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. Geological Society, London, Special Publications, 285(1), 15-35.
- Kumar, N., LAP, G., & BC, S. (1977). Geologic History And Origin Of Sao Paulo Plateau (Southeastern Brazilian Margin), Comparison With The Angolan Margin, And The Early Evolution Of The Northern South Atlantic. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 39, 927-945.
- Kumar, N., & Gamboa, L. A. P. (1979). Evolution of the Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 90(3), 281-293.
- Le Pourhiet, L., May, D. A., Huille, L., Watremez, L., & Leroy, S. (2017). A genetic link between transform and hyper-extended margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 465, 184-192.
- Lezzar, K.E., Tiercelin, J.J., LeTurdu, C., Cohen, A.S., Reynolds, D.J., LeGall, B., Scholz, C.A. Control of normal fault interaction on the distribution of major Neogene sedimentary depocenters, Lake Tanganyika, East African rift. *AAPG bulletin*, v. 86, n. 6, p. 1027-1059, 2002.
- Maia, M., Sichel, S., Briaes, A., Brunelli, D. Ligi, M., Ferreira, N., Campos, T., Mougel, B., Brehme, I., Hémond, C., Motoki, A., Moura, D., Scalabrin, C., Pessanha, I., Alves, E., Ayres, A., Oliveira, P. Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault *Nat. Geosci.*, 9 (2016), pp. 619-623
- Machado, R., Roldan, L. F., Jacques, P. D., FASSBINGDER, E., & Nummer, A. R. (2012). Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages–Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociencias*, 42 (2012), pp. 799-811
- Marques, L.S., Babinski, M., Ruiz, I.R., 2003. Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results. IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica. Short Papers, Salvador, Brazil, pp. 605–608
- Marsh, J. S. (1973). Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 18(2), pp. 317-323.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N., Brozena J., Childers V., Dostaler F., Fairhead J. D., Finn C., Von Frese R. R. B., Gaina C., Golynsky S., Kucks R., Lühr H., Milligan P., Mogren S., Müller R. D., Olesen O., Pilkington M., Saltus R., Schreckenberger B., Thébault E. and Caratori T. F., 2009. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. Published by AGU and the Geochemical Society. AN ELECTRONIC JOURNAL OF THE EARTH SCIENCES. Technical Brief Volume 10, Number 8, 7.

- Miller, J. M., Norvick, M. S., & Wilson, C. J. (2002). Basement controls on rifting and the associated formation of ocean transform faults—Cretaceous continental extension of the southern margin of Australia. *Tectonophysics*, 359(1-2), pp. 131-155.
- Misra, A. A., & Mukherjee, S. (2015). *Tectonic inheritance in continental rifts and passive margins*. Cham: Springer. 88p.
- M. Moulin, D. Aslanian, M. Rabineau, M. Patriat, L. Matias Kinematic keys of the Santos-Namibe basins Geological Society of London, Special Publication, 369 (2013), pp. 91-107.
- Moustafa, A. R. (1997). Controls on the development and evolution of transfer zones: the influence of basement structure and sedimentary thickness in the Suez rift and Red Sea. *Journal of Structural Geology*, 19(6), 755-768.
- Musset, A & Barker, P. F. (1983) 40Ar/39Ar age SPECTRA OF BASALTS, DEEP SEA DRILLING PROJECT SITE 516.
- O'Connor, J. M., & Duncan, R. A. (1990). Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B11), 17475-17502.
- Perch-Nielsen, K., Supko, P. R., Boersma, A., Carlson, R. L., Dinkelman, M. G., Fodor, R. V., Kumar, N., McCoy, F., Thiede, J. & Zimmerman, H. B. (1977). Site 356: São Paulo Plateau. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, 39, 141-230.
- Pérez-Díaz, L., & Eagles, G. (2014). Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. *Tectonics*, 33(9), 1848-1873.
- Pockalny, R. A., Fox, P. J., Fornari, D. J., Macdonald, K. C., & Perfit, M. R. (1997). Tectonic reconstruction of the Clipperton and Siqueiros Fracture Zones: Evidence and consequences of plate motion change for the last 3 Myr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 3167-3181.
- Praxedes, A. G. P., de Castro, D. L., Torres, L. C., Gambôa, L. A. P., & Hackspacher, P. C. (2019). New insights of the tectonic and sedimentary evolution of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 110, 335-346.
- Rabinowitz, P. D., and J. Labrecque (1979), The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins, *J. Geophys. Res.*, 84, 5973–6002.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Renne, P.R., 1998. Paleomagnetism and dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Phys. Earth Planet. Inter.* 108 (4), 275–290.
- Riccomini, C., Velázquez, V. F., Gomes, C. B., Milan, A., & Sallun, A. E. (2002). Tectonic evolution of the Asunción Rift, eastern Paraguay. *An Acad Bras Cienc* 74 (3), pp. 555-555.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., & Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 383-405.

- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., & Fambrini, G. L. (2016). The Early Cretaceous Jacuí Group, a newly discovered volcanoclastic–epiclastic accumulation at the top of the Paraná Basin, southern Brazil. *Cretaceous Research*, 59, 111-128.
- Rodrigues E.P.O. 1985. O complexo alcalino de Anitápolis: um estudo petrológico. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo. 174p.
- Rohde, J. K., van den Bogaard, P., Hoernle, K., Hauff, F., & Werner, R. (2013). Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on phenocryst phases. *Tectonophysics*, 604, 60-71.
- Rosendahl, B. R. (1987). Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15(1), 445-503.
- Schattner, U., & de Mahiques, M. M. (2020). Post-rift regional volcanism in southern Santos Basin and the uplift of the adjacent South American coastal range. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102855.
- Scheibe, L. F. (1986). Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 224 pp.
- Scheibe, L.F., Furtado, S.M.A., Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. (2005): Cretaceous alkaline magmatism from Santa Catarina state, southern Brazil. In *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform* (P. Comin-Chiaramonti and C.B. Gomes, eds.). Edusp/FAPESP, São Paulo, Brazil (523–572).
- Şengör, A.M.C., Zabcı, C., and Natal'in, B.A. 2019. Chapter 9 - Continental transform faults: Congruence and incongruence with normal plate kinematics. In *Transform plate boundaries and fracture zones*. Edited by J. C. Duarte. Elsevier, pp. 169–247.
- Stica, J. M., Zalán, P. V., & Ferrari, A. L. (2014). The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 1-21.
- Szatmari, P., & Milani, E. J. (2016). Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 567-596.
- Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16(4), 621-688.
- Taylor, B., Goodliffe, A., & Martinez, F. (2009). Initiation of transform faults at rifted continental margins. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(5), 428-438.
- Tomazzoli, E.R., Lima, E.F., 2006. Magmatismo ácido na Ilha do Arvoredo-SC. *Rev. Bras. Geosci.* 36, 57–76.
- Torsvik, T. H., S. Rouse, C. Labails, and M. A. Smethurst (2009), A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin, *Geophys. J. Int.*, 177, 1315–1333, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x.

- Velázquez, V. F., Riccomini, C., Gomes, C. D. B., & Kirk, J. (2011). The cretaceous alkaline dyke swarm in the central segment of the Asunción rift, eastern Paraguay: its regional distribution, mechanism of emplacement, and tectonic significance. *Journal of Geological Research*, 18p.
- WILDNER, W.; CAMOZZATO, E.; TONIOLO, J.A.; BINOTTO, R.B.; IGLESIAS, C.M.F.; LAUX, J .H. Mapa geológico do estado de Santa Catarina. Porto Alegre: CPRM, 2014. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil. Subprograma de Cartografia Geológica Regional.
- Wintsch, R. P., Christoffersen, R., & Kronenberg, A. K. (1995). Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 13021-13032.
- Wolfson-Schwehr, M., & Boettcher, M. S. (2019). Global characteristics of oceanic transform fault structure and seismicity. In: Duarte J (Ed.) *Transform plate boundaries and fracture zones* (pp. 21-59). Elsevier.

CAPÍTULO 2 - FEIÇÕES ROMBOÉDRICAS NO EMBASAMENTO CRISTALINO E A ORIGEM DA BAIA DE GUANABARA

Luiz Antonio Pierantoni Gamboa

Andre Etienne Pacifico Pecanha Demonte Ferraz

Reiner Olíbano Rosas

Davy Raeder Brandão

André Luiz Ferrari

RESUMO

A Baía de Guanabara (BG) está situada no interior de uma estrutura romboédrica abatida bem definida pela geomorfologia continental. Esta posição favoreceu sua formação e a captação dos cursos fluviais para esta região. Sua boca estreita da baía pode ser explicada pela presença de blocos abatidos, evidenciados pela magnetometria, na área submersa e pelas feições romboédricas menores observadas na região costeira. O presente estudo se baseia na descrição detalhada das derivadas do campo magnético anômalo no âmbito regional e de detalhe. Secundariamente foi utilizada gravimetria em escala regional e análise do relevo na região da BG por imagem de satélite. Os resultados obtidos se apresentaram bastante significativos devido à notável semelhança entre as feições romboédricas de detalhe e as regionais formadas durante a movimentação cisalhante causada pela separação continental, que ainda hoje pode ser observada nas rochas do embasamento cristalino nas regiões adjacentes à Baía de Guanabara e da Bacia de Santos. A Baía de Guanabara está situada na parte central de um segmento da linha de costa brasileira onde existe uma abrupta mudança de seu traçado NE-SW para E-W, o que pode estar relacionado à reativação das estruturas pré-cambrianas do escudo Atlântico no Cretáceo Inferior pelos processos iniciais de ruptura do Gondwana, e novamente reativadas durante a formação das bacias intracontinentais a partir do Paleogeno. As estruturas formadas no Cretáceo Inferior se associam a blocos cuja geometria se aproxima de romboedros e resultam da reativação de grandes falhas transcorrentes quando a crosta, bastante aquecida, comportava-se mais plasticamente e podia ajustar-se à movimentação da separação continental como uma unidade. Movimentos transpressivos podem ter gerado faixas de relevo positivo, ainda hoje visíveis na área continental, assim como os movimentos transtensivos podem ter facilitado a injeção de diques de diabásio ao longo de falhas e fraturas.

ABSTRACT

Guanabara Bay is located in the central part of the Brazilian coastline where an abrupt change on its SW-NE trends becomes E-W. The location and shape of the bay bear an intrinsic relationship with the geologic structures created during the early phases of continental rupture and separation between the African and South American continents. These crustal deformation structures are associated with rhombohedral shaped blocks commonly created by the moments of large transcurrent or strike-slip faults. These large structures were

formed in response to the initial movements separating the future continents when the crust was hotter than normal and had a more plastic behavior. Later, in the Tertiary, the whole region was affected by ocean margin tectonics. The present study is based on a detailed description of derivatives of the anomalous magnetic field both on the regional and on the local scales. Regional gravimetric data and geomorphological analyses were also used to substantiate our results. The results seem to be reasonable due to the notable similarities between the rhombohedral features at both scales. The result of the transcurrent movements caused by continental spreading can also be observed in the basement rocks of the region adjacent to the Guanabara and Santos Bays in the form of rhombohedral geomorphic relief. The transpressive movements could have generated the stretches of the positive relief still visible on land, and the transtensive movements may have facilitated the intrusions of diabase dikes along faults and fractures. Guanabara Bay is situated in the interior of a subsident rhombohedral block well defined by its outcropping boundaries. The location of the bay allowed the capture of the fluvial channels of the adjacent region. Its narrow opening to the sea can be explained by the existence of submerged basement rocks interpreted from the magnetic data and by analogy with the smaller rhombohedra observed along the adjacent coastal area.

1. INTRODUÇÃO

A Baía da Guanabara (BG) é um dos relevos mais espetaculares da Terra. Sua forma fechada na entrada e larga no interior configura um dos portos mais atrativos do mundo e, por isso, seu controle foi desde sempre almejado pelas nações navegadoras. Desde os primórdios da observação humana, todas as descrições desta região denotam a emoção causada pela beleza desta baía, que continua a impressionar todos que a contemplam. Porém, sua estrutura geológica, composta por rochas muito antigas envolvidas em processos formadores de relevo bem mais modernos, ainda carece de entendimento.

Imagens de satélite nos fornecem uma visão das principais estruturas que compõem este relevo e os métodos magnético e gravimétrico, além de evidenciar aspectos geológicos, nos mostram as possibilidades de um entendimento tridimensional desta área. A Baía de Guanabara está situada na

parte central de um segmento da linha de costa brasileira onde existe uma abrupta mudança de um traçado SW-NE para uma direção E-W (Figura 1).

Neste capítulo apresentamos uma interpretação destes dados em que a posição e forma da baía está relacionada às estruturas criadas pelos processos de ruptura e separação África - América do Sul. Essas estruturas de deformação da crosta se associam a blocos cuja geometria se aproxima de romboedros, que por definição correspondem a prismas cujas faces são paralelogramos, e resultam com frequência de movimentos conjugados de grandes falhas transcorrentes. Quando observados em mapa, esses blocos romboédricos, por conseguinte, apresentam suas faces aflorantes delineando figuras próximas a paralelogramos.

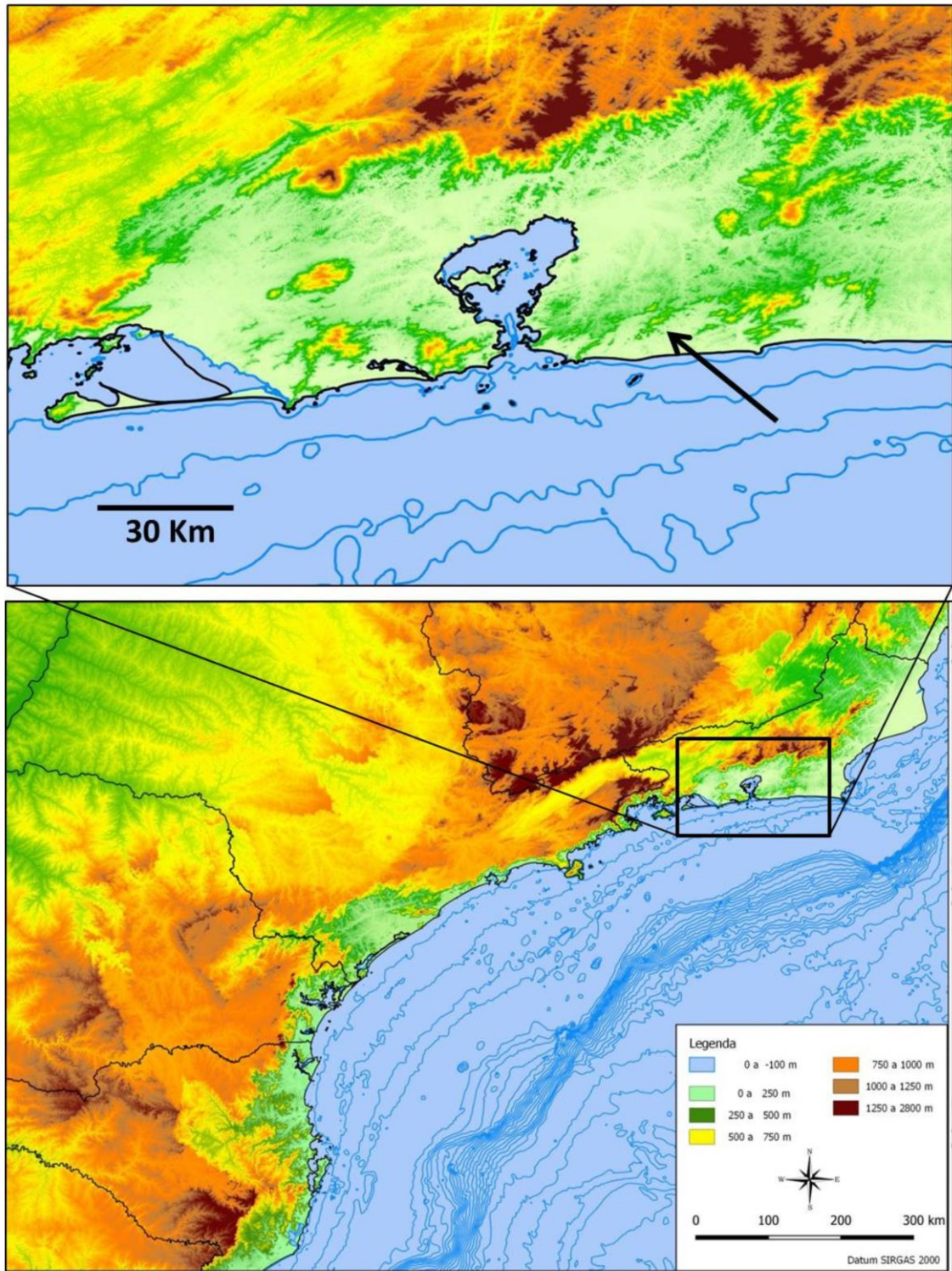


Figura 1. Mapa regional obtido por imagem de satélite mostrando a BG no contexto regional com um zoom representado no retângulo acima. Notar a grande feição romboédrica do relevo que engloba a BG, assim como as feições romboédricas fractais indicadas pela seta preta.

2. METODOLOGIA

A gravimetria e a magnetometria, conhecidas na geofísica como métodos potenciais, constituem uma importante ferramenta para a análise dos processos geológicos regionais. Normalmente, esses métodos são empregados em conjunto para permitir a criação de modelos interpretativos mais consistentes, uma vez que ambos partem de princípios físicos um pouco diferentes.

Existem casos, no entanto, que a gravimetria ou a magnetometria aplicadas individualmente apresentam melhores respostas para o ambiente geológico que se está investigando. É o caso do objeto deste estudo, cujo foco é o embasamento cristalino e suas feições romboédricas, que são claramente reveladas pela magnetometria devido aos elevados contrastes de susceptibilidade magnética encontrados entre as rochas cristalinas. O exemplo mais relevante corresponde aos diques de diabásio intrudidos em rochas ácidas do embasamento que funcionam como verdadeiros delineadores das feições romboédricas investigadas. A gravimetria, por sua vez, também revela as estruturas romboédricas da Bacia de Santos, entretanto, numa escala regional, corroborando a interpretação magnética nessa mesma escala (Figuras 2 e 3).

A magnetometria constitui uma importante ferramenta que auxilia no mapeamento geológico, principalmente em áreas com predominância de rochas ígneas ou metamórficas cujas distintas magnetizações muito auxiliam na identificação dos diversos terrenos. Em bacias sedimentares, este método pode também ser de grande relevância na investigação do embasamento e das dimensões, bem como na identificação de injeções magmáticas que afetam o pacote sedimentar.

