



Capítulo

# 5

## Evolução tectônica da margem rifteada sudeste do Brasil – Do Gondwana ao Atlântico Sul

### AUTORES

Mario Neto Cavalcanti de Araújo<sup>1</sup> ([mario\\_araujo@petrobras.com.br](mailto:mario_araujo@petrobras.com.br)), Caesar Augusto Rigoti<sup>1</sup>, Marco Antônio Thoaldo Romeiro<sup>1</sup>, Adriano Roessler Viana<sup>1</sup>, Peter Szatmari

<sup>1</sup> Petrobras

Palavras-chave: Margem rifteada, Migração do rifteamento, Pré-sal, Ciclo de Wilson, Gondwana Ocidental

### RESUMO

A descoberta da província petrolífera Pré-sal, na Margem Sudeste do Brasil, motivou a discussão de conceitos e teorias até então não utilizados na margem brasileira. A integração de informações geológicas e geofísicas – obtidas por meio de interações com pesquisadores nacionais, internacionais, programas de formação de pessoal e projetos de pesquisa internos –, levou a Petrobras a aplicar esses conceitos na investigação da evolução tectônica das bacias brasileiras em busca de sucesso exploratório. A história da evolução geológica da Margem Sudeste do Brasil é descrita como parte integrante do Ciclo de Wilson. Uma parte que se encerra com a consolidação do paleocontinente Gondwana no Eopermiano-Mesotriássico (330–240 Ma) e outra parte que se inicia no Jurássico, por volta de 180 Ma, com a colocação da Pluma do Karoo, localizado no centro-sul do Gondwana. Esse evento é seguido pelo enfraquecimento

e localização do eixo de abertura de sistemas riftes ao longo da trama neoproterozoica, impressa nos cinturões de dobramento que constituem o embasamento da margem rifteada. No sudeste brasileiro, o rifteamento é implantado no Cretáceo Inferior (135 Ma) com a inserção da Pluma de Tristão da Cunha. As relações entre estrutura crustal, elementos tectônicos e sedimentares descritos neste trabalho, representados pelo perfil de afinamento, preenchimento sedimentar e a expressão sísmica dos corpos magmáticos, são diferentes quando comparamos as bacias do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. A Bacia de Pelotas apresenta características típicas de margens ricas em magma, sendo marcante a ocorrência de espessuras significativas de SDRs. A norte, adentrando a Bacia de Santos e seguindo para as bacias de Campos e Espírito Santo, com a ocorrência de corpos magmáticos extrusivos e/ou intercalados na sequência rifte, é menos frequente. Nessas bacias, as características tectônicas nos levam a classificar tais domínios como margens rifteadas normais; ou seja, os espaços de acomodação são preenchidos por sequências sedimentares sin-rifte (com idades que marcam desde o início do rifteamento Eo-Neobarremiano) até o Eoaptiano-Eoalbiano (123-112 Ma). Na última fase é incluída a formação da gigante bacia salífera do Atlântico Sul Central. A ruptura crustal (*breakup*) teria ocorrido por volta de 110 Ma. Na Bacia de Pelotas sucessivas cunhas de extravasamento de magma reproduzem a mesma cronologia de preenchimentos nas sequências de SDRs; isso denota que durante o rifteamento a deformação migra para leste em direção ao futuro eixo de expansão do assoalho oceânico.

A integração das informações registradas ilustra o entendimento sobre os processos tectônicos e sedimentares atuantes durante a evolução da Margem Sudeste brasileira. Além de fornecer uma evolução tectonossedimentar coerente para as bacias do sudeste, a visão aqui compartilhada contribui para o entendimento da evolução tardia do rifteamento da margem que descreve os domínios distais transicionais. Do ponto de vista exploratório, este trabalho adiciona critérios tectônicos robustos, que se somam aos trabalhos da exploração e da análise de bacias para fomentar as discussões dos potenciais sistemas petrolíferos atuantes nos diversos setores das margens rifteadas do domínio do Oceano Atlântico.

## 1. INTRODUÇÃO

Estudos voltados para o entendimento da geometria crustal e estruturação das bacias rifte da costa sudeste do Brasil remontam há mais de cinco décadas. O complexo arranjo de fatores condicionantes da arquitetura das margens rifteadas, como herança do embasamento, reologia crustal e taxa de abertura, por exemplo, tornam a análise conjunta de bacias sedimentares um grande desafio para os geocientistas. Como e onde se formaram os sistemas rifte e margens rifteadas ainda é motivo de discussão científica na academia, com grande impacto e aplicação para a indústria de óleo, gás e o entendimento dos domínios oceânicos como regiões potenciais para o acúmulo de recursos energéticos com potencial de contribuição para mudança e/ou diversificação da matriz energética.