O presente trabalho envolve uma análise comparativa entre os dados magnéticos de detalhe em área no entorno da BG e dados regionais envolvendo boa parte da Bacia de Santos e a área oceânica adjacente, além de um estudo da geomorfologia da região através de dados de satélite. A área de detalhe está principalmente situada em terreno proterozóico da faixa Ribeira que corresponde ao embasamento raso da região proximal da referida bacia, apresentando áreas aflorantes e coberturas cenozóicas. Já a área regional é bastante abrangente, envolvendo a área continental emersa, o embasamento raso e profundo na região do rifte (Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2004).

O mapa regional do campo magnético é apresentado na Figura 2 onde a estrutura regional do rifte, que condicionou a Bacia de Santos, é revelada pelo método da primeira derivada vertical do campo magnético. Esse método permite separar claramente o embasamento raso, situado a oeste da linha de charneira da bacia, do embasamento profundo, situado a leste da mesma, já no domínio do rifte (Figura 2B). Além de definir o domínio do rifte, pode-se identificar claramente os lineamentos associados às zonas de fratura oceânica (ZFs) e sua relação com a borda do rifte, onde deslocam a linha de charneira, assumindo o papel de zonas de transferência. Pode-se verificar também que as feições romboédricas regionais são balizadas pelas ZFs (Figura 2B).

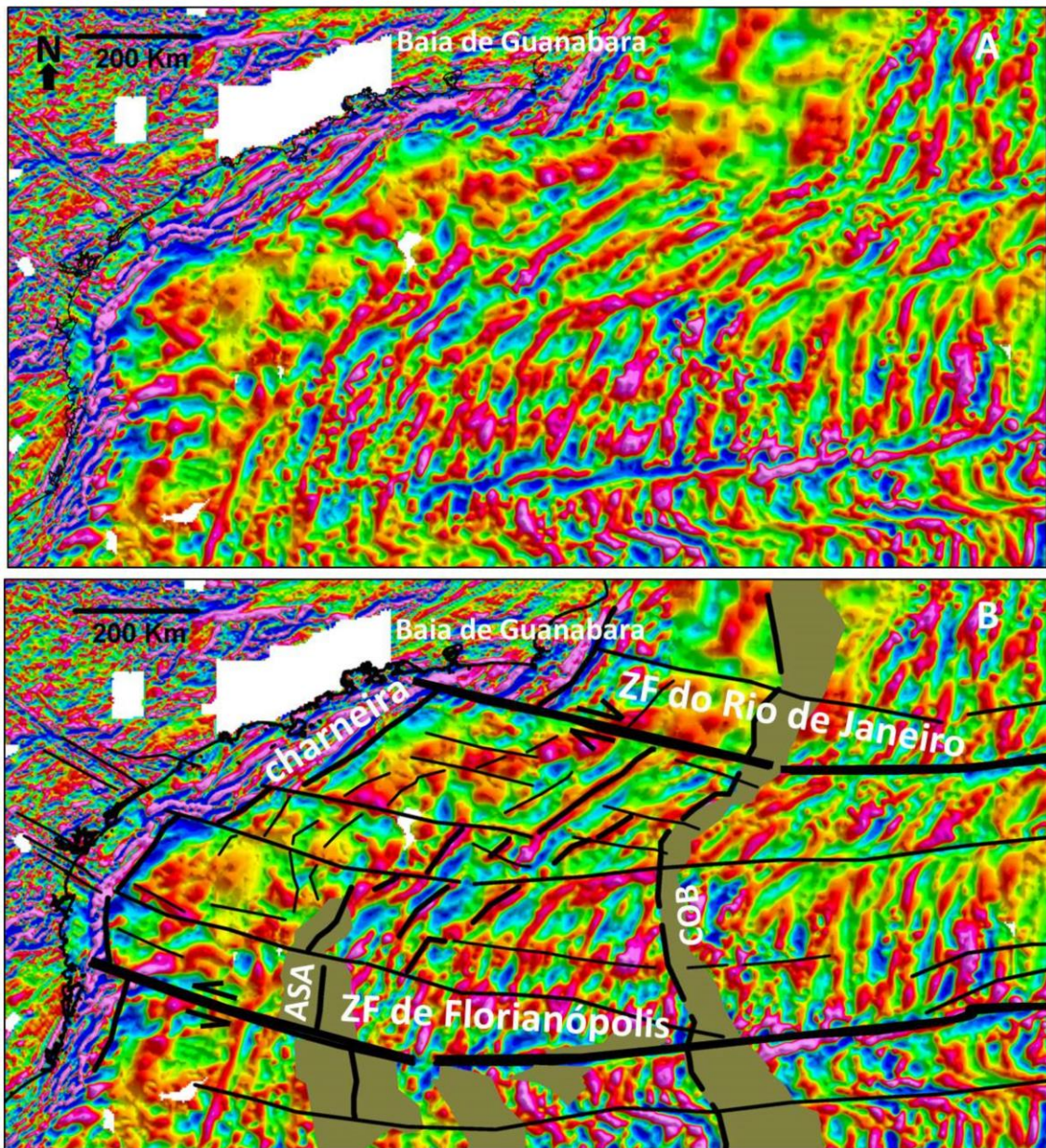


Figura 2. (A) Mapa da derivada vertical do campo magnético total situando a BG no contexto regional. (B) Interpretação regional do rifte mostrando sua compartimentação controlada por zonas de transferência originadas na direção WNW que se defletem para E-W, evoluindo para zonas de fratura oceânica. Estão destacadas a Zona de Fratura (ZF) do Rio de Janeiro, de deslocamento dextral, e ZF de Florianópolis de deslocamento sinistral. Os traços transversais representam o trend regional NE do rifte de natureza distensional. As áreas verdes correspondem às áreas de elevação do manto onde se associam o eixo abortado de espalhamento (ASA) e o limite crosta continental/crosta oceânica (COB).

O mapa gravimétrico regional está representado pela anomalia de gravidade Bouguer residual (Figura 3). Esse mapa foi obtido pelo método de “filtragem passa alta da gravidade Bouguer”, permitindo a visualização da estrutura

profunda do rifte, além de seu embasamento. Pode-se verificar as proeminentes anomalias de gravidade positivas associadas às principais áreas de elevação do manto. Anomalia assinalada como ASA (Figura 3B) corresponde a um eixo abortado de espalhamento e geração de crosta oceânica, e a anomalia COB corresponde ao limite entre a crosta continental do rifte e a crosta oceânica a leste. Observa-se que a interpretação magnética da Figura 2B se ajusta bem ao mapa gravimétrico (Figura 3B), mostrando que a gravimetria corrobora a magnetometria.

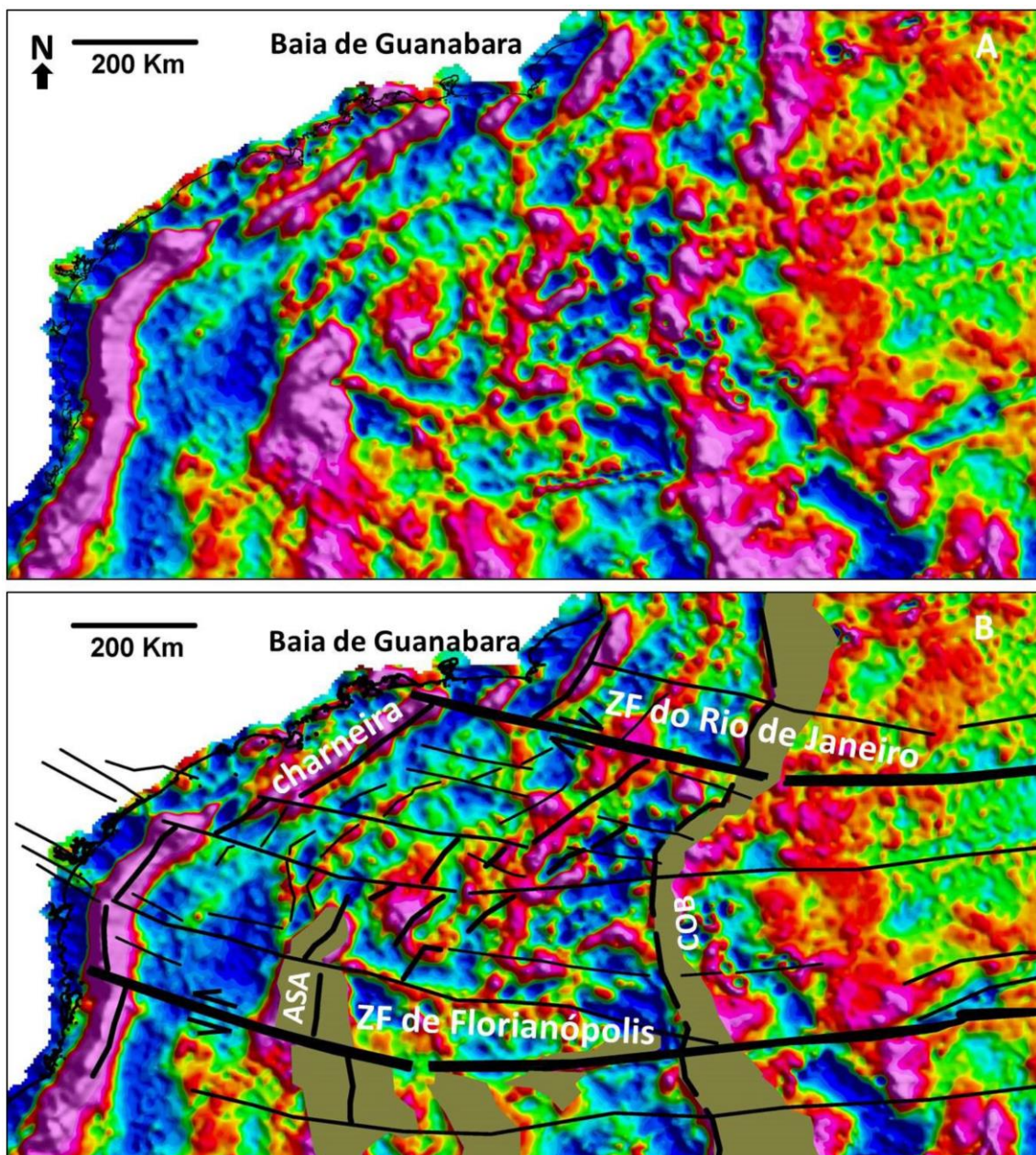


Figura 3. (A) Mapa de gravidade Bouguer residual obtido por filtragem passa alta (corte em 500 Km) com posicionamento da BG no contexto regional. (B) Interpretação (vide texto da Figura 2 B). Notar que as áreas de elevação do manto, em verde, são claramente reveladas nesse mapa de gravidade Bouguer, não sendo identificadas no mapa magnético (Figura 2).

Os métodos potenciais de estudo da crosta terrestre, associados aos dados de sísmica obtidos na margem continental e aos estudos geológicos no continente fornecem importantes indicações de como a Baía de Guanabara foi formada. Feições magnéticas do embasamento em forma de romboedros foram descritas nessa pesquisa, tanto em âmbito regional como de detalhe (Figuras 4 e 5). Na escala de detalhe (Figura 5), essas feições são observadas na região que engloba a Baía de Guanabara e em áreas adjacentes, documentando os movimentos cisalhantes sofridos pela crosta durante o início.

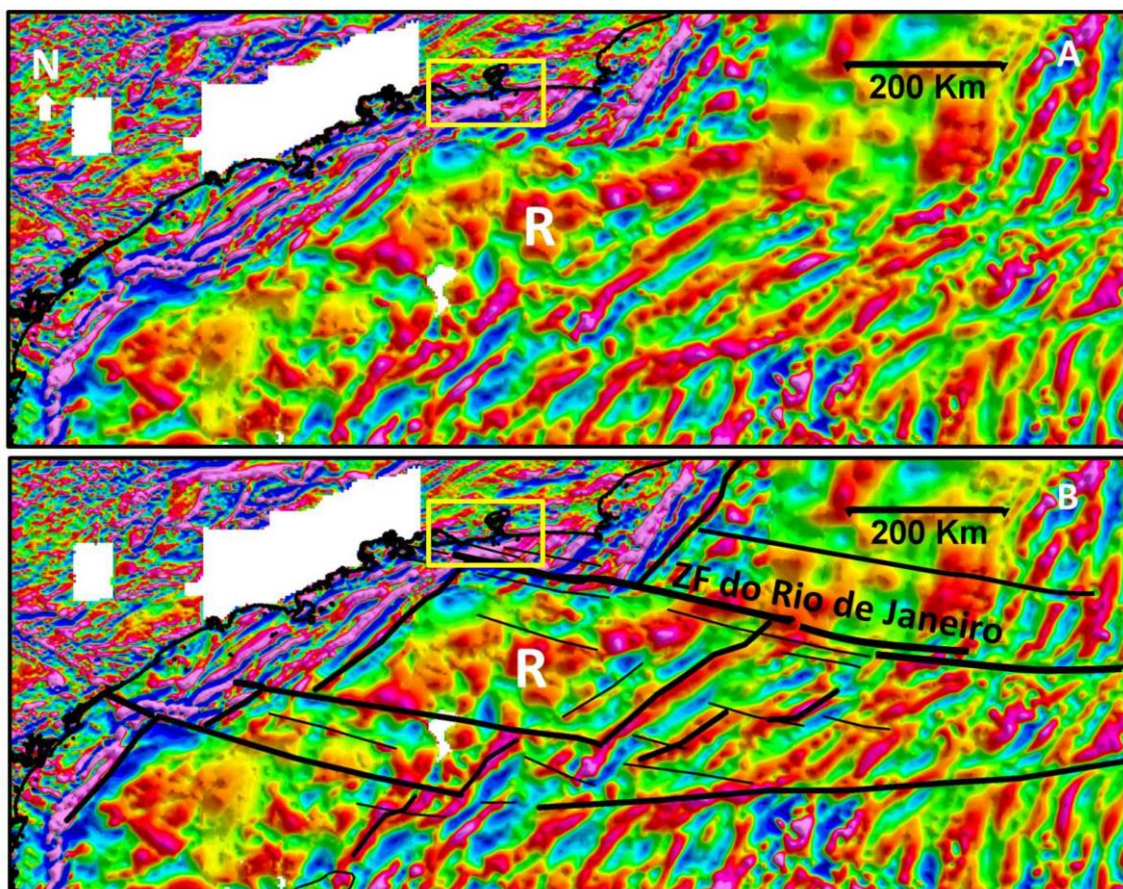


Figura 4. (A) mapa magnético regional (mesmo tema da Figura 2) mostrando a região da margem continental adjacente à área de detalhe do entorno da BG (retângulo amarelo correspondente à Figura 5). A letra R indica a feição romboédrica notável de caráter regional situada ao sul da BG (vide texto). (B) mapa de interpretação regional mostrando as grandes zonas de transferência de rifte que originaram as zonas de fratura oceânica, com destaque para ZFRJ. A linha de charneira da Bacia de Santos está representada em traço preto segmentado de forma a enfatizar os deslocamentos produzidos pelas zonas de transferência. Notar que a ZFRJ intercepta o retângulo de detalhe da BG.

da separação entre a África e a América do Sul. Diques injetados em direções transversais às direções de cisalhamento são também conspícuos no continente e na plataforma continental, sendo identificados pelos métodos potenciais (Figura 5). Suas assinaturas magnéticas, enfatizadas pelas derivadas do campo magnético total, permitiram uma análise comparativa das estruturas do embasamento raso com grandes estruturas regionais do rifte associadas à evolução tectônica da Bacia de Santos (Figura 4).

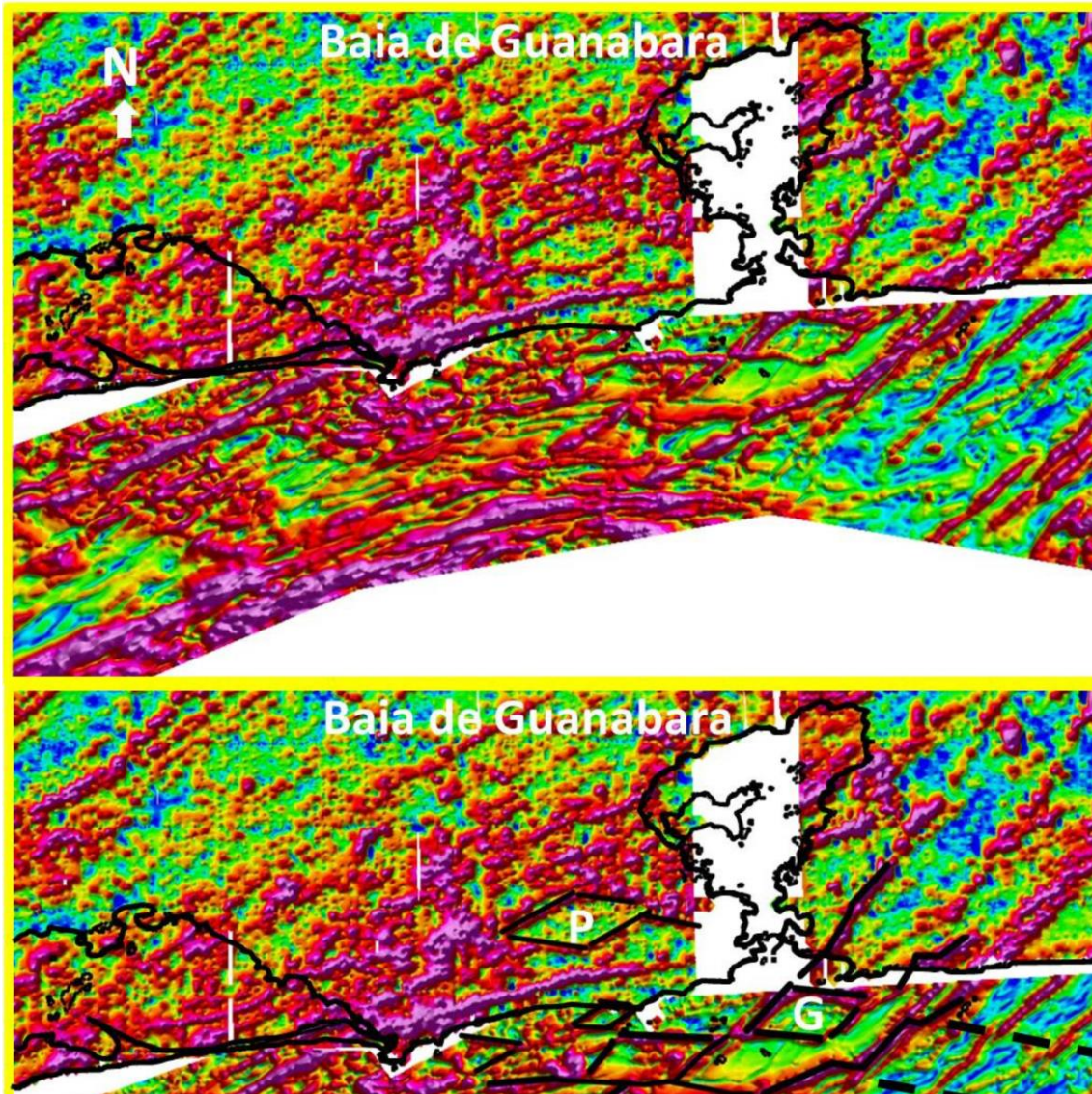


Figura 5. (A) mapa de detalhe da amplitude do sinal analítico do campo magnético total na área do entorno da BG. As letras brancas G, P e M indicam feições romboédricas notáveis (vide texto). (B) mapa de interpretação mostrando as feições romboédricas contornadas em traço preto e a zona de transferência (tracejado preto espesso) que originou a Zona de Fratura do Rio de Janeiro (ZFRJ).

3. DADOS UTILIZADOS

3.1. DADOS MAGNETOMÉTRICOS

Os dados magnéticos utilizados nesse estudo correspondem ao aerolevanteamento do Rio de Janeiro (a cargo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2011) nas áreas emersas do entorno da BG. É importante notar que existe uma janela com ausência de dados numa faixa N-S sobre a BG devido à

presença de áreas militarizadas e áreas de intenso tráfego aéreo (Figuras 5, 6A e 7). Na área marinha adjacente, sobre a plataforma continental, foram utilizados dados do aerolevanteamento de alta sensibilidade da margem continental SE realizado pela FUGRO/LASA (2002).

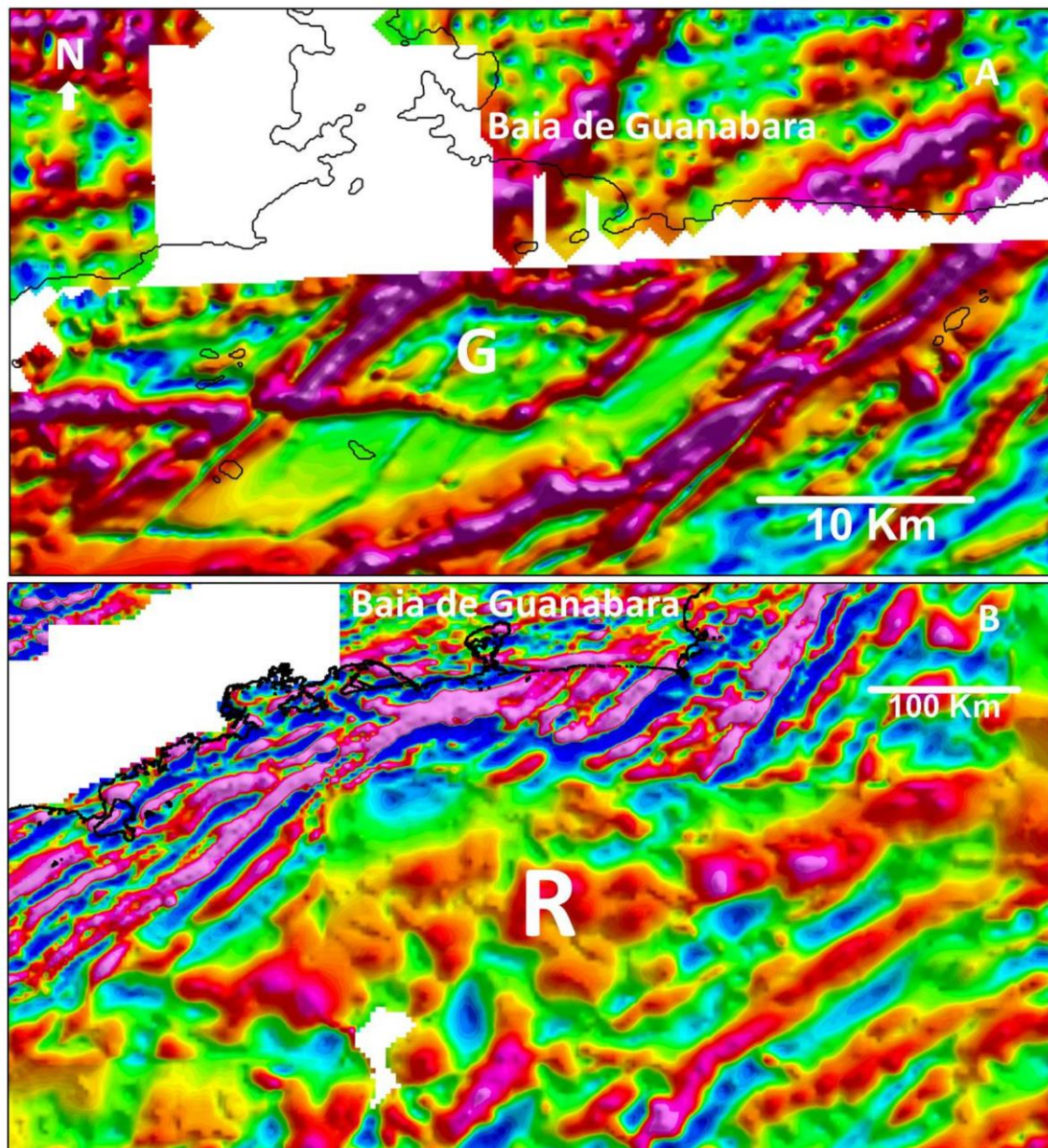


Figura 6. (A) zoom obtido do mapa da Figura 5 visando destacar o romboedro local situado ao sul da entrada da BG assinalado com a letra G (vide texto). (B) zoom obtido do mapa da Figura 4 para destacar o romboedro de dimensões regionais situado ao sul da BG assinalado com a letra R (vide texto). Notar a grande semelhança entre os romboedros G e R cujos ângulos internos são praticamente idênticos.

Para análise regional foi utilizado um mapa resultante da integração dos grids da GETECH (2011), nas áreas proximal e emersa, com grids da base de dados globais, EMAG2 (disponíveis na rede) nas áreas distais e oceânicas adjacentes.

3.2. DADOS GRAVIMÉTRICOS

Os dados gravimétricos utilizados nesse estudo tiveram uma aplicação mais regionalizada, tendo sido obtidos a partir da base de dados globais, de domínio público, disponíveis na rede. Estes dados resultam de altimetria por satélite (Topex/Poseidon).

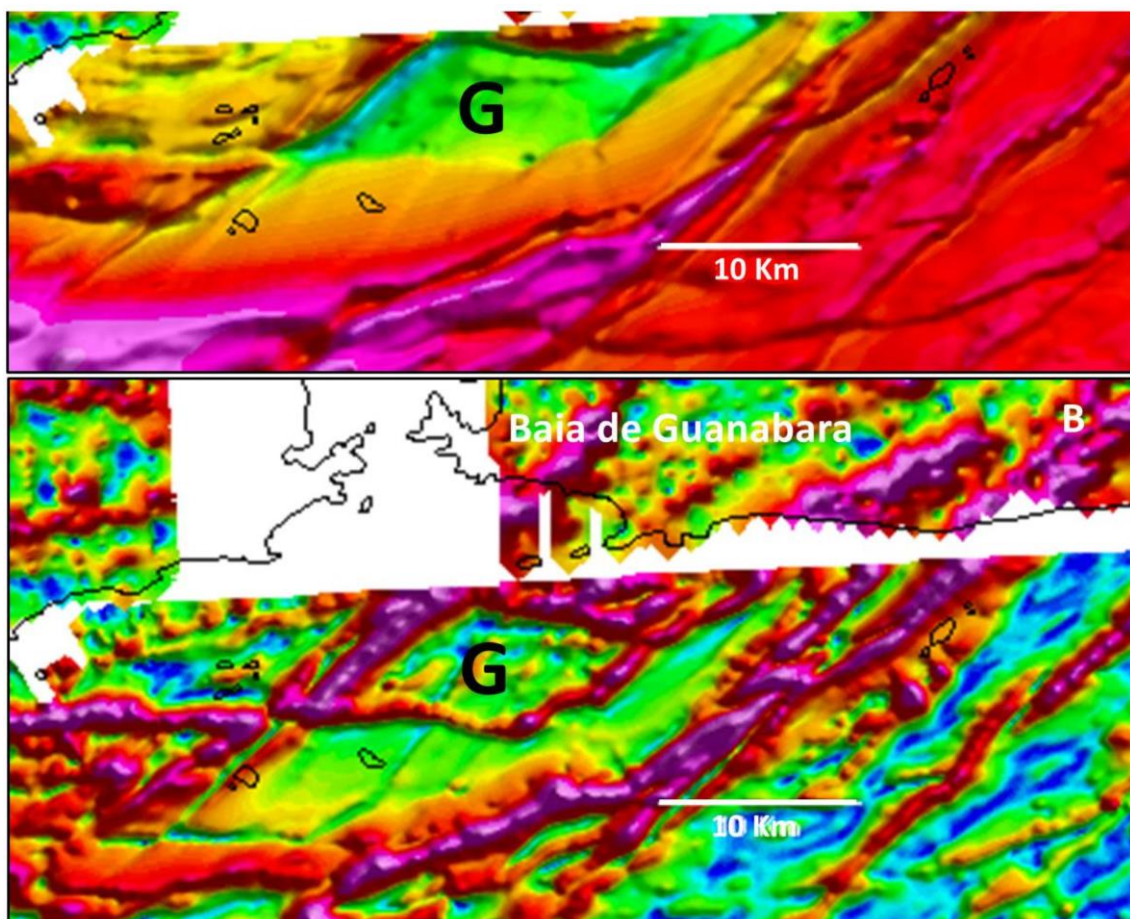


Figura 7. (A) detalhe do romboedro G observado a partir do mapa do campo magnético total. Notar o baixo magnético suavizado no interior do romboedro (representado em tons verdes). (B) detalhe do romboedro G observado a partir do mapa de derivadas da Figura 5. Notar como as derivadas destacam os lineamentos associados a prováveis diques básicos injetados no entorno do bloco romboédrico.

4. O CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO NO ENTORNO DA BAIA DE GUANABARA

A componente de alta frequência do campo magnético anômalo na região do entorno da BG é composta em grande parte pelas anomalias lineares associadas aos diques básicos. A Figura 5A apresenta o mapa de amplitude do sinal analítico do campo magnético que atua como filtro de altas frequências permitindo mapear perfeitamente esses diques que se distribuem regionalmente no entorno da estrutura que define a BG ou atravessando a mesma.

Tais anomalias, geradas pelos diques, se apresentam como extensos lineamentos regionais de direção predominante NE-SW que se estendem da plataforma continental, adentrando a área emersa por dezenas de quilômetros. Uma outra família desses lineamentos, também muito proeminentes, pode ser observada na plataforma continental a SW da BG onde assumem as direções ENE-WSW a E-W formando uma estrutura em arco com concavidade para o sul (Figura 5).

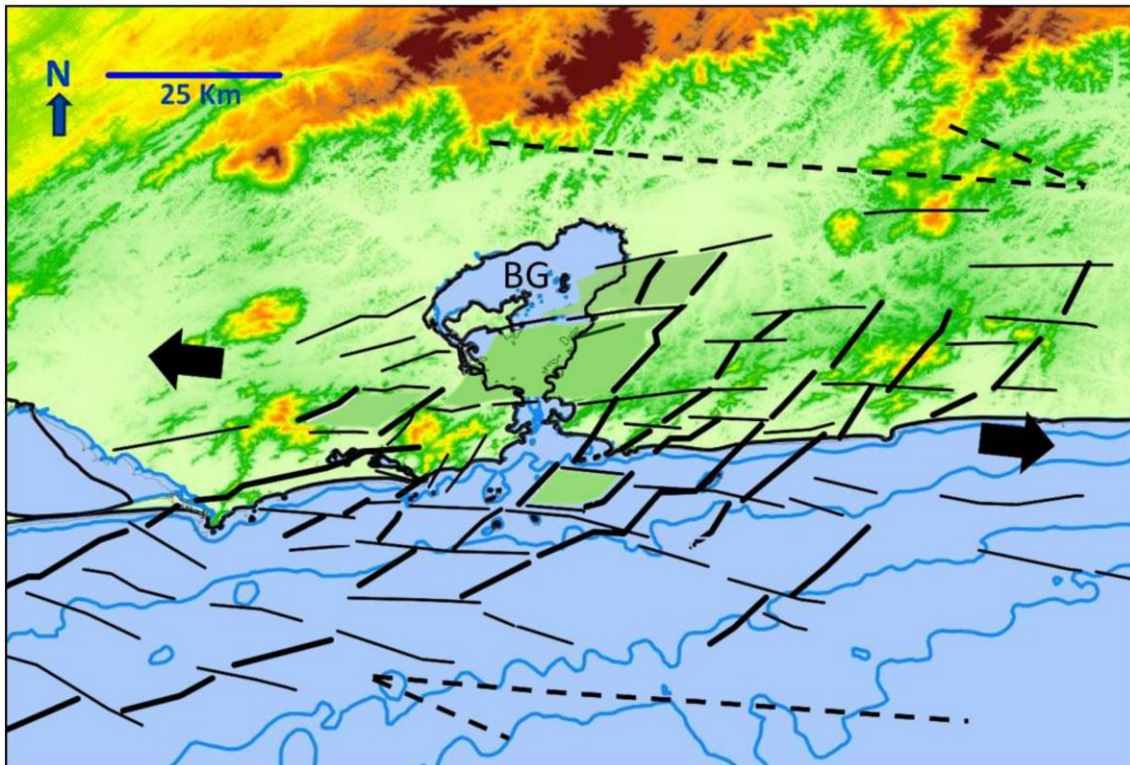


Figura 8. Interpretação das estruturas magnéticas do entorno da BG revelando as feições romboédricas do embasamento cristalino plotadas sobre a topografia. Sua geometria e distribuição espacial sugere um ambiente de deformação crustal associado a uma provável transtensão (ou transtração) gerada na origem da ZFRJ (as setas pontilhadas indicam a direção do cisalhamento simples, enquanto as setas pretas a direção da distensão) que teria levado ao abatimento de alguns blocos romboédricos. Os blocos preenchidos com verde claro se associam a possíveis blocos abatidos. Notar que a estrutura da BG está inserida numa província de blocos abatidos.

5. AS FEIÇÕES MAGNÉTICAS ROMBOÉDRICAS

As feições magnéticas romboédricas podem ser identificadas por diques em seu entorno, ou seja, esses romboedros são circunscritos por nítidas anomalias lineares geradas por esses diques, o que os torna facilmente identificáveis. O melhor exemplo dessa característica é observado no romboedro assinalado com a letra G (Figuras 5, 6A e 7).

Uma outra característica peculiar desses romboedros é o fato de apresentarem predominantemente uma assinatura magnética de baixa frequência. Ao observar os mapas magnéticos das Figuras 5, 6A e 7 verifica-se um padrão mais

suave circunscrito aos romboedros. Esse padrão é caracterizado por tons esverdeados que destacam essas estruturas inseridas em áreas de alta frequência com tons avermelhados. Os romboedros de letras G e M na área marinha e P na área emersa são destacados por apresentarem bem essa característica.

A princípio, esse padrão mais suavizado pode ser interpretado como blocos rebaixados ou abatidos. Nesse sentido, o romboedro P chama atenção pelo fato de estar associado à planície de Jacarepaguá que corresponde a uma área abatida inserida no relevo proeminente do maciço da Carioca. Já na área marinha adjacente, essas áreas romboédricas suavizadas poderiam estar preenchidas com maiores espessuras de sedimentos cenozóicos.

6. O CONTEXTO REGIONAL

A Figura 4 mostra a área de detalhe, dos romboedros da BG, inserida no contexto regional (retângulo amarelo). A primeira feição regional que pode ser facilmente identificada no mapa de derivada do campo magnético da Figura 6B é o grande romboedro de letra R situado ao sul da BG, já no domínio do rifte da Bacia de Santos. Uma análise comparativa entre as feições regionais da Figura 6B e os detalhes da Figura 6A permite verificar a incrível semelhança entre os romboedros R e G que chamam a atenção do observador.

Ao mapear os demais romboedros na área de detalhe (Figura 5) pode-se verificar que todos apresentam os mesmos ângulos e o mesmo grau de “achatamento”, sendo que o ângulo agudo varia entre 45 e 50° e aponta para E-SE. Notoriamente o romboedro regional R (Figuras 4 e 6B) apresenta exatamente as mesmas características.

O relevo da região da Baía da Guanabara apresenta uma grande complexidade de formas originadas da combinação de uma intensa atividade tectônica, de um longo período de processo de denudação e da acumulação de sedimentos em bacias sedimentares. Estes processos são responsáveis pela existência de duas grandes unidades morfoestruturais conhecidas como o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozoicas.

A Unidade representada pelo Cinturão Orogênico do Atlântico, também conhecida como Escudo Atlântico, estende-se ao longo do litoral atlântico brasileiro de Santa Catarina até a Bahia. Sua formação se deu a partir de inúmeros dobramentos e um conjunto de rochas graníticas e gnáissicas, que sofreram vários eventos orogênicos durante o Pré-Cambriano (Heilbron *et al.*, 1995), apresentando diversas unidades geomorfológicas como Escarpa da Serra dos Órgãos e os Maciços Costeiros.

As escarpas denominadas Serra dos Órgãos (localmente conhecidas por Serra do Mar) representam uma barreira formada por um conjunto de montanhas festonadas que possuem, em geral, desnivelamentos extremamente elevados, por vezes, superiores a 2.000 metros e vertentes muito íngremes com marcante presença de afloramentos rochosos. Seu alinhamento principal segue na direção WSW-ENE e secundariamente, temos alinhamentos menores na direção SW-NE. Nesta área também são encontrados alguns picos elevados associados aos maciços alcalinos de Tinguá, Tanguá e Rio Bonito. Dantas (2000) afirma que as escarpas constituem uma transição entre os terrenos planos e elevações isoladas do recôncavo da baixada da Guanabara e a zona montanhosa do planalto reverso da Região Serrana.