A província petrolífera do Pré-sal, descoberta em 2006 com produção principal no chamado Alto Externo de Santos, localiza-se na porção central do Platô de São Paulo (Carminatti *et al.*, 2008) e representa a principal fonte de hidrocarboneto no país. De idade cretácea, esta província se insere no contexto da margem rifteada do sudeste brasileiro. Desde a sua descoberta até os tempos atuais, questões que dependem da estruturação interna das bacias (como focalização de hidrocarboneto), existência de selo regional perfeito (camada de sal), ocorrências de contaminantes nos campos de petróleo (ex. teores anômalos de CO<sub>2</sub>) e o próprio limite exploratório do Pré-sal dependem da evolução do conhecimento dos processos tectônicos-sedimentares controladores dessa província petrolífera.

No final da década de 1960, interpretações de dados geofísicos, pertencentes à Petrobras, permitiram a definição do arcabouço estrutural básico da plataforma continental e do talude superior da margem continental brasileira (Ojeda, 1981; Ponte & Asmus, 1978). Um dos grandes avanços no estudo dos riftes brasileiros veio com a revisão da tectonoestratigrafia de Chang *et al.* (1992). Os autores definiram as principais fases evolutivas dos sistemas de rifte brasileiros (Megassequências Continental Sin-rifte, Transicional Evaporítica, Plataformal Rasa e Marinha Franca), usadas até hoje nas correlações estratigráficas regionais. Em 1993, o Projeto LEPLAC – coordenado pela Secretaria Interministerial dos Recursos do Mar (SECIRM), e a Petrobras, que desempenhou relevante papel técnico com a Marinha do Brasil –, levantou mais de 175 000 km lineares de batimetria de precisão, sísmica de reflexão multicanal, gravimetria e magnetometria (Gomes *et al.*, 1993). Utilizando-se desses dados sísmicos e de todo um conhecimento previamente adquirido pelos Projetos REMAC (Reconhecimento da Margem Continental) e LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental) – desenvolvidos nas décadas de 1970, 1980 e 1990 –, Bassetto *et al.* (2000) extrapolou as sequências tectono-sedimentares de Chang *et al.* (1992) para todas as margens rifteadas da costa brasileira; desde então a aquisição constante de dados sísmicos, somada ao contínuo investimento na formação dos geocientistas capazes de integrar técnicas e conceitos modernos, levou a Petrobras ao refinamento periódico dos seus mapeamentos regionais.

Em 2006, a descoberta de acumulações de hidrocarbonetos do Pré-sal da Margem

Sudeste do Brasil conduziu geocientistas da indústria e da academia a um novo mundo de conceitos e teorias, diferentes dos que sustentavam os modelos de *plays* exploratórios até então buscados nas margens continentais do setor Sul do Oceano Atlântico (e.g., *play* Pós-sal). Além da maior descoberta de petróleo mundial das últimas décadas, o investimento feito na prospecção e desenvolvimento do Pré-sal deixou um legado científico colossal, expresso no aprofundamento tecnológico de diversos temas com reflexo direto no entendimento e aumento do poder de predição associado às estratégias de prospecção de hidrocarbonetos em águas ultraprofundas das margens rifteadas.

Incorporar e atualizar estudos focados em processos na escala de placas tectônicas foi muito importante para o avanço do conhecimento sobre o Pré-sal, o que abrangeu iniciativas com ênfase em vários temas independentes ou interligados: natureza da transição crosta continental/crosta oceânica (Marton *et al.*, 2000; Contrucci *et al.*, 2004; Manatschal, 2004; Lentini *et al.*, 2010; Unternehr *et al.*, 2010; Huisman & Beaumont, 2011; Zalán *et al.*, 2011), influências da reologia e perfis de temperatura nos modos de afinamento litosféricos e estilos tectônicos (Huisman & Beaumont, 2003, 2007, 2014; Brune, 2014; Sharples *et al.*, 2015; Svartman Dias *et al.*, 2015; Ros *et al.*, 2017; Morgan *et al.*, 2020;

Pérez-Gussinyé *et al.*, 2020), detalhamento das estruturas crustais e litosféricas (Blai-ch *et al.*, 2010; Mohriak *et al.*, 2010; Stanton *et al.*, 2014; Dehler *et al.*, 2016), evolução da subsidência e fluxo térmico (Contreras *et al.*, 2010; Garcia *et al.*, 2012), reconstruções de placas (Witt *et al.*, 2008; Torsvik *et al.*, 2009; Aslanian *et al.*, 2009; Moulin & Aslanian, 2010; Chaboureau *et al.*, 2013; Pérez-Díaz & Eagles, 2014), tectônica salífera e análise de sistemas petrolíferos (Guardado *et al.*, 1989 2000; Mohriak *et al.*, 1990; Dias *et al.*, 1990; Beglinger *et al.*, 2012; Szatmari & Milani, 2016; Rowan, 2020).