Os Maciços Costeiros constituem um conjunto de elevações montanhosas relativamente alinhadas na direção WSW-ENE e secundariamente na direção SW-NE, situando-se em meio a baía e baixadas litorâneas (Dantas, 2000). Nessa região são representados pelos maciços do Mendanha, da Pedra Branca e da Tijuca, que se prolonga na Serra da Carioca, no município do Rio de Janeiro, e do lado oriental da Baía de Guanabara o maciço de Niterói, onde temos as serras Grande e do Malheiro além da Serra da Tiririca na divisa dos municípios de Niterói e Maricá. Em direção a oeste, podemos observar a presença da Serra do Mato Grosso na divisa dos municípios de Maricá e Saquarema. Segundo Dantas (2000), há um predomínio de amplitudes altimétricas superiores a 300m e vertentes íngremes com solos rasos, afloramentos rochosos e depósitos de colúvios e de tálus.

As coberturas sedimentares cenozóicas foram depositadas em áreas do Graben da Guanabara, que representa uma depressão tectônica desenvolvida a partir do Paleoceno, formando tabuleiros e colinas tabulares, além de planícies fluviais e flúvio-marinhas nas baixadas de Sepetiba, Jacarepaguá e Guanabara.

7. INTERPRETAÇÃO

A presente interpretação é baseada principalmente na descrição dos mapas das derivadas do campo magnético total, uma vez que as feições que constituem o foco dessa pesquisa pertencem ao domínio das altas frequências que são enfatizadas pelo método das derivadas (Figuras 2, 4, 5 e 6). O campo magnético total, portanto, revela muito pouco dessas feições que são mascaradas pelas anomalias de baixa frequência geradas por fontes intracrustais profundas. Entretanto, pode-se observar como exceção, o romboedro G que aparece claramente no mapa do campo magnético total (Figura 7A).

Regionalmente, o domínio das altas frequências do embasamento raso revela os lineamentos da faixa Ribeira (de direção predominante NE-SW) concordantes com as extensas anomalias lineares geradas pelos diques básicos que resultaram do importante evento tectônico que afetou o embasamento proterozóico no Cretáceo inferior (Figura 5) e (Ferrai & Riccomini 2000). Pode-se observar na porção SW dessa figura que tais lineamentos tendem a assumir direções ENE-WSW a E-W constituindo uma proeminente estrutura em arco com a concavidade para o sul. É possível que essa estrutura seja resultante do efeito de distensão crustal que gerou a charneira do rifte e possibilitou a intrusão de diques nessa faixa arqueada.

Uma interpretação das feições magnéticas romboédricas de detalhe é apresentada na Figura 5B onde pode-se verificar os romboedros delimitados por traços pretos. O mapa magnético da Figura 4B apresenta uma interpretação dos lineamentos associados à continuação das zonas de fratura oceânica no domínio continental, onde parecem controlar as feições romboédricas regionais na região do rifte da Bacia de Santos.

Notadamente o romboedro R é balizado ao norte pelo prolongamento da Zona de Fratura do Rio de Janeiro (ZFRJ) que adentra a crosta continental com uma mudança de ângulo, partindo de E-W no domínio oceânico com deflexão para WNW no domínio continental (Figuras 2 e 4). Pode-se verificar nessa interpretação que a extensão da ZFRJ em crosta continental intercepta a província romboédrica do SW da BG, estando representada por faixas em tracejado preto na Figura 5B. As feições romboédricas, portanto, poderiam ser explicadas por deformação crustal causada por uma extensa zona de cisalhamento associada à projeção da ZFRJ sobre a crosta continental na região

da BG. É notório que a típica direção E-W que assume a linha de costa do Rio de Janeiro se encontra paralela ou subparalela à ZFRJ, sugerindo um claro controle estrutural dessa última sobre esse segmento da linha de costa (Figuras 2, 3 e 4).

Uma interpretação magnética dos diques de direção NE-SW e ENE-WSW é apresentada na Figura 8, na qual é definida a província romboédrica do entorno da BG formada por essa densa população de diques deslocados por lineamentos com tendência E-W. A forma e orientação dos romboedros gerados nesse processo, sugere a ação de deslocamentos transcorrentes resultantes de cisalhamento simples (Zalán, 1986) em uma faixa alargada, paralela à ZFRJ, com orientação dextral.

Pode-se observar uma expressiva mudança de padrão de frequências do campo magnético entre o embasamento raso na região proximal e o embasamento profundamente abatido a SE da charneira da Bacia de Santos (Figuras 2, 4 e 6B). Nos mapas de interpretação (Figuras 2B e 4B), a linha de charneira está representada em traço preto com interrupções, de forma a enfatizar os deslocamentos produzidos pelas extensões das ZFs sobre crosta continental que afetaram a charneira. Esses deslocamentos e a associação da projeção da ZFRJ às feições romboédricas (em escala regional e de detalhe) sugerem que as extensões das ZFs no continente atuaram como importantes zonas de transferência regionais que influenciaram a evolução do rifte cretáceo na Bacia de Santos.

8. CONCLUSÕES

O presente estudo representa uma análise comparativa preliminar, baseada principalmente na descrição detalhada das derivadas do campo magnético

anômalo no âmbito regional e de detalhe. Secundariamente, foi utilizada gravimetria em escala regional e análise do relevo na região da BG por imagem de satélite. Os resultados obtidos se apresentaram bastante significativos devido à notável semelhança entre as feições romboédricas de detalhe e as regionais, motivando o aprofundamento da análise com novos dados visando a criação de um modelo estrutural robusto de deformação da crosta em ambiente de cisalhamento regional. Nesse momento, pode-se formular as seguintes hipóteses interpretativas.

-A movimentação cisalhante causada pela separação continental que deu origem ao Oceano Atlântico ainda pode ser observada nas rochas do embasamento cristalino nas regiões adjacentes a Baía de Guanabara-Bacia de Santos na forma de feições romboédricas.

-Essas feições romboédricas foram produzidas pela movimentação cisalhante da crosta continental durante a fase inicial de fragmentação do Gondwana e separação entre a América do Sul e a África. Possíveis movimentos transpressivos podem ter gerado faixas de relevo positivo, ainda hoje visíveis na área continental, assim como movimentos transtensivos podem ter facilitado a injeção de diques de diabásio ao longo de falhas e fraturas. Os diques de diabásio aproveitaram algumas destas fraturas transtensivas e se encaixaram nas mesmas produzindo relevantes anomalias magnéticas lineares nas bordas desses blocos romboédricos.

- O sistema de zonas de fratura do Rio de Janeiro (formado por três grandes lineamentos paralelos) com movimentação dextral produziu o cisalhamento que afetou a crosta continental desta região criando os blocos romboédricos regionais e locais. Esta região estava, por sua vez, com suas

propriedades reológicas afetadas pelo elevado grau geotérmico associado ao início da separação continental, o que pode ter propiciado sua deformação e a injeção de diques.

- As zonas de fratura oceânica tiveram sua origem em crosta continental como zonas de transferência gerando amplas áreas de deformação crustal por cisalhamento. A exemplo da Zona de Fratura do Rio de Janeiro (ZFRJ) que teve sua nucleação em áreas ao sul e sudoeste da BG, atingindo a região da restinga de Marambaia, Sepetiba e Angra dos Reis.

- A origem da ZFRJ nessa região conduziu à geração de estruturas romboédricas no embasamento que foram evidenciadas pela presença de abundantes destacadas anomalias magnéticas lineares resultantes dos diques básicos. Esses diques, que intrudiram o embasamento na direção predominante NE-SW, foram posteriormente deslocados na direção geral ESE-WNW pela ação transcorrente da ZFRJ que se originava na região.

- Os blocos romboédricos gerados nesse ambiente de cisalhamento apresentam uma assinatura magnética típica de baixa frequência em seu interior, sugerindo que se tratam de blocos preferencialmente rebaixados. A presença desses blocos abatidos na proximidade sul e SW da BG sugerem que a estrutura abatida que deu origem a essa baía se encontra no mesmo ambiente de deformação crustal associado à ZFRJ. Infelizmente, devido à ausência de dados magnéticos sobre a estrutura da BG essa hipótese ficará para ser testada posteriormente.

- A Baía de Guanabara está situada no interior de uma estrutura romboédrica abatida bem definida pela geomorfologia continental. Esta posição

favoreceu sua formação e a captação dos cursos fluviais para esta região. A boca estreita da baía pode ser explicada pela presença de blocos abatidos, evidenciados pela magnetometria, na área submersa e pelas feições geomorfológicas romboédricas menores observadas na região costeiras a leste da Baía da Guanabara.

AGRADECIMENTOS

Os autores desse trabalho gostariam de externar seus sinceros agradecimentos aos Drs. Marco Antônio Pinheiro Machado e José Carlos Polônia pela gentil colaboração como revisores desse artigo, fornecendo importantes sugestões.

REFERÊNCIAS

CATANZARO, L. F.; NETO, J.A.B.; GUIMARÃES, S.M.D.; SILVA, C.G. Distinctive Sedimentary Processes in Guanabara Bay – SE/Brazil, Based on the Analysis of Echo-Character (7.0 kHz). *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22, n.1, p. 69-83, 2004.

DANTAS, M. E. *Geomorfologia: estudo geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília, DF: CPRM-DEGET, 2000. 66p.

FERRARI, A. L. & RICCOMINI, C. The Rio de Janeiro State segment of the Santos-Rio de Janeiro Dike Swarm as a paleostress indicator. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA, 31., Rio de Janeiro, Abstracts... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000.

FERRARI, A. L. *Evolução tectônica do Gráben da Guanabara*. 2001. 412p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G. & FERRARI, A.L. *Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil*. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO C.D.R. & NEVES B.B.B. (eds), *Geologia do continente*

Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 383-405.

ZALÁN, V.P. A Tectônica Transcorrente na Exploração de Petróleo: uma Revisão. Revista
Brasileira de Geociências, v. 16, n. 3, p. 245-257, setembro de 1986.

CAPÍTULO 3 - THE INTERACTION BETWEEN THE RIO DE JANEIRO FRACTURE ZONE WITH THE CRUZEIRO DO SUL TECTONIC LINEAMENT TO CONTROL THE CABO FRIO HIGH UPLIFTING PROCESS

Brandão, D.R.; Ettiene, A.F.; Mello, S.L.M; Carvalho, M.; Silva, C.; Ferrari, A.L.;
Gamboa, L.A.P

Abstract

The Cabo Frio High is located in the crossing between two mega structures: the Rio de Janeiro Fracture Zone and the Cruzeiro do Sul Deformation Zone. Its uplifting history and related deformational structures are described mainly by the structural interpretation of regional seismic reflection section lines and residual gravimetric maps. The Rio Janeiro Fracture Zone projection into the Campos and Santos Basins are identified by two sets of E-W to WNW-ESE normal faults parallel with the Fracture Zone. They define a diachronic deformation zone from west to east, following the opening direction. In the proximal section those faults only deforms the rift package, not including the SAG section. The distal strike section show that faults deforms the rift package and the salt base unconformity, indicating age of the oceanic crust inception. The Cruzeiro do Sul Deformation Zone is defined in a residual gravimetric map by a set of two parallel lineaments encompassing a region 160 km wide, from the Tinguá-Tijuca Transfer Zone west of the Guanabara Graben to the north boundary of the Cabo Frio Tectonic Terrain. In the E-W deep seismic reflections the CSTL is characterized by Moho uplift. The interaction between the CSTL and RJFZ faults are better viewed in the NE-SW strike direction seismic reflection sections. The uplift of the rift section and of salt base unconformity are indications of compartmentalized by the E-W RJFZ related faults. which are indications uplift by doming the salt base and inverting the E-W normal faults. The influence of the Cruzeiro do Sul Tectonic Lineament are identified on dip and strike sections by the uplifting of the salt base. Its uplift history begins in the Cretaceous period extending at least to the Eocene. The salt width over the Cabo Frio High identified by exploratory wells is reduced compare to the adjacent basins, sometimes only the anhydrite is present, indicates that the Cabo Frio High was active at least since the Aptian, but its height was not enough to prevent circulation trough both basins. The Cabo Frio High is the result of the inversion of the RJFZ rifting age faults by the Moho uplifting process promoted by the CSDZ since the Upper Cretaceous.

Introduction

The southeastern region of Brazil is characterized a continental basement Mantiqueira Province originated at the end of the Precambrian associated with diachronic ocean closures related to orogenic phases (e.g., Hasui *et al.*, 1975;

Heilbron *et al.*, 2004). The NE-Sw oriented Ribeira belt is the southern portion of that Province and represents the main morpho-structure and rocks of this basement, comprising four tectonostratigraphic terranes: the Oeste, Paraíba do Sul, Oriental, and Cabo Frio terranes (Heilbron *et al.*, 2016). The Cabo Frio tectonic domain (CFTD) is the youngest terrain accreted to the province. It is related to top NW tectonic transport that generated a regional NE-SW structure with at least four deformational phases. Locally NW-SE to N-S fold axis related to sheet folds geometry top to NW tectonic transport (Schmitt *et al.*, 2004; 2016).

This structural framework controlled the formation of the southeast continental margin and, therefore, served as the basis for the shape of the Santos and Campos sedimentary basins since the separation of South America and Africa at the end of the Jurassic (Rabinowitz and LaBrecque, 1979). The ancient zones of the weakness of the Ribeira belt were reactivated during the separation of the continents, giving rise to the normal faults of the Santos and Campos basins in the lower Cretaceous and the normal faults of the Tertiary basins along the Paraíba river shear zone (Asmus and Ferrari, 1978; Dias *et al.*, 1987). This tectonic process was accompanied by extensive volcanism on the continent and in the sedimentary basins (e.g., Rocha-Campos *et al.*, 1988; Renne *et al.*, 1992).

The CFTD is located between the Santos and Campos basins, with the under-seabed expression of Cabo Frio High (CFH) (Schmitt *et al.*, 2016). This province is markedly a discontinuity between these basins. Towards the north, the NE-SW structures of the Santos basin deflect to an E-W structural orientation, which follows the same direction as the coastline from Ilha Grande to Cabo Frio. The Campos Basin structures maintain the predominant NE-SW structural direction north of Cabo Frio. Although these basins share a common tectonic origin in the

continental breakup, their tectonostratigraphic histories differ in style and age (Mohriak *et al.*, 1995).

The stress regime in Cabo Frio province suggests the existence of a transfer zone with possible post-rift reactivation (Cobbold *et al.*, 2001). The region also coincides with the extension of the fracture zone of Rio de Janeiro on the continental margin, which served as a shear zone in the rift phase and, later, must have facilitated tectonic reactivation and volcanism in the ocean and emerged continent (e.g., Alves, 2022). Volcanism at Cabo Frio also seems to be linked to the Cruzeiro do Sul Tectonic Lineament (CSTL), which extends with extensional features from the Rio Grande Rise to the Alto de Cabo Frio (Quirk *et al.*, 2013).

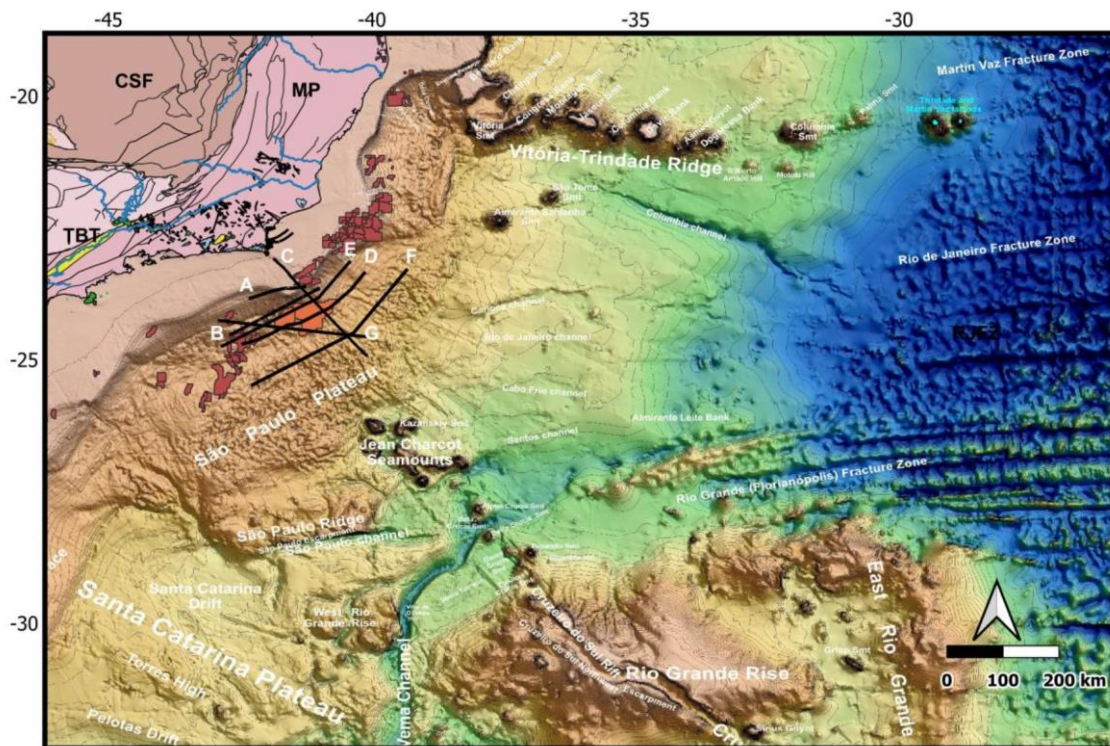


Figure 1 – Localization of the study area, main continental geological features and main morphologic undersea features of the studied area. Brown polygons are the Santos and Campos production fields; Orange polygons are the Cabo Frio High exploratory blocks. CSF – São Francisco Craton; MP – Mantiqueira Province; TBT – Taubaté. Compiled from Bizzi *et al.*, 2003; Marinha (2021); Alberoni *et al.*, 2020.

In particular, the CFH underlies the entire continental shelf and São Paulo Plateau, acting as a sedimentary barrier between the Campos and Santos basins from the Neocomian to the Oligocene (Mohriak, 2004). Granite gneisses from the uplifted continental basement characterize the inner part of the CFH, while the outer part of the CFH is of volcanic origin (Mohriak *et al.*, 2021). The volcanic edifices show a predominance of hyaloclastites in the shallower portions and extrusive and intrusive rocks in deep water, with basaltic flows, sills, and diabase dykes (Misuzaki *et al.*, 1992; Mohriak *et al.*, 2003). The CFH shows large magmatic concentrations of extrusive and intrusive rocks at different stratigraphic levels (Mizusaki *et al.*, 1992; Oreiro, 2006). Magmatic activities of alkaline composition occur from the region around the Cabo Frio High to the continent, with ages ranging from Late Cretaceous to Eotertiary (Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2004).

This regional geological environment, displayed in Figure 1, currently hosts Brazil's most prolific oil system, especially with the pre-salt discoveries in the Santos and Campos basins. More recently, the exploratory frontier reached the CFH in deep waters (Mohriak, 2021), making this province's geological and structural interest even more relevant. In particular, this study explores the evolutionary history of the CFH based on the detailed interpretation of 2D seismic lines along the extension of the high. The result of this interpretation is integrated into gravity, well logging, and structural geology of the emerged continental edge. The study intends to show how CSTL interacts with the Cabo Frio Fault zone, temporarily deforming and uplifting the CFH and affecting the petroleum system.

Geological Background

The breakup of Gondwana in the Early Cretaceous created an extensive intracontinental rifts system, which included the rift phase of the Santos and Campos basins. Their geological history begins with a regional bulge due to Tristan da Cunha Plume impingement and Camboriú and Cabiúnas Formations deposition. The following is the intensification of the tectonic activity forming normal faults that cut the continental crust, developing grabens and semi-grabens filled by Barremian to Lower Aptian lacustrine sediments (Gamboa *et al.*, 2021; Moreira *et al.*, 2007).

The transitional phase it is characterized by SAG basin geometry related to the thermal subsidence which creates depositional space for the rift phase sediments accumulation. In the Santos Basin, extensional faulting within the pre-salt SAG basin deforms sediments packages up to the base of the evaporites, indicating that extension clearly continued to the late Aptian. Depth-dependent variations are proposed by some authors (e.g., Karner & Gamboa, 2007) due to the pre-salt sag basin sediment thickness and timing of the evaporites being inconsistent with accommodation generated by the post-rift subsidence of extended continental crust.

The end of evaporite deposition is marked by a rapid marine transgression linked to the initiation of the drift (i.e., late post-rift) stage (Albian–Present) (Guardado *et al.*, 1989; Chang *et al.*, 1992). Thermally-induced subsidence near the continental breakup caused the basin to tilt southeastward, which generated gravity gliding of Aptian salt and its overburden (Quirk *et al.*, 2012). Major progradation of basin margin clastic wedges, linked to continental uplift and erosion, commenced in the Eocene and continues today (Contreras *et al.*, 2010).

Campos and Santos Basins have profound tectonic and stratigraphic differences from the rift phase controlled mainly by local crustal rheology and basement inheritance, until the drift phase controlled by sediment input supply and sea level variation. The basement inheritance from the Santos is essentially the NE-SW Ribeira Belt, while the Campos Basin inheritance are in the transition from the Ribeira Belt to the Araçuaí Belt (Heilbron *et al.*, 2004). The margin directions exert influence under the E-W rifting extensional forces. From a geodynamic point of view, Santos plays a role of kinematic buffer, a kind of relay zone (Peacock & Sanderson, 1991), between the movements that created the Campos and Espírito Santo Basins up north with the Pelotas to south (Moulin *et al.*, 2010). The resultant differential extended crust between those basins is reflected in the length of the hyperextended continental crust under the Santos Basin (Stica *et al.*, 2014; Zalán *et al.*, 2011).

The CFH is part of the rift system formed along the South Atlantic continental margins between Brazil and West Africa during the Mesozoic era (Campos *et al.*, 1974; Ojeda, 1982; Mohriak *et al.*, 1990; Chang *et al.*, 1992; Rangel and Martins, 1998; Mohriak and Fainstein, 2012). It marks the transition from the Santos Basin wide rift to the Campos Basin transitional rift, showing two main morphotectonic compartments: at the proximal portion, a magmatic center that splits the salt deposits (Zalan *et al.*, 2011). This magmatic center is characterized by the widespread occurrence of volcanic rocks in different stratigraphic levels (Mohriak, 2003; Moreira *et al.*, 2006; Oreiro, 2006; Mohriak *et al.*, 2021). At the distal portion, an elevated volcanic basement characterized by striking gravity and magnetic anomalies, which is a significant horst structure that is covered by salt

diapirs that have penetrated the stratigraphy up to the Neogene and have been affected by contractional systems (Mohriak *et al.*, 2021).

The Brazil SE continental margin between Santos and Campos Basins is abutted by several E-W tectonic lineaments interpreted as transform faults. The main one is the Rio de Janeiro Transform Fault, which is characterized by 160 km width zone and 270 km of lateral dislocation of the Mid Ocean Ridge (Alves *et al.*, 2006). The interaction between the RJFZ and the Jean Charcot Seamount are characterized by reverse faults, which according to Alves *et al.* 2022 are related to the isostatic adjustments of the overload promoted by the magmatic injections.

The CSTL shows NW- SE direction aligned with volcanic edifices in oceanic area and several intrusions in the continental area (Ribeiro *et al.*, 2018). These intrusions probably create the most expressive water divide in the continent through several alkaline intrusions (Ribeiro *et al.*, 2018). In the oceanic crust, the CSTL is characterized by extensional tectonic structures interpreted as rifts in the Rio Grande Rise (Szatimari & Mohriak, 1995). The Rio Grande Rise presents a first phase of basaltic flow in the Coniacian/Santonian followed by extensional movements during the uplift of the large volcanic bulge (Gamboa & Rabinowitz, 1984; O'Connor & Duncan, 1990; Praxedes *et al.*, 2019). In the Middle Eocene (Fodor & Thiede, 1977; Gamboa & Rabinowitz, 1984) volcanic islands emerged above sea level increasing the deposition of volcanic breccia and ash layers (Gamboa & Rabinowitz, 1984). After volcanism ceased, thermal subsidence took place over the entire rise with intense erosion and sedimentation. Finally, the uppermost sedimentary layers were deposited in pelagic conditions and offset by sub-vertical normal faults (Praxedes *et al.*, 2019).

Magmatic events are widespread in the Cabo Frio province, including at CFH in deep water. Magmatic features are observed in seismic data and the well logs in the following tectonostratigraphic sequences: (1) the presalt syn-rift sequence; (2) within the pre-salt sag basin, including the microbialites; (3) within the salt layer; and (4) in various stratigraphic intervals of the drift phase particularly in the Santonian/Campanian and in the Paleogene (Mohriak *et al.*, 2021).

DATA SET AND METHODS

The gravimetric data are from the Topex/Poseidon data base (https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). The altimetric data are from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). (<https://www.gebco.net/>). Those data were interpolated through an algorithm of minimal curvature with adjustable tension. The calculation of the bouguer anomaly were made by the Parker Method (Parker, 1973). This method utilize the Fourier Transform to calculate the gravimetric anomaly between two media of different density. The utilized density values are 2.67 g/cm³ for the continental crust, 3.0 g/cm³ for the oceanic crust and 1.03 g/cm³ for sea water.

The Bouguer anomaly has small and large wave lengths. The separation A anomalia Bouguer possui anomalias de pequeno e grande comprimento de onda. A separação regional-residual destas anomalias foi realizada através do filtro espectral Gaussian Regional/Residual que fazem parte da plataforma Oasis-Montaj (<https://www.seequent.com/>). For more information the reader should refer to Carvalho *et al.*, 2022. Stratigraphic and structural mapping was conducted on depth-migrated 2D seismic reflection lines (Figure 1). All the 258 strike seismic reflections lines that cross the prolongation of the Rio de Janeiro Fracture Zone were mapped. In this contribution we present two section: one

distal and another proximal. Ultra-deep seismic reflection profiles acquired in 2008 by the BrasilSPAN 2D seismic survey shot by Ion-GX Technology (GXT). The seismic data were direct tied to exploration wells using the depth values, allowing stratigraphic ages and direct lithological calibration of the main seismic facies.

RESULTS

The Figure 4 shows volcanic mounds over the CFH, near the northeastern extremity of the profile. Exploratory drilling recovered an Eocene sequence of volcanic clastic rocks, including tuff, hyaloclastite, volcanic breccia, basalt, and diabase 1-RJS-104-RJS and 1-RJS-188-RJS. To the west a large fault bounded graben. This graben structure is rooted in deep faults. The tectonic process during the CFH uplift reactivate such faults forming Y pattern faults (Morley *et al.*, 1990). High reflective horizon inside of this structure are interpreted as transfer zone turbidite related.

The Figure 6 shows that from west to east the seismic show the fault marking the western CFH edge. This structure uplifts the salt section for at least 800 meters. The Cretaceous package is reduced and the younger horizons onlaps the Cretaceous toward Santos Basin side, growth toward Campos Basin and are abruptly dislocated by the faulted CFH edge. Toward NE another crustal scale fault occurs. This fault has directional along with extensional movements, characterized wherefore transtensional fault. The directional movement putting side by side distinct horizons patterns. Allied to the interpretation of Figure 3, this fault is a Tear Fault, which accommodates the lateral movement of the transfer zone.

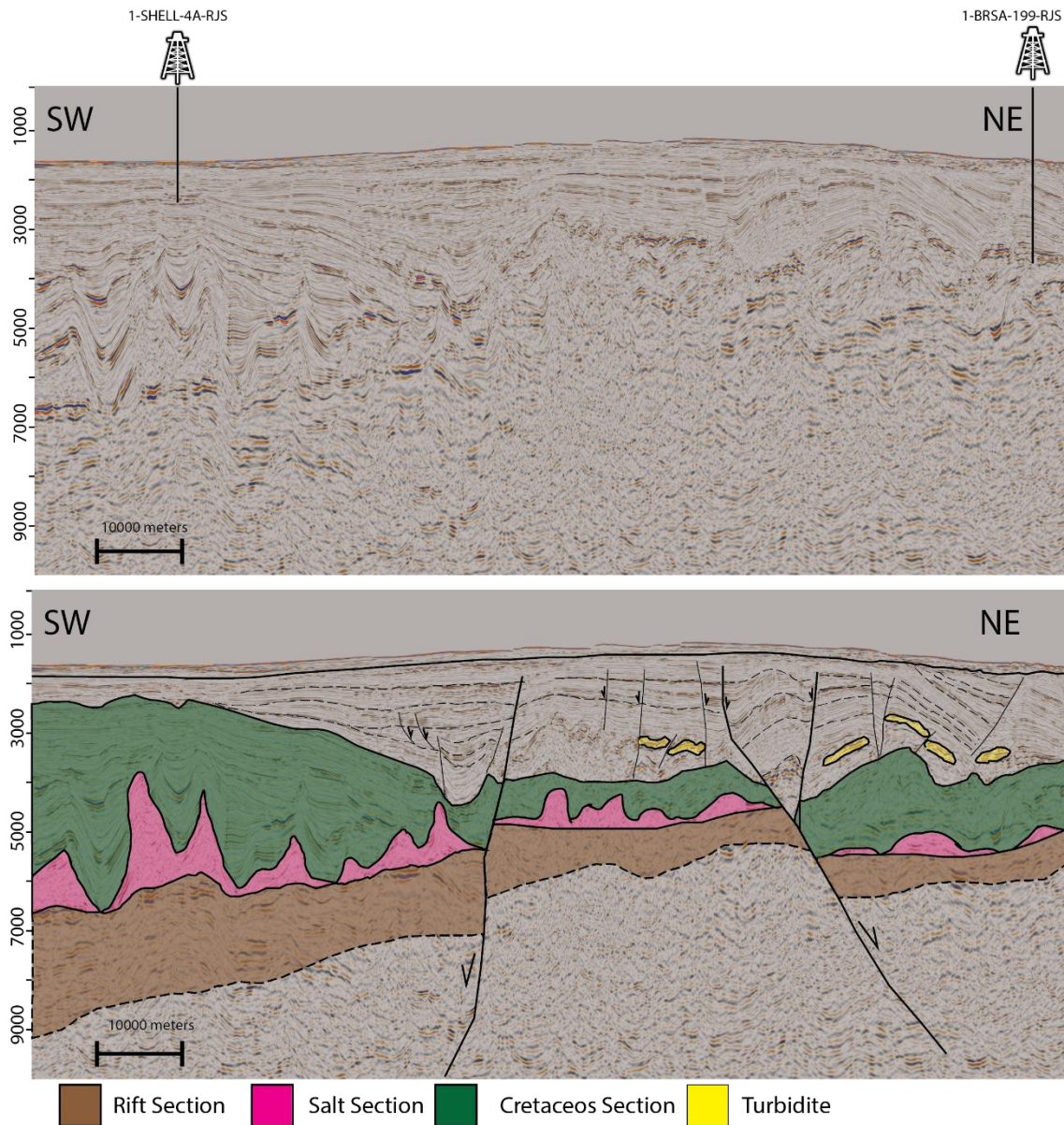


Figure 3 - Seismic profile 258-1244 in the northwestern part of the Santos Basin. The southern CFH edge marked by a normal fault. A transtensional fault deforms the CFH putting side by side the folded package of the Albian Gap and plan parallel package from the proximal platform. Turbidite body enclosure by the faults. Cretaceous section shows thinning toward the southwest fault. Localization Fig.1 B

The internal rift pattern resembles the steer's head geometry described by White & Mckenzie (1988), The rift section along with the salt section are splitted by an

uplifted block. The projection of the Cabo Frio Fault it is well marked by the Albian Gap. The Albian Gap is involved in a complex set of deformation defined by NE-SW opposite dip faults forming a tulip pattern, and an internal high formed by a pair of faults also with opposite dipping direction (Figure 4). This fault setting is interpreted as a collinear transfer fault type (Morley *et al.*, 1990).

Basinward, the salt layer over the internal rift gets expelled forming a detached salt sheet over the volcanic center (Mohriak *et al.*, 2021). At southeastern volcanic center edge, the salt layer is uplifted and expelled by gravitational gliding. The Cretaceous package and younger horizons over it are folded drive by the salt detachment. Neogene horizon forms an angular disconformity over the entire section, indicating that folding related to gravitational gliding occurred until at least the Neogene.

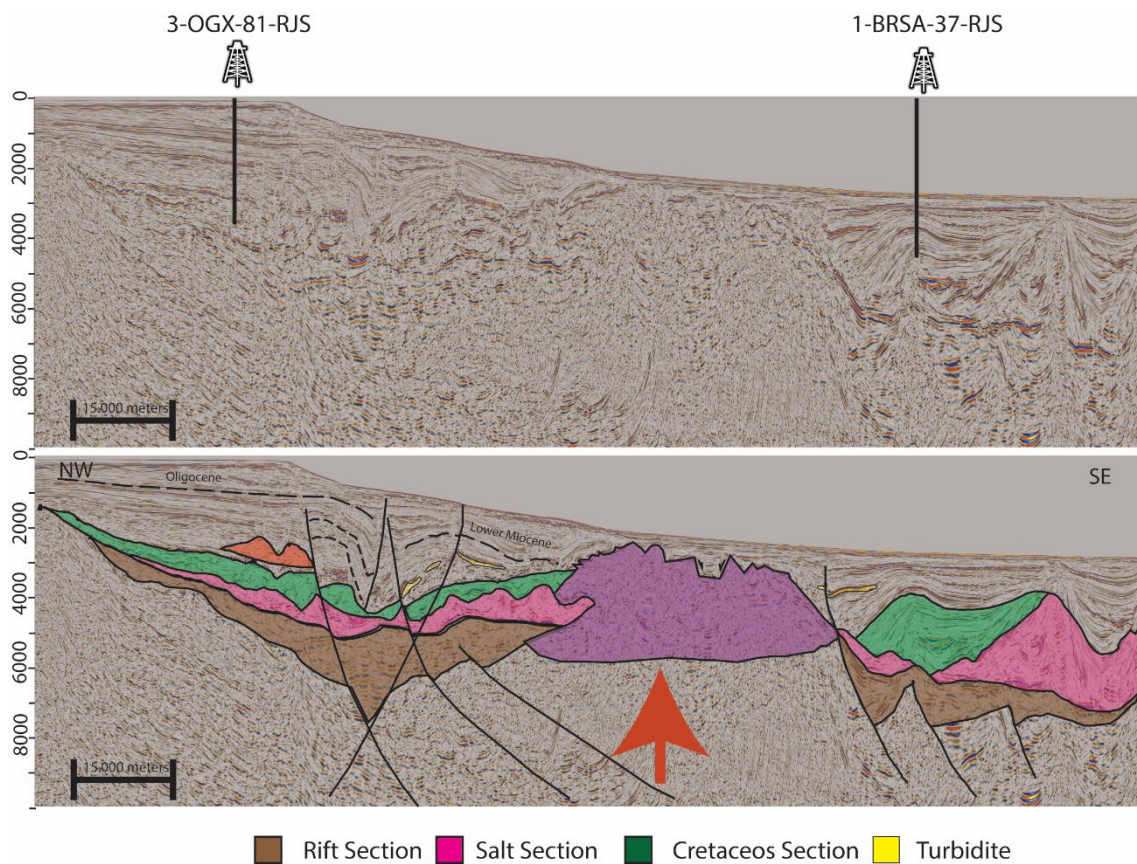


Figure 4 – Seismic profile 258-3940 in the northwestern part of the Santos Basin, crossing the Cabo Frio High. Both wells, 3-OGX-81-RJS and 1-BRSA-37-RJS drilled volcanics and the KT boundary. Localization Fig.1 C.

Deep rooted, this normal fault in the proximal section of the Figure 4 it is characterized by a single seismic reflection section from 9000 meters until 5000 meters. From this depth upward the fault assumes a Y pattern (Hancock, 1985; Morley *et al.*, 1990). The fault throw it is about 1000 meters putting the Pre-salt sequence in lateral contact with the Cretaceous section. Upward, in the Paleocene section, the fault deforms the Paleogene section. The arcuate horizons inside the characterized it as a positive flower structure (Figure 3).