O conhecimento avançou em ciclos sucessivos em função da chegada de novos dados de geologia (novas perfurações) e geofísica (sísmica de cabo longo e grandes *offsets*), bem como os saltos tecnológicos (capacidade de processamento computacional). Os novos conceitos induziram uma mudança nos modelos geológicos e de negócio; aquisições de novos blocos e definição de campanhas exploratórias floresceram a partir das interações entre geocientistas de instituições nacionais e internacionais com geólogos e geofísicos da Petrobras. Os produtos dessas interações mudaram a forma de análise das margens rifteadas que ornamentam a costa brasileira; os impactos foram visíveis na sequência de descobertas de campos de petróleo que sucederam a descoberta do Campo

de Tupi (Bacalhau, Sururu, Berbigão, Mero, Búzios, Sapinhoá e acumulação de Júpiter).

Neste capítulo, apresentamos uma revisão sobre os processos que levaram a crosta continental a se estender, afinar e romper, o que iniciou a formação da crosta oceânica. Propomos que as bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo representam um contínuo evolutivo, cujos processos e produtos mais evidentes em uma bacia ocorrem de modo diferente na bacia vizinha em resposta a variações na velocidade de separação, herança do embasamento e mudanças reológicas. Associado a esses condicionantes, discutimos a formação da gigante bacia de sal do Atlântico Sul e a possibilidade de envolver a serpentinização de rochas do manto superior na formação da seção evaporítica ao final do processo de rifteamento, assim como o impacto da adição magmática durante o processo de oceanização do sistema rifte. Pontos importantes para o entendimento da geodinâmica da Margem Sudeste brasileira também são abordados, como a amalgamação do paleocontinente Gondwana e a relação entre a margem rifteada do sudeste brasileiro e da bacia salífera com a Pluma de Tristão da Cunha.

Esperamos que esta leitura não traga apenas informação a respeito de uma construção geológica, que persiste com muito

entusiasmo há algumas décadas, mas também desperte o interesse pelos estudos que discutem os processos tectônicos e sedimentares ocorridos durante a quebra do Gondwana até a formação do Oceano Atlântico Sul.

## 2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO NEOPROTEROZOICO AO EOCRETÁCEO

As margens rifteadas que bordejam a costa brasileira apresentam a mais completa assinatura tectonossedimentar das denominadas associações de riftes do tipo “Atlântico” (Rabinowitz & Labrecque, 1979; Gladczenko *et al.*, 1997). As bacias sedimentares a partir do Cretáceo, do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas, juntamente com as contrapartes africanas – representadas pelas bacias de Kwanza, Benguela, Namibe e Namíbia –, compõem as bacias marginais cronocorrelatas do ramo sul do Oceano Atlântico Sul Central (Figura 2.1). Para entender a fragmentação do Gondwana, em particular o setor que compreende as margens rifteadas do sudeste brasileiro, precisamos resgatar importantes feições responsáveis pela duração, variações na estrutura térmica, mudanças reológicas, focalização de esforços, estilos tectônicos e controle sedimentar associado à dinâmica do estiramento litosférico.