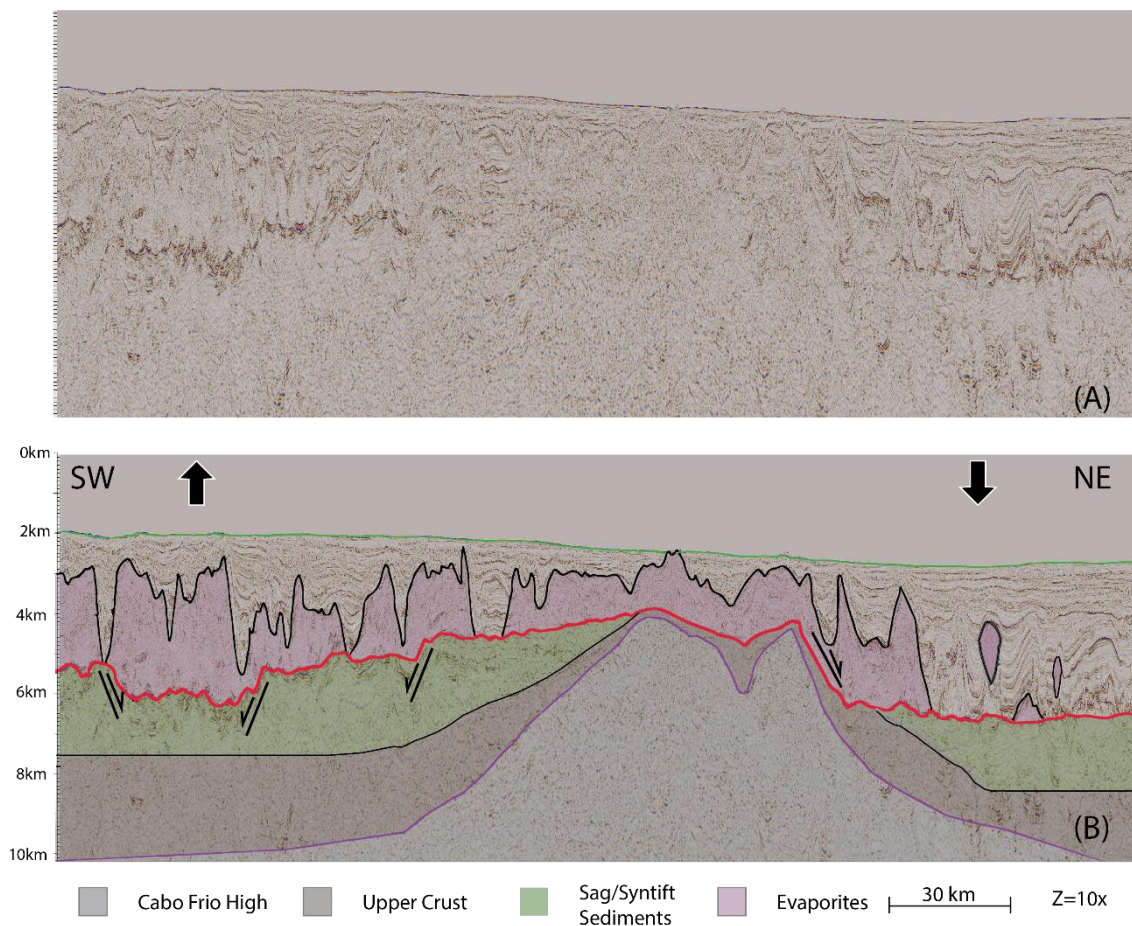


Figure 5 - seismic section BS3-0930 through the Cabo Frio Outer High and (B) showing the main observations and interpretations. Localization Fig.1 D.

The first impression depicted from the analysis of interpreted seismic section of the Figure 5 is the ocean bottom horizon height variation is about 800 meters between Santos and Campos. The width variation of the drift interval follows the top salt relief, and deformed also according to salt tectonics. In central portion of the section the top salt horizon is uplifted by the Cabo Frio High reaching the ocean bottom.

The Aptian evaporite top horizon width is irregular, reflecting the complexity of salt tectonics viewed from a strike seismic section. At the Campos side the evaporite layer are absented due to contractional double vergence. Campos are at most striking salt base variation side, in response for that distension salt basin formed along the edge of the Cabo Frio High, and contraction efforts are generated at bottom. This allied to the seismic section are over the contractional domain of the Campos Basin.

The salt base horizon is the most conspicuous structural feature. It has a ramp shape at the Santos Basin with a gently increasing relief from 6km deep trough 4km at the highest point in the edge near Campos Basin. From this point toward northeast the pre-salt horizon deepens abruptly back to 6km in a horizontal interval of 15 km (Figure 5).

The Rio Janeiro Fracture Zone (RJFZ) is identified in regional composite sections from Campos to Santos Basin (Figures 6 and 7). Those faults deform only the rift section. In the central portion of the Line the pre-salt unconformity is uplifted and some of the faults are inverted.

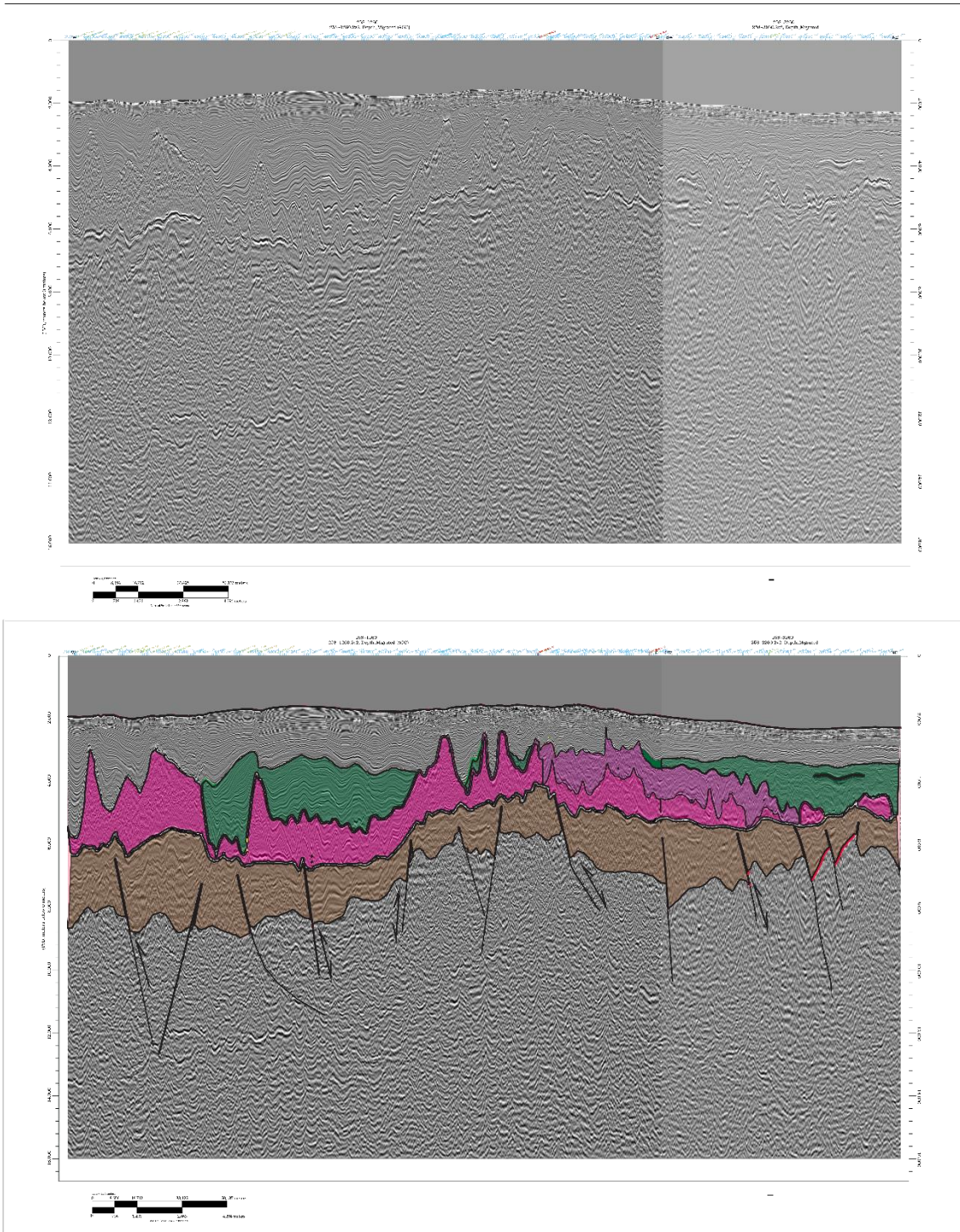


Figure 6 - Composite seismic reflection line section. Strike section of the proximal portion of the Campos and Santos Basins. Faults deform only the rift section of the basins, and the uplift arched the pre salt unconformity. Legend is the same as Figure 5. Localization Fig.1 E.

In the distal portion of the Campos and Santos Basins (Figure 7) the faults deform the rift section and dislocate the pre salt unconformity. The Santos portion are

totally reactivated by the CSL (Figure 7 and Figure 9). The effects of the uplift promoted by the CSL are discussed further in the paper.

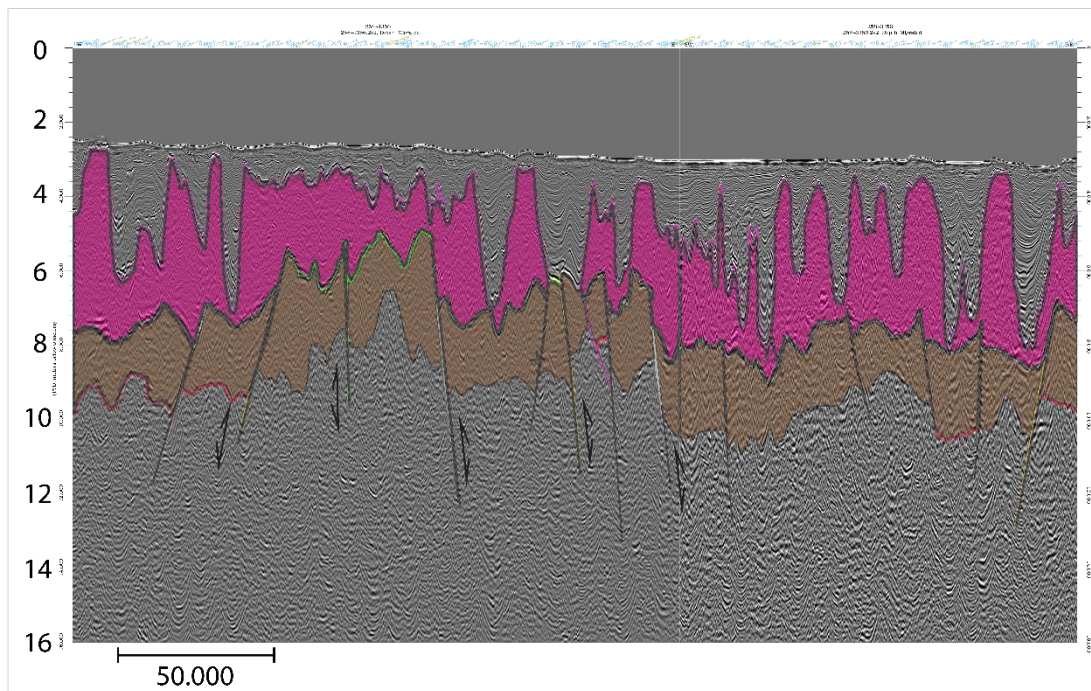
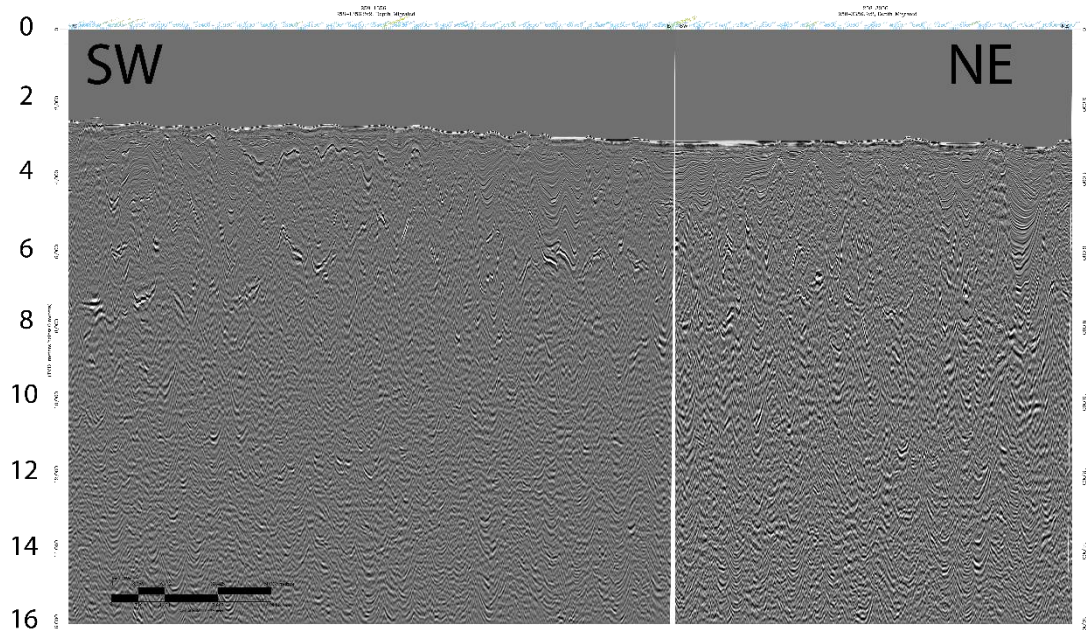


Figure 7 - Composite seismic reflection line section of the distal portion of the Santos and Campos Basins. Note that the faults deform both the rift section and the pre salt unconformity. The uplift arched the pre salt uniformity and reactivated the faults. Legend is the same as Figure 5. Localization Fig. 1 F.

The uplift is also recognizable in the DIP sections (Figure 8). The Moho uplift controls the reduction of Cretaceous and rift sections, and the pre salt unconformity arching. The main normal faults rifted related do not get reactivated as the same degree of the RJFZ faults (Figure 6 and 7).

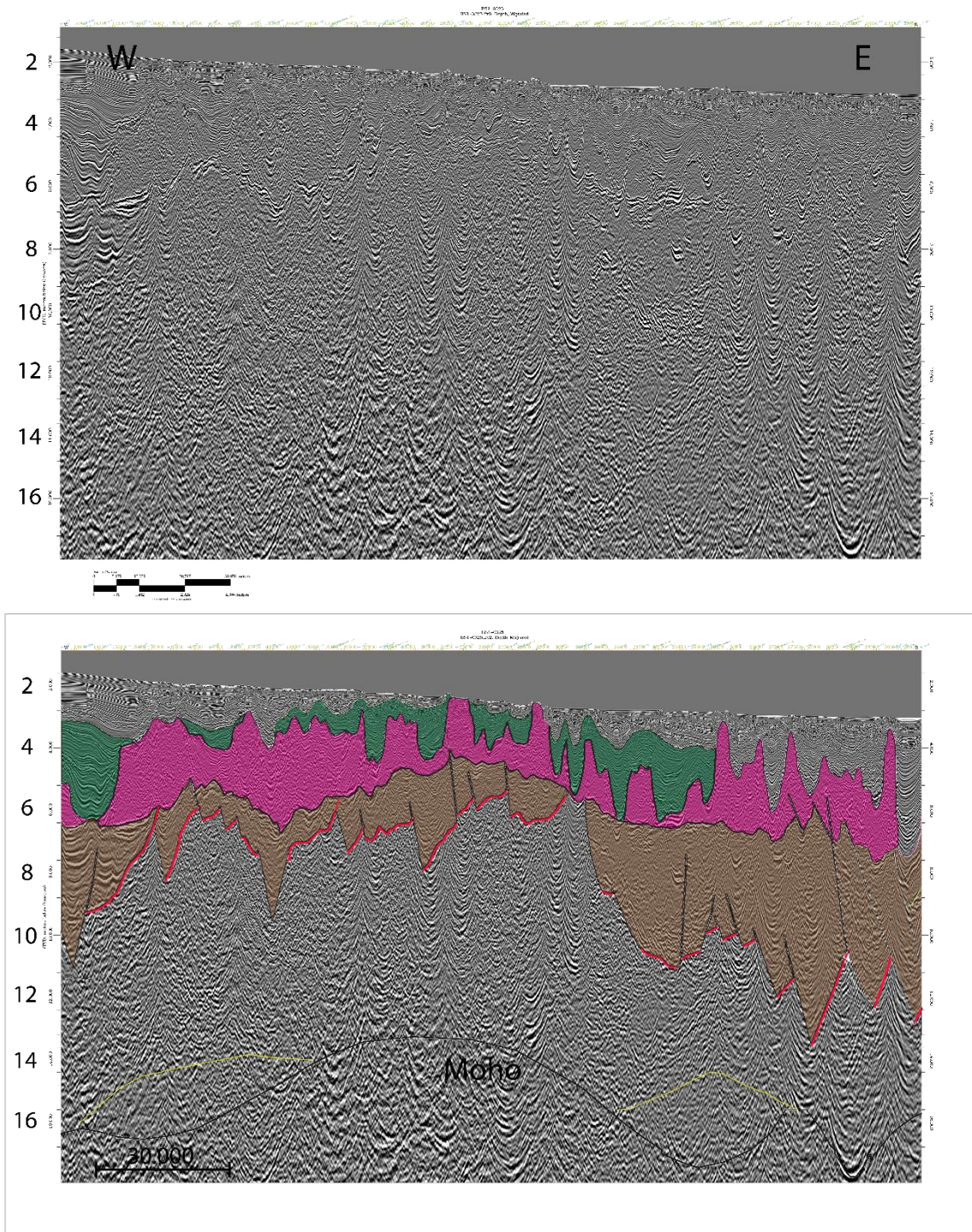


Figure 8 – Ultradeep section from BrasilSpan 2008. The portion of the uplifted Moho promote the arching of the rift section and of the salt base horizon. Cretaceous section are reduced over the arched area show the timing of the uplift. Legend is the same as Figure 5. Localization Fig.1 G.

Discussions

The Cabo Frio High has been already described by several authors as a basement arch origin related to the Cruzeiro do Sul Tectonic Lineament (Oreiro *et al*, 2008; Quirk *et al.*, 2013; Mohriak *et al* 2021) and the magmatism has same origin of that on the Guanabara Graben area represented by the Cabo Frio Magmatic Lineament (Almeida, 1996; Ferrari, 2001, Oreiro *et al*, 2008). However, the role played by inherited structures, the time of the uplift and how those structures and process interact are not discuss.

Timing of Uplift

The seismic profile (Fig.3) shows how salt base horizon relief varies from SW to NE northern Santos, passing through Cabo Frio High and southern Campos. It shows that the rift section pinches out toward to the Cabo Frio High. The rift section is sin tectonic in relation to the Cabo Frio High uplift, or the rift section were uplifted by bulging process promoted by magmatism related with the Cruzeiro do Sul Tectonic Lineament.

Considering the reduced salt section over the CFH. Some wells registered only anhydrite. These is related to the sedimentation space. Salt ponds over the CFH indicates the presence of minor salt lakes surrounded by elevated areas. The Figure 10 shows reduction in the cretaceous section width in a the area above the Moho uplift, indicating that the up lift

At the distal section of the Figure 5 folded related to the gravitational gliding are eroded by a Neogene horizon which in turn can be interpreted as the final age of uplifting of the volcanic center. Considering all those clues we interpret that the CFH starts its uplifting history at least in the Aptian, and stop rising in the Neogene.

Relation between main Faults and Regional Structures

The mechanism is related to Moho uplift and block rotation over deep seated faults. The base salt is generally a smooth surface, there are a small number large faults which produce offsets at the base salt up to 4 km (Davison *et al.*, 2012; Pindell *et al.*, 2022). Some faults cross the entire rift plus salt sections (Zalán *et al.*, 2013). At the Cabo Frio High the salt base is faulted at least for 800 meters. The fault geometry indicates shear movement during the uplift (Figure 3).

Uplifted areas provide areas of differential uplift process, which the stress provided are converted to horizontal stress along its flanks (Indrevær *et al.*, 2017). Such process is described for the interaction between the Cruzeiro do Sul Deformation Zone and the Rio de Janeiro Fracture Zone. The E-W faults related to the RJFZ were preferably inverted owing its structural transfer role over the rifting process provide to then a greater dip (Bonini *et al.*, 2012).

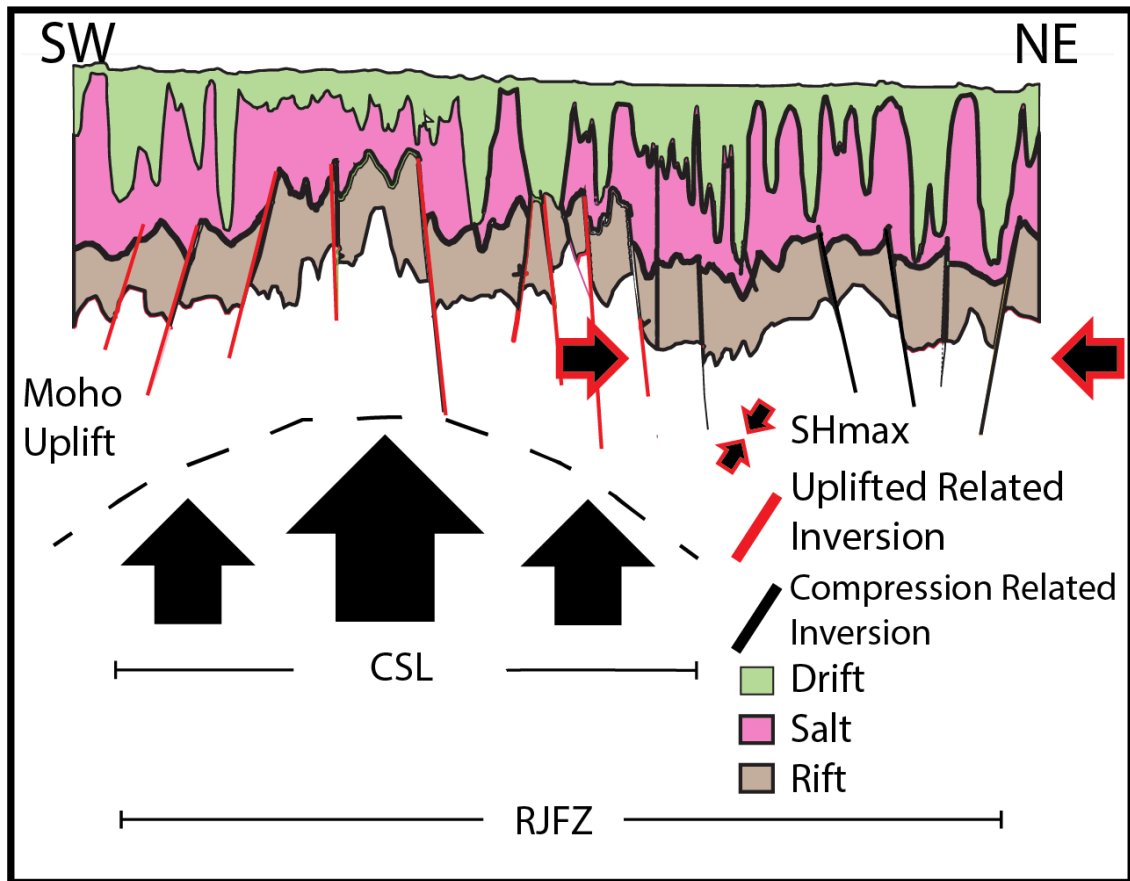


Figure 9 – Sketch showing how the Moho uplift interact with the inherited structures from the Rio de Janeiro Fracture Zone. Those faults that are over the Moho uplift related with the Cruzeiro do Sul Deformation Zone get inverted by differential uplift and the vicinal faults get inverted by the conversion of the stress to horizontal compression.

One could think that the stretching process itself would be the motor to the moho lift associated to the Cruzeiro do Sul Lineament, indicating a rift age to this feature (Quirk *et al.*, 2013). Although, analyzing the NE-SW seismic sections the faults related to the Rio de Janeiro Fracture Zone are inverted by the uplifted Moho. The bulge promoted by this uplift are better identified in Figures 6 and 7. Analyzing the seismic reflection sections along with the gravimetric map was possible to define the Cruzeiro do Sul Deformation Zone (CSDZ). This zone is characterized by uplift and arched of the salt base unconformity.

The prolongation of the RJFZ into continental area are identified by the parallelism with river traces and other features. The necking zone dislocation (Meisling *et al.*, 2001) identified in the gravimetric map (Figure 1) are controlled by the RJFZ. The Volta Redonda Transtensional Zone (Valeriano & Heilbron, 1993) are controlled by the same trace of the RJFZ. These observations indicated the complex temporal evolution of Fracture Zones, which are created during the rifted process and served as inheritance for younger tectonism in both, continental emerged and marginal basins areas.

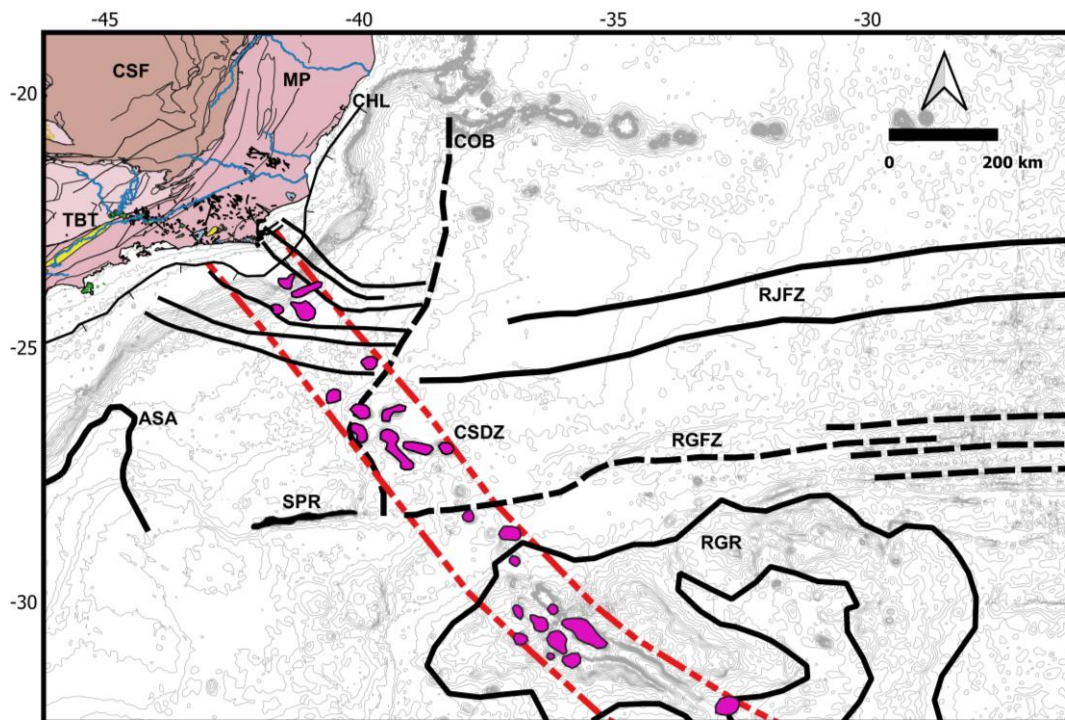


Figure 10 – Sketch map of the southeast Brazilian margin showing the main tectonic features. The CSDZ demarked by the blue stripe which intersects portions of the RJFZ faults. Red traces are the faults mapped in the seismic reflection sections; the associated black lines are the interpreted continuation of such faults. The Paleogene continental tectonic-magmatic features are present. COB – continental oceanic boundary; RJFZ – Rio de Janeiro Fracture Zone; CSDZ – Cruzeiro do Sul Deformation Zone; RGFZ – Rio Grande Fracture Zone; ASA -Aborted Spreading Axis.

Conclusions

The conclusions of this study shed some light on the Atlantic Ocean opening process and the later reactivation.

- The proximal portion of CFH is deformed by the Cabo Frio Fault. In this section the deformation is characterized by E-W transfer faults.
- The interplay between the CFZ and regional transfer zone over the CFH deforms Paleocene turbidite by folding and faulting, which in turn forms structural traps. The fault bend related to the local transpression is itself a structural trap as well. Furthermore, faults are rifted rooted, which may serve as conduits to oil migration generates at the rift phase.
- The Rio de Janeiro Fracture Zone is a polyphase tectonic feature. Its initiation is registered in the Santos and Campos rift section, getting younger toward the ocean crust. In the distal portion the age of deformation is the age of the ocean crust inception. Later the structures formed served as inherited structures for reactivation during the Upper Cretaceous by the CSDZ and in the Paleogene identified in seismic sections and by the control of the continental tectonic features as rivers knick points.

References

Alves, E. C., Araujo, R. S., Ramos, E. C., Maia, M., dos Santos, A. C., & Hackspacher, P. C. (2022). Ocean fracture zones: their evolution and impact on tectonic and magmatism of the South and Southeast Brazilian continental margin. In *Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism* (pp. 47-94). Academic Press.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823988-9.00012-5>

Asmus, H. E. (1978). Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: *Reconhecimento global da Margem Continental Brasileira*. Petrobrás – DNPM – CPRM – DHN – CNPQ. 39-73.

Basile, C., Allemand, P., 2002. Erosion and flexural uplift along transform faults. *Geophysical Journal International*, 151(2), 646-653.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01805.x>

Bonini, M., Sani, F., & Antonielli, B., 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522, 55-88.
[doi:10.1016/j.tecto.2011.11.014](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.014)

Brandão, D.R., Ferraz, A., Ferrari, A.L. Gamboa, L.A., 2022. Tectonic reactivation along the Florianopolis Fracture Zone, Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics*, 40(2). <http://dx.doi.org/10.22564/brjg.v40i2.2173>

Carvalho, M., Ferraz, A., Ferrari, A., Mello, S., & Gambôa, L., 2022. Regional-residual separation and enhancement methods applied to regional analysis of potential data: Structure of Florianopolis and Rio de Janeiro fracture zones in the western South Atlantic. *Brazilian Journal of Geophysics*, 40(2).
[doi:http://dx.doi.org/10.22564/brjg.v40i2.2165](http://dx.doi.org/10.22564/brjg.v40i2.2165)

Cobbold, P. R., Meisling, K. E., & Mount, V. S. (2001). Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), 1925-1944.

Coleman, A. J., Duffy, O. B., & Jackson, C. A. L. (2019). Growth folds above propagating normal faults. *Earth-Science Reviews*, 196, 102885.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102885>

Destro, N., Szatmari, P., Alkmim, F. F., & Magnavita, L. P. (2003). Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *AAPG bulletin*, 87(7), 1123-1144.

Ferrari, A. L., 2001 *Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 420 p.

Gamboa, L. A. P., Ferraz, A. E. P. P. D., Drehmer, L. H., & Demercian, L. S., 2021. Seismic, magnetic, and gravity evidence of marine incursions in the Santos Basin during the Early Aptian. <https://doi.org/10.1306/13722322MSB.10.1853>

Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P., Lucchesi, C.F., 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J.D., Santogrossi, P.A. (Eds.), *Divergent/Passive Margin Basins: AAPG Memoir*, 48. AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 3-79

Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., & Coimbra, A. M., 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4), 257-266.

Indrevær, K., Gabrielsen, R. H., & Faleide, J. I., 2017. Early Cretaceous synrift uplift and tectonic inversion in the Loppa High area, southwestern Barents Sea, Norwegian shelf. *Journal of the Geological Society*, 174(2), 242-254. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-066>

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. D. A., 2004. *Província mantiqueira*. *Geologia do continente*

sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, 203-235.

Karner, G. D., & Gambôa, L. A. P., 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. Geological Society, London, Special Publications, 285(1), 15-35. DOI: 10.1144/SP285.2

Lobo, J. T., Duarte, B. P., Szatmari, P., & de Castro Valente, S. 2007. Basaltos continentais do Cretáceo Inferior da bacia de Campos, SE do Brasil: compilação de dados e petrogênese. Brazilian Journal of Geology, 37(2), 224-236.

Macedo, J. M.; Bacocoli, G.; Gamboa, L. A. P., 1991. O tectonismo mesocenoico da região sudeste. Atas – 2º Simpósio de Geologia do Sudeste – SBG/SP – RJ, São Paulo. 429 – 437.

Magalhães, J.M. 1987. Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto.

Meisling, K. E., Cobbold, P. R., & Mount, V. S., 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG bulletin, 85(11), 1903-1924.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary science letters, 40(1), 25-32.

Mizusaki, A. M. P., Petrini, R., Bellieni, P., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., De Min, A., & Piccirillo, E. M. 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). Contributions to Mineralogy and Petrology, 111(2), 143-160.

Mohriak, W. U., J. M. Macedo, R. T. Castellani, H. D. Rangel, A. Z. N. Barros, M. A. L. Latgé, J. A. Ricci, A. M. P. Mizusaki, P. Szatmari, L. S. Demercian, J. G. Rizzo, and J. R. Aires, 1995, Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir 65, p. 273–304.

Mohriak, W. U., 2004. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 18, 293-318.

Mohriak, W. U., A. C. Gordon, and M. R. Mello, 2021, Origin and petroleum system of the Cabo Frio High between the Santos and Campos basins: Reviewed integration of structural and paleogeographic reconstruction with the oil and gas systems, in Marcio R. Mello, Pinar O. Yilmaz, and Barry J. Katz, eds., The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil: AAPG Memoir 124, p. 273–324. DOI: 10.1306/13722323MSB.11.1853

Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., & Machado, M. A. P., 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 15(2), 531-549.

Morley, C. K., Nelson, R. A., Patton, T. L., & Munn, S. G. (1990). Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG bulletin*, 74(8), 1234-1253.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., & Thomaz Filho, A., 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: an example of non-plume-

related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 116-131.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.006>

Pindell, J., & Heyn, T., 2022. Dynamo-thermal subsidence and sag–salt section deposition as magma-rich rifted margins move off plume centres along incipient lines of break-up. *Journal of the Geological Society*.
<https://doi.org/10.1144/jgs2021-095>

Quirk, D. G., Hertle, M., Jeppesen, J. W., Raven, M., Mohriak, W. U., Kann, D. J., Nørgaard, M, Howe, M.J., Shu, D., Coffey, B. Mendes, M. P., 2013. Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 185-214.
<http://dx.doi.org/10.1144/SP369.20>

Ribeiro, A. C., Riccomini, C., & Leite, J. A. D., 2018. Origin of the largest South American transcontinental water divide. *Scientific Reports*, 8(1), 1-8.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-35554-6>

Rigoti, C. A., *Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria*. 2015. 135 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias;Tectônia, Petrologia e Recursos Minerais) - UERJ, 2015.
<http://www.bdtd.uerj.br/handle/1/7131>

Schmitt, R. D. S., Trouw, R., Van Schmus, W. R., Armstrong, R., & Stanton, N. S. G., 2016. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 37-66.

Sempéré, J. C., Lin, J., Brown, H. S., Schouten, H., & Purdy, G. M. (1993). Segmentation and morphotectonic variations along a slow-spreading center: The Mid-Atlantic Ridge (24 00' N–30 40' N). *Marine Geophysical Researches*, 15(3), 153-200.

Stewart, S. A., Harvey, M. J., Otto, S. C., & Weston, P. J., 1996. Influence of salt on fault geometry: examples from the UK salt basins. Geological Society, London, Special Publications, 100(1), 175-202.

Stica, J. M., Zalán, P. V., & Ferrari, A. L., 2014. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 1-21. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015>

Szatmari, P., & Mohriak, W. U., 1995. Plate model of post-breakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. *Simp. Nac. Est. Tecton*, 5(1995), 213-214.

Valeriano, C. D. M., & Heilbron, M., 1993. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os Riftes do Vale do Paraíba e da Guanabara: dados Preliminares. *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 3, 9-15.

Zalán, P. V., Severino, M. D. C., Rigoti, C. A., Magnavita, L. P., Oliveira, J. A. B., & Vianna, A. R., 2011. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin—Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In AAPG annual conference and Exhibition (Vol. 10, p. 13).

White, N., & McKenzie, D., 1988. Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. *Geology*, 16(3), 250-253.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Bacia de Santos está inserida em um contexto tectônico de interação de estruturas regionais de idade rifte, representadas pelas falhas de transferência e, por estruturas formadas durante o processo de expansão do assoalho marinho, representadas pelas zonas de fratura e pela Zona de Deformação Cruzeiro do Sul. As características da interação entre estas estruturas depende da relação temporal e do mecanismo de formação de cada uma delas e o papel delas no desenvolvimento de uma bacia de margem passiva.

Bacias de margem passiva são consequência da progressão da deformação de um rifte continental na fase drifte. Esta evolução está inicialmente condicionada ao estiramento litosférico acomodado por importantes zonas de transferência. Esta relação entre falhas de cisalhamento e estiramento é reconhecido em diversas escalas, desde de escala de bacia (Destro *et al.*, 2003) à escala de placa tectônica (Neuharth *et al.*, 2021; Le Pourhiet *et al.*, 2017). É neste contexto de que se insere as Zona de Fratura do Rio de Janeiro e Zona de Fratura do Rio Grande.