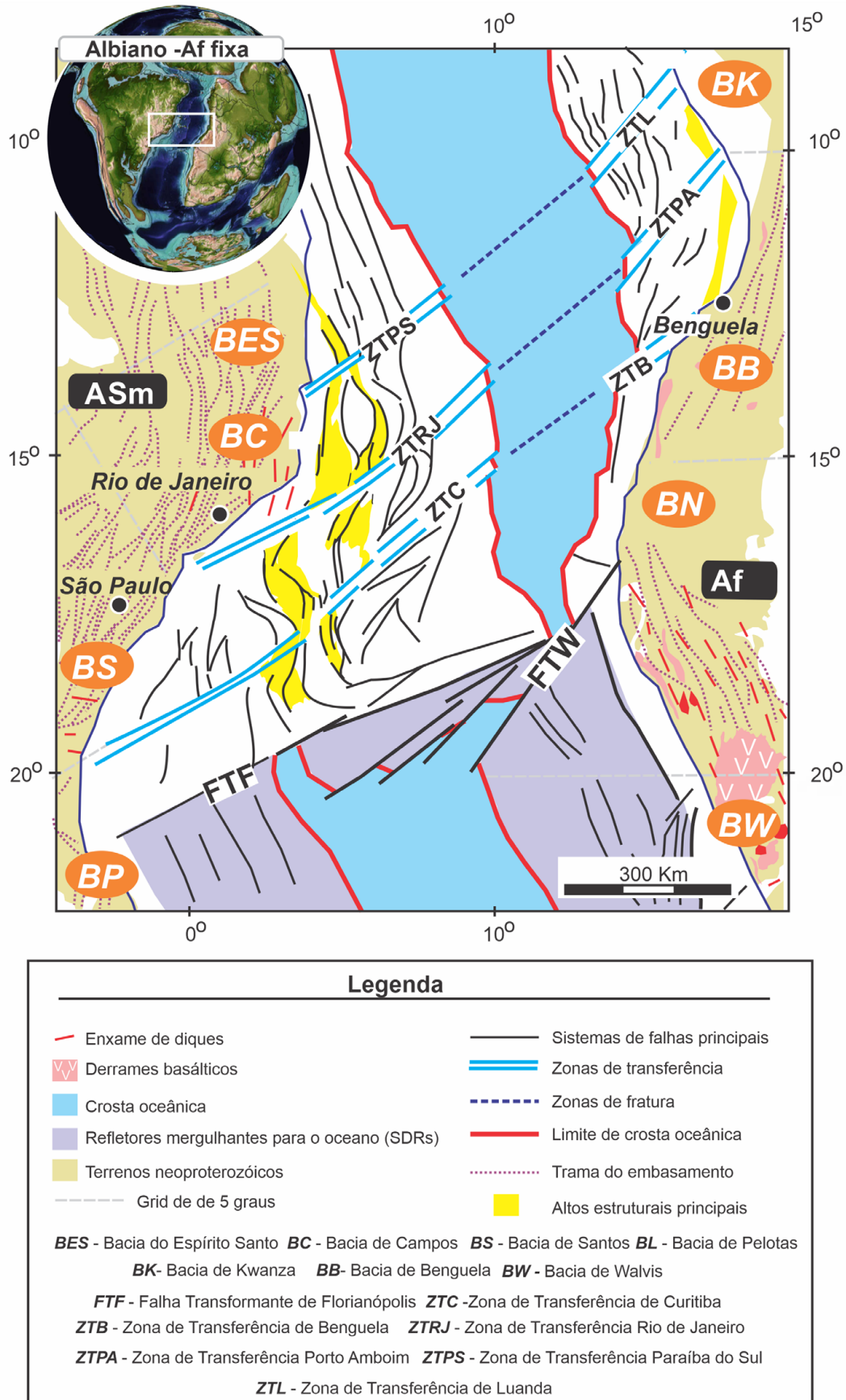


Figura 2.1: Reconstrução de placas para 112 Ma ilustrando os principais elementos estruturais intrabaciais entre as bacias do Espírito Santo e Santos (América do Sul, AS), bem como suas conjugadas no lado africano (AF). Baseado em Torsvik *et al.* (2009), Guiraud *et al.* (2010) e Heine *et al.* (2013).

Observações de campo, complementadas por simulações numéricas e físicas, demonstram que a natureza, longevidade e orientação de zonas de fraqueza preexistentes no embasamento são fundamentais durante a implantação do rifte, bem como os processos posteriores (Jackson *et al.*, 1982; van Wijk, 2005; Corti, 2008; Philippon *et al.*, 2015; Whipp *et al.*, 2017). No caso do segmento sul do Oceano Atlântico, o rifteamento aproveitou a trama pregressa do embasamento (Neoproterozoico a Cambriano) que aflora no continente ao longo das faixas de dobramento Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Figura 2.2). A nucleação da ruptura, neste caso, aconteceu de modo diverso e afetou associações gnáissicas sotopostas a rochas supracrustais variavelmente metamorfizadas e injetadas por corpos graníticos que registram os diferentes episódios da amalgamação continental pré-rifteamento cretáceo. A localização da deformação relacionada à ruptura continental do Cretáceo seguiu cicatrizes deixadas pelos eventos tectônicos anteriores, os quais se deram a partir da longa história de interações de placas que modificaram a estrutura da litosfera, o perfil de temperatura e seus consequentes reflexos

na conformação do relevo, entre o Neoproterozoico e o Neojurássico.

Dessa forma, para discutir o quebramento do paleocontinente Gondwana, entre o final do Permiano e o início do Jurássico, devemos nos atentar para questões voltadas à sua amalgamação. A conformação da trama pré-terita do embasamento das bacias marginais do sudeste brasileiro tem início com a colisão neoproterozoica, seguida da extrusão continental observada nas zonas de cisalhamento que compõe as faixas orogênicas do embasamento da Margem Sudeste brasileira. A evolução das faixas orogênicas se desenvolveu em sucessivos episódios, entre o Neoproterozoico e o Cambriano, datados respectivamente em 605–600 Ma, 595–560 Ma e 535–510 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2008). Estes episódios se inserem no denominado ciclo orogenético Brasileiro/Pan Africano, que por sua vez representam os estágios finais da amalgamação do Gondwana, cuja longa história (aproximadamente 300 milhões de anos) ocorreu entre 800 e 500 Ma, e que será discutida na próxima seção (Passarelli *et al.*, 2019; Heilbron *et al.*, 2020).