A projeção da Zona de Fratura do Rio de Janeiro para crosta continental é denominada como Zona de Transferência Rio de Janeiro (Meisling *et al.*, 2001). Esta estrutura tem direção E-W (Magalhães, 1987) e entre NW-SE a WNW-ESE (Meisling *et al.*, 2001), e deflete a linha de charneira e depocentros, coincidindo com o limite sul do Alto de Cabo Frio onde ela limita segmentos crustais com diferentes taxas de estiramento do embasamento das Bacias de Campos e Santos (Meisling *et al.*, 2001). A variação no strike das falhas está relacionado a contraste de resistência ao cisalhamento, ou rotação no campo de esforços na fase rifte ou mesmo pós-rifte (Meisling *et al.*, 2001). A projeção

desta estrutura para a porção continental emersa controlaria a posição de altos interbasinais na Bacia de Taubaté (Asmus & Ferrari, 1978; Magalhães, 1987).

A deformação ao longo das falhas de Transferência Rio de Janeiro migra da porção proximal para a porção distal da Bacia de Campos, indicando que a Zona de Transferência Rio de Janeiro se desenvolve durante o processo de estiramento da bacia. Na porção proximal (Fig.5A) as falhas que deformam o pacote rifte, porém não deformam a base do sal. Na porção intermediária (Fig.5B) algumas falhas deformam a base do sal com rejeito de até 500 metros. Na porção distal (Fig.5C) as falhas deformam a base do sal e apresentam rejeito de até 500 metros e deslocamento total da base do sal de até 2 km. Esta deformação gradual da base do sal mostra a progressão da deformação e a idade das falhas. Na porção distal as falhas são mais novas do que a base do sal e tem idade próxima à inepção da crosta oceânica indicando que as falhas de transferência são precursoras das zonas de fratura oceânicas. Durante o processo de expansão do assoalho oceânico a deformação migra em direção a Cordilheira Meso-Oceânica formando novas estruturas em crosta oceânica como o Lineamento Tectônico Cruzeiro do Sul (Souza, 1991).

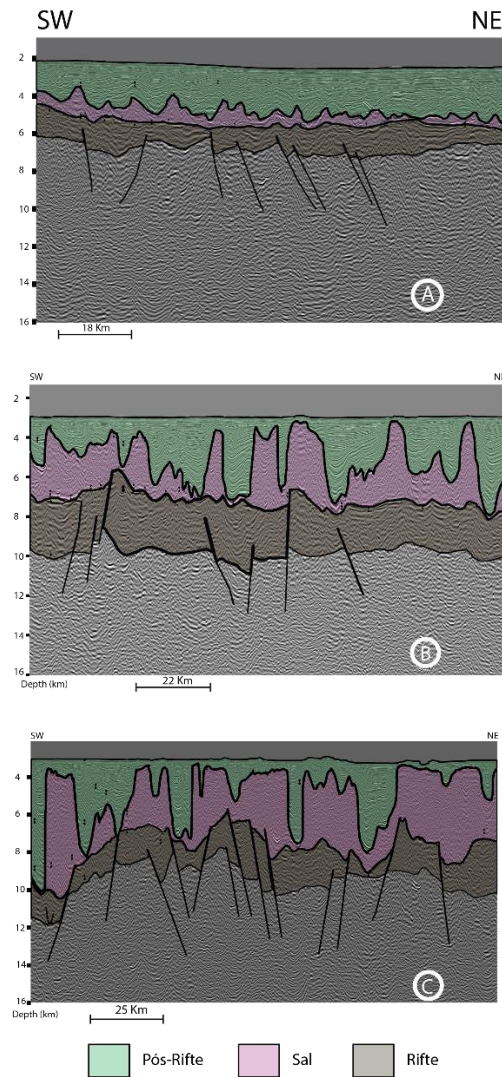


Figura 5 – Linhas sísmica de reflexão em profundidade longitudinais às falhas de transferência do Rio de Janeiro. A deformação da base do sal migra progressivamente da porção proximal para a porção distal da bacia, como pode ser observado pelo aumento do rejeito e da quantidade de falhas que deslocam da base do sal

O Lineamento Cruzeiro do Sul estaria relacionado a uma perturbação mantélica na base da crosta a qual seria uma herança de um rifte abortado numa junção tríplice (Quirk *et al.*, 2013). A deformação é caracterizada por falhas tipo dominó de direção NW-SE com mergulho para o quadrante oeste, ativas entre o Cretáceo Superior e o Eoceno (Praxedes *et al.*, 2019), contemporâneo ao soerguimento observado na Elevação do Rio Grande Oeste (Gamboa & Rabinowitz, 1984; Praxedes *et al.*, 2019). O soerguimento associado à esta

estrutura gera deformação intraplaca reativando as falhas de transferência preexistentes relacionadas à evolução da fase rifte (Fig.6). A idade deste soerguimento é mais nova que o Cretáceo, como indicado pelo afinamento de pacotes de idade cretácea em direção ao Alto de Cabo Frio e pela idade do magmatismo na Elevação do Rio Grande entre Cretáceo Superior ao Eoceno (Gamboa & Rabinowitz, 1984; Praxedes *et al.*, 2019).

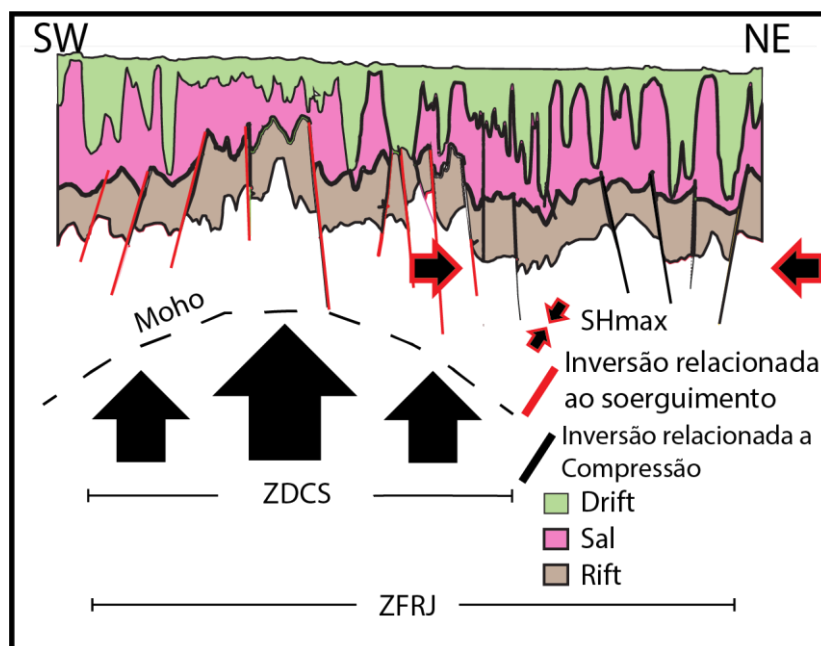


Figura 6 – Interação entre a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (ZDCS) e as Falhas de Transferência Rio de Janeiro. O soerguimento imposto pela CSL inverte as falhas que estão sobre a estrutura pelo próprio soerguimento e compressão lateral aquelas que estão nas porções adjacentes.

A Elevação do Rio Grande é um platô oceânico subdividido em Elevação do Rio Grande Oeste e Elevação do Rio Grande Leste gerado por um complexo de processo interação entre a Pluma Tristão Gough e a Cordilheira meso-oceânica (Gamboa & Rabinowitz, 1984; Hoyer *et al.*, 2022). Ilhas Oceânicas e montes submarinos formados por vulcanismo intraplaca de idade do Eoceno Médio ocorrem na Elevação do Rio Grande Oeste em crosta de idade de 80 M.a. Um novo evento magmático foi relacionado a turbiditos ricos em cinzas vulcânicas datadas pelo método K-Ar em 47 Ma (Gamboa & Rabinowitz, 1981).

A borda norte da Elevação do Rio Grande apresenta variação de relevo de entorno de 1500 metros. Segundo Gamboa & Rabinowitz (1981) esta deformação está relacionada à Zona de Fratura do Rio Grande.

A deformação em crosta continental estirada imposta pela Zona de Fratura do Rio Grande apresenta padrão em rabo-de-cavalo e sua projeção para a porção continental emersa (Fig.7) é relacionada a mudanças de cursos de rios e alinhamentos magmáticos (Asmus, 1978; Gamboa & Rabinowitz, 1981).

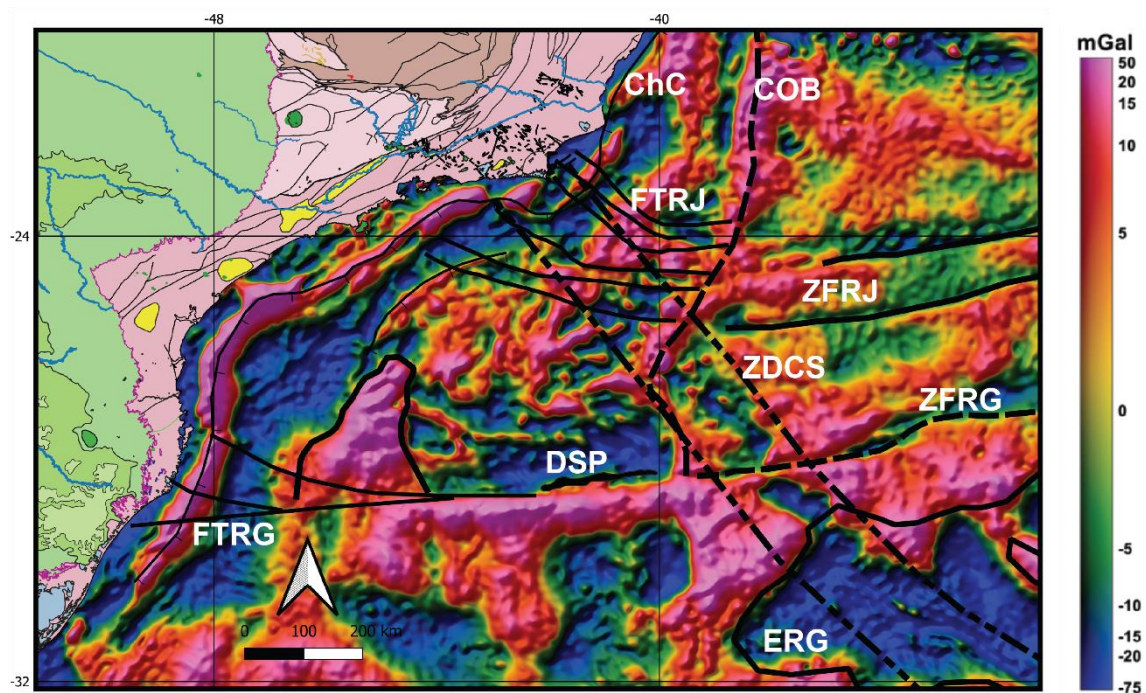


Figura 7 – Principais elementos estruturais regionais da margem continental das Bacias de Santos e Campos. FTRG – Falhas de Transferência Rio Grande; FTRJ – Falhas de Transferência do Rio de Janeiro; DSP – Dorsal de São Paulo; ChC – Charneira Cretácica; COB – Limite entre Crosta Oceânica e Crosta Continental; ZFRJ – Zona de Fratura Rio de Janeiro; ZFRG – Zona de Fratura do Rio Grande; ERG – Elevação do Rio Grande; ZDCS – Zona de Deformação Cruzeiro do Sul.

A caracterização geométrica das falhas de transferência em crosta estirada apresentou padrão em rabo-de-cavalo nos dois casos estudados. Além disso as falhas apresentam uma variação em sua direção principal que ocorre em crosta continental estirada, diferente da proposta anteriormente por outros autores que posicionam a variação na direção das falhas de transferência na transição entre crosta continental e crosta oceânica (Meisling *et al.*, 2001). Esta observação sucinta diferentes mecanismos de controle.

Variação da resistência ao cisalhamento aliado a reorganização de placas durante o Cretáceo são um dos motivos para esta variação. As consequências desta variação mostra que há uma relação entre a variação na direção das falhas de transferência com a variação de espessura de sal na Bacia de Santos. Esta observação mostra como o estudo destas falhas de transferência ainda carece maior atenção em relação ao desenvolvimento das Bacias de Santos e Campos.

TRABALHOS FUTUROS

O resultado desta pesquisa é um promissor vetor para desvendar como as zonas de transferência evoluem e seu papel no desenvolvimento da bacia, além dos resultados da interferência das reativações impostas por processos pós rifte. Esse cenário permite novas propostas de pesquisa em diversas escalas. Em escala de afloramento pode-se mapear as falhas relacionadas relacionadas às zonas de transferência. O estudo envolveria a investigação em Escala de afloramento na área emersa para análise de paleotensões aliada à datação de minerais de preenchimento de falhas. Esta pesquisa traria resultados para o entendimento do controle da trama da herança tectônica sobre a deformação

rifte e a dinâmica de propagação das falhas rifte e suas reativações para as bacias da margem continental.

Em escala de bacia pode-se pesquisar a relação entre terremotos, as falhas de transferências e o risco geológico. Há diversas ocorrências de sismos na região do Alto de Cabo de Frio que podem estar relacionados a reativação e reabertura de planos de falhas promovendo a migração e escape de fluidos.

Pode-se desenvolver uma pesquisa em escala de placa tectônica considerando a deformação cisalhante nas zonas de fratura que bordejam a Bacia de Santos. A proposta seria reconstruir o movimento das placas desde a inceptção do rifte até contato com crosta oceânica. O marcador temporal seria a própria falha de transferência já que o seu desenvolvimento acompanha o do próprio rifte. Esta pesquisa traria resultados para o entendimento da cinemática de abertura das Bacias de Santos e Campos, e do desenvolvimento da COB em regiões de projeção de zonas de fratura.

BIBLIOGRAFIA

Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Mizusaki, A. M. P. (1996). Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Brazilian Journal of Geology*, 26(3), 125-138

Asmus, H. E., (1978). Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Série Projeto REMAC, 4:39-73.

Asmus, H. E. & Ferrari, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste Brasileira. Série Projeto REMAC, 4: 75-88.

Basseto, M. & Szatmari, P. (1997). Estruturas compressionais em crosta oceânica na margem sul-sudeste brasileira. In: VI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Gramado, Atas, p. 63-64.

Barker, P. F. (1983). Tectonic evolution and subsidence history of the Rio Grande Rise. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 72(Dec), 953-976.

Carvalho, M., Ferraz, A., Ferrari, A. L., de Matos Mello, S. L., & Gambôa, L. A. P. (2022). Regional-residual separation and enhancement methods applied to regional analysis of potential data: Structure of Florianopolis and Rio de Janeiro fracture zones in the western South Atlantic. *Brazilian Journal of Geophysics*, 40(2).

CPRM (2011). Projeto Aerogeofísico Rio de Janeiro / Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Programa Geologia do Brasil (PGB).

Darros de Matos, R. M. (2021). Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 129, 105077.

Destro, N., Szatmari, P., Alkmim, F. F., & Magnavita, L. P. (2003). Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *AAPG bulletin*, 87(7), 1123-1144.

Faulds, J. E., Varga, R. J., & Stewart, J. H. (1998). The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Special papers-Geological Society of America*, 1-46.

Gamboa, L. A. P., & Rabinowitz, P. D. (1981). The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2), 410-418.

Hoyer, P. A., Haase, K. M., Regelous, M., O'Connor, J. M., Homrighausen, S., Geissler, W. H., & Jokat, W. (2022). Mantle plume and rift-related volcanism

during the evolution of the Rio Grande Rise. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 18.

Kumar, N. (1979). Origin of “paired” aseismic rises: Ceará and Sierra Leone rises in the equatorial, and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. *Marine Geology*, 30(3-4), 175-191.

Le Pourhiet, L., May, D. A., Huille, L., Watremez, L., & Leroy, S. (2017). A genetic link between transform and hyper-extended margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 465, 184-192.

Magalhães, J.M. 1987. *Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes*. Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto.

Matos, R.M.D., Norton, I., Casey, K., Krueger, A., 2019. An orthogonal zone between the Equatorial and South Atlantic margins: relevance and control in the evolution of the Afro-Brazilian basins. In: 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica- Rio de Janeiro, August 2019. Expanded Abstract.

Matos, R.M.D., Norton, I., Casey, K., Krueger, A., 2021a. The fundamental role of the Borborema and Benin-Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of The south atlantic Cretaceous rift system. *Mar. Petrol. Geol.* 2021, 104872. <https://doi.org/10.1016/j.marpeeo.2020.104872>.

Meisling, K. E., Cobbold, P. R., & Mount, V. S., 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 85(11), 1903-1924.

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. *Petroleum Geoscience*, Vol. 16, pp. 231–245. DOI 10.1144/1354-079309-910

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2), 1-37.

Naylor, M. A., Mandl, G. T., & Supesteijn, C. H. K. (1986). Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of structural geology*, 8(7), 737-752.

Nemčok, M., Doran, H., Doré, A. G., Ledvényiová, L., Rybár, S., Staniaszek, S., & Gontar, T. (2023). Tectonic development, thermal regimes and hydrocarbon habitat of transform margins, and their differences from rifted margins—an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 524(1), SP524-2022.

Neuharth, D., Brune, S., Glerum, A., Heine, C., & Welford, J. K. (2021). Formation of continental microplates through rift linkage: Numerical modeling

and its application to the Flemish Cap and Sao Paulo Plateau. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(4), e2020GC009615.

Parker, R. L. (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4), 447-455.

Praxedes, A. G. P., de Castro, D. L., Torres, L. C., Gambôa, L. A. P., & Hackspacher, P. C. (2019). New insights of the tectonic and sedimentary evolution of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 110, 335-346.

Quirk, D. G., Hertle, M., Jeppesen, J. W., Raven, M., Mohriak, W. U., Kann, D. J., Nørgaard, M., Howe, M. J., Hsu, D., Coffey, B., Mendes, M. P. (2013). Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 185-214.

Sager, W. W., Thoram, S., Engfer, D. W., Koppers, A. A., & Class, C. (2021). Late Cretaceous Ridge reorganization, microplate formation, and the evolution of the Rio Grande Rise–Walvis Ridge hot spot twins, South Atlantic Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(3), e2020GC009390.

Sapin, F., Ringenbach, J. C., & Clerc, C. (2021). Rifted margins classification and forcing parameters. *Scientific Reports*, 11(1), 8199.

SOUZA, K. G. 1991. La marge continentale Bresilienne sud-orientale e les domaine oceanique adjacents: structure et evolution. France,229p. Tese de Doutorado, Universidade Pierre e Marie Curie.

Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16(4), 621-688.