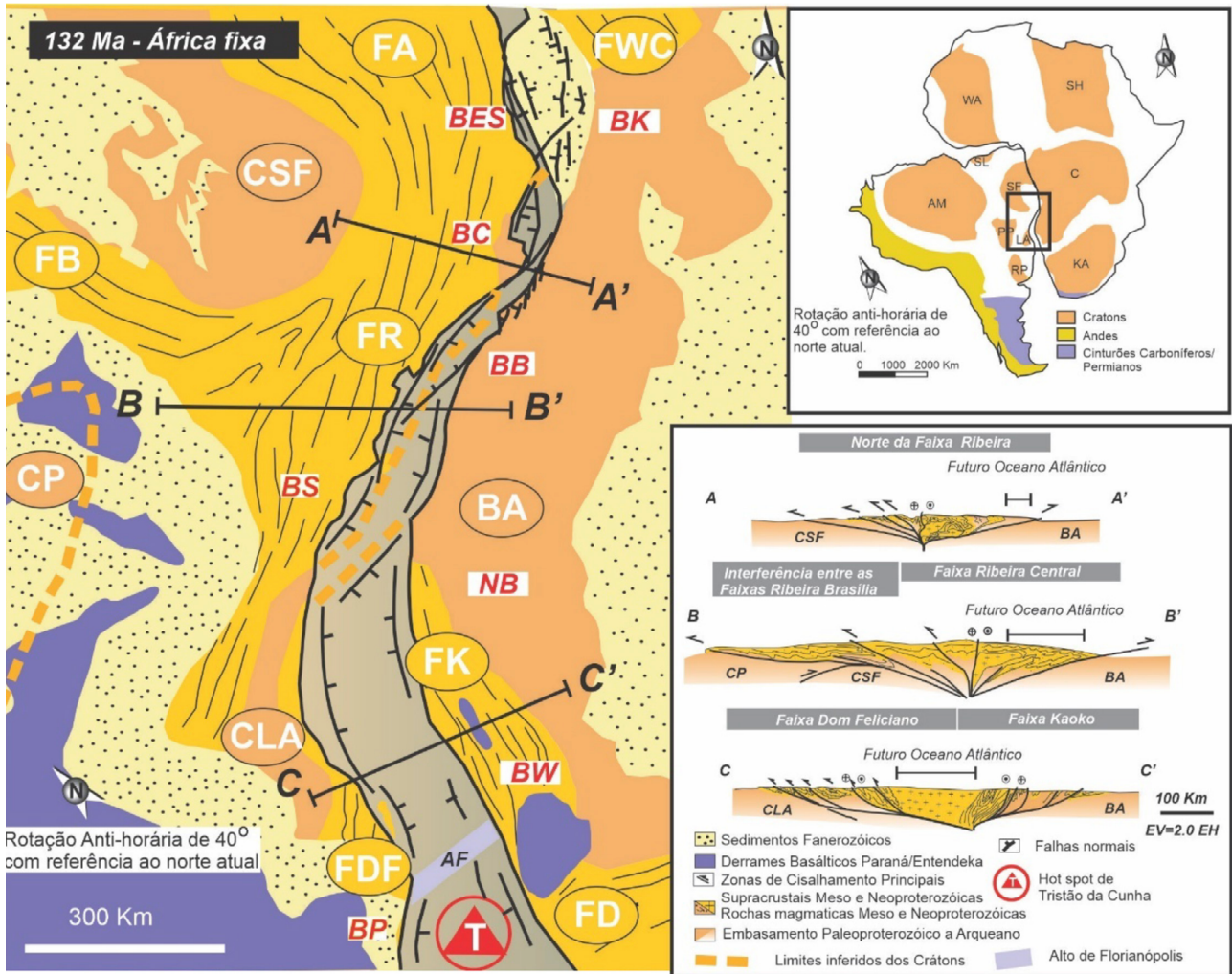


Figura 2.2: Cenário pré-deriva continental baseado na reconstrução de placas tectônicas. Os alinhamentos dos principais sistemas de falhas normais estão representados de modo simplificado e as principais bacias delineadas em ambos os continentes. As siglas das bacias são as mesmas usadas na Figura 2.1 deste capítulo. Modificado de Heine *et al.* (2013). O quadro na porção superior direita demonstra o contexto em escala de placas, com as distribuições das massas cratônicas em laranja (WA – West Africa, SH – Sahara, C – Congo, KA – Kalahari, AM – Amazon, SF – São Francisco, PP – Paranapanema, LA – Luís Alves, RP – Rio de la Plata); os domínios em branco representam as faixas de dobramento neoproterozoicas. O quadro do canto inferior direito ilustra composições de seções geológicas simplificadas para cada uma das faixas móveis que influenciaram na arquitetura da Margem Sudeste brasileira; tais seções foram inspiradas nos trabalhos de Schmitt *et al.* (2004); Goscombe & Gray (2007); Heilbron *et al.* (2017); Basei *et al.* (2018).

## 2.1. O paleocontinente Gondwana

A litosfera continental que hoje conhecemos é o produto de sucessivas interações entre placas tectônicas, modificadas ciclicamente na história geológica do planeta desde a sua origem há 4,5 bilhões de anos. Num processo contínuo de fusão, seguido de fissão continental, fragmentos da litosfera se unem e frequentemente perduram no tempo geológico frente à dinâmica de construção, reciclagem e reorganização de placas. As interações de placas representam os esforços constantes dos processos internos da Terra em dissipar o calor interno do planeta para atingir uma possível estabilidade termodinâmica (Condie, 2016).

O paleocontinente Gondwana é um dos mais importantes no atual contexto evolutivo da tectônica de placas global. Sua agregação ocorre em resposta a sucessivos eventos de acreção, ocorridos contemporaneamente à fragmentação do seu antecessor, o supercontinente Rodínia (Meert & Torsvik, 2003). A história de fragmentação se inicia entre 780 e 720 Ma (Figura 2.1.1); nesse período, um

evento de rifteamento – seguido por extenso magmatismo ocorrido em resposta à inserção de uma superpluma –, influenciou a separação entre o paleocontinente Laurentia e os crátons do Gondwana Oriental (Bogdanova *et al.*, 2009) seguido pela aglutinação neoproterozoica de novas massas continentais, como os crátons Rio de la Plata, Congo-São Francisco e Oeste Africano (Cordani *et al.*, 2003).

A amalgamação do paleocontinente Gondwana pode ser dividida em dois principais estágios de atividades orogênicas, que competiam temporalmente com a separação e expansão do Oceano Iapetus (600 Ma – remanescente da fragmentação do paleocontinente Rodínia). O primeiro estágio colisional, chamado de Proto-Gondwânico (670 a 575 Ma), foi responsável pela estruturação das massas continentais no entorno da África; já a segunda fase aglutinou um número maior de terrenos (575 a 480 Ma) que incorporaram as massas continentais cratônicas da Amazônia, Rio de La Plata, Kalahari, Dhawar, Antártica Leste e Austrália, por exemplo (Schmitt *et al.*, 2018).

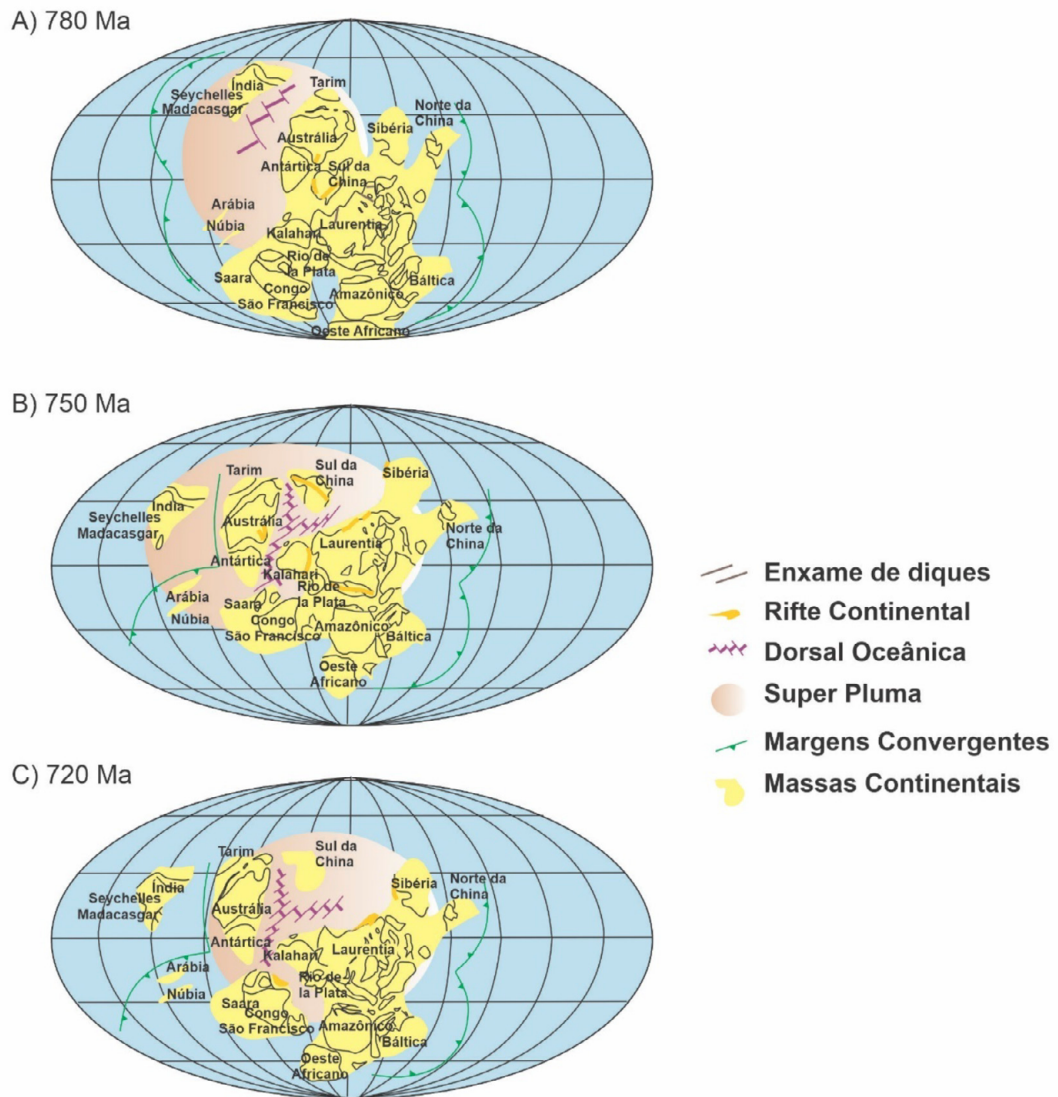


Figura 2.1.1: Cartum ilustra a fragmentação do supercontinente Rodínia entre (A) 780 Ma; (B) 750 Ma e (C) 720 Ma. Fonte: Li *et al.* 2008.

## 2.2. Períodos de estabilidade e instabilidade do Gondwana

Do final do Neoproterozoico ao início do Cambriano, entre 540 e 460 Ma, o paleocontinente Gondwana ocupava predominantemente o Hemisfério Sul do globo terrestre separado

dos demais paleocontinentes Laurentia, Báltica e Sibéria e pelos oceanos Iapetus e Rheic (Will & Frimmel, 2018, Figura 2.2.1). Durante o Paleozoico, uma série de episódios colisionais culminaram na fusão dos paleocontinentes, formando o paleocontinente Laurásia.

No final desta era, Laurásia e Gondwana colidiram para formar o Pangeia (Figura 2.2.1). Nesse mesmo intervalo de tempo, acreção continuada ao longo da margem sudeste do Gondwana levou à formação de terrenos que

resultaram no cinturão Gondwanides (Figura 2.2.2; Ramos *et al.*, 1986; Salda *et al.*, 1998; Rapela *et al.*, 1998; Trouw & De Wit, 1999; Cawood, 2005; Kleiman & Japas, 2009; Dömeier & Torsvik, 2014).

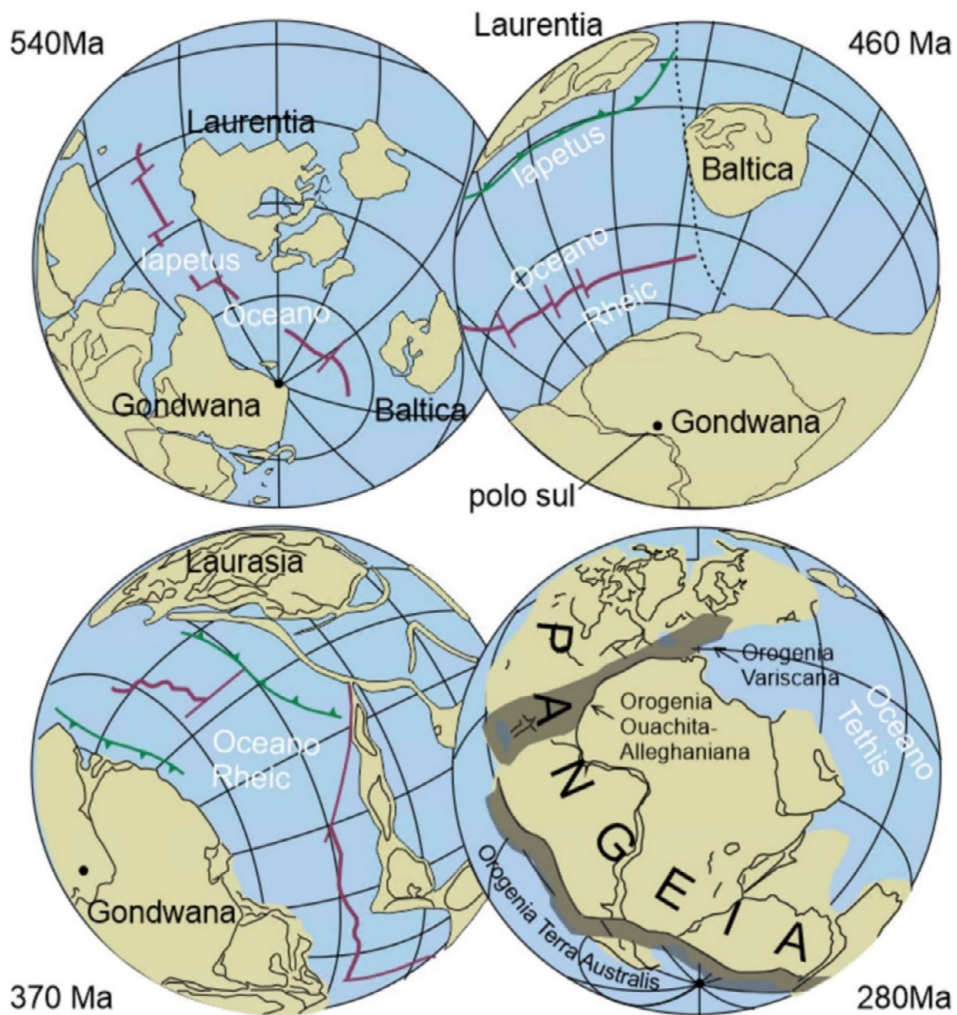


Figura 2.2.1: Configuração de placas no final do Neoproterozoico ao início do Cambriano, entre 540 e 280 Ma. Note a migração da posição do Gondwana em relação aos demais continentes nas distintas épocas. Em 540 Ma, o Oceano Iapetus se forma entre os supercontinentes Laurentia e Gondwana. Em 460 Ma, abre-se o Oceano Rheic, separando os continentes Báltica, Laurentia e Avalonia do Gondwana. Em 370 Ma, a colisão desses continentes culmina no fechamento do Oceano Rheic e na formação do supercontinente Laurásia. O total fechamento do Oceano Rheic, com formação do supercontinente Pangeia, ocorre por volta de 280 Ma. Modificado de Nance *et al.* (2010).

As respostas flexurais da litosfera causadas pelo aumento progressivo do sobrepeso dos orógenos, em função da acreção de terrenos nesse setor do Gondwana, proporcionou a propagação de estresse e resultou na formação de arcos e depressões regionais com grande extensão, que serviram como área fonte e de captação para as super sequências sedimentares da Bacia do Paraná e cronocorrelatas (Zalán, 1991; Milani & De Wit, 2008). No final do Paleozoico, entre o Permiano e o Eojurássico (330-240 Ma), amplificam-se as flexuras propagando a deformação para toda porção sudoeste do Gondwana (Daly *et al.*, 1991; De Wit & Ransome, 1992; Trouw & De Wit, 1999;

Milani & De Wit, 2008; Pángaro & Ramos, 2012). Nesse período, processos superficiais deflagrados por variações globais do nível do mar são registrados nas bacias paleozoicas brasileiras, na forma de depósitos sedimentares marinhos e transicionais que gradam lateralmente para depósitos continentais, eventualmente intercalados com depósitos glaciogênicos (Zalán & Wolff, 1990; Canuto, 1994; Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996; Balistieri *et al.*, 2003; Buatois *et al.*, 2006; Netto *et al.*, 2009). Estes sedimentos podem ser correlacionados por grandes distâncias, sendo encontrados nas seções inferiores das bacias do Congo e do Karoo (Linol *et al.*, 2016).



Figura 2.2.2: Configuração do Cinturão Gondwanides na porção sul do supercontinente Gondwana, durante o Fanerozoico. Implantação de uma zona colisional longeva, oriunda da interação entre o Gondwana e a placa oceânica Panthalassa. Adaptado de Milani & De Wit (2008).

Após  $50 \pm 10$  milhões de anos de estabilidade tectônica, entre 200 e 180 Ma, o supercontinente Pangea inicia o processo de ruptura (Reeves, 1999; Jokat *et al.*, 2003; Moulin & Aslanian, 2010; Torsvik *et al.*, 2012; Heine *et al.*, 2013). Ao norte, se inicia o desmembramento do Laurásia impulsionado pela implantação da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), datada em 201 Ma (Marzoli *et al.*, 1999; Blackburn *et al.*, 2013). Na região em que o futuro Oceano Atlântico Sul irá se implantar, a ruptura começa no Jurássico, por volta de 180 Ma (Riley *et al.*, 2004), com o quebramento do Gondwana acompanhado pelos derrames de

lava das Províncias Magmáticas do Karoo, no Sudoeste, e Ferrar na Antártica (Figura 2.2.3).

Passados 50 Ma do evento magmático Karoo, mais precisamente no Eocretáceo, entre 135–131 Ma (Renne *et al.*, 1992; Peate *et al.*, 1992; Baksi, 2018), a extrusão de expressivo volume de lavas basálticas relacionadas à Província Magmática Paraná-Etendeka, que abrange o centro-oeste, o sul e o sudeste brasileiros, bem como o oeste da Namíbia, anuncia o início do rifteamento que provocará a separação dos continentes sul-americano e africano (Figura 2.2.3).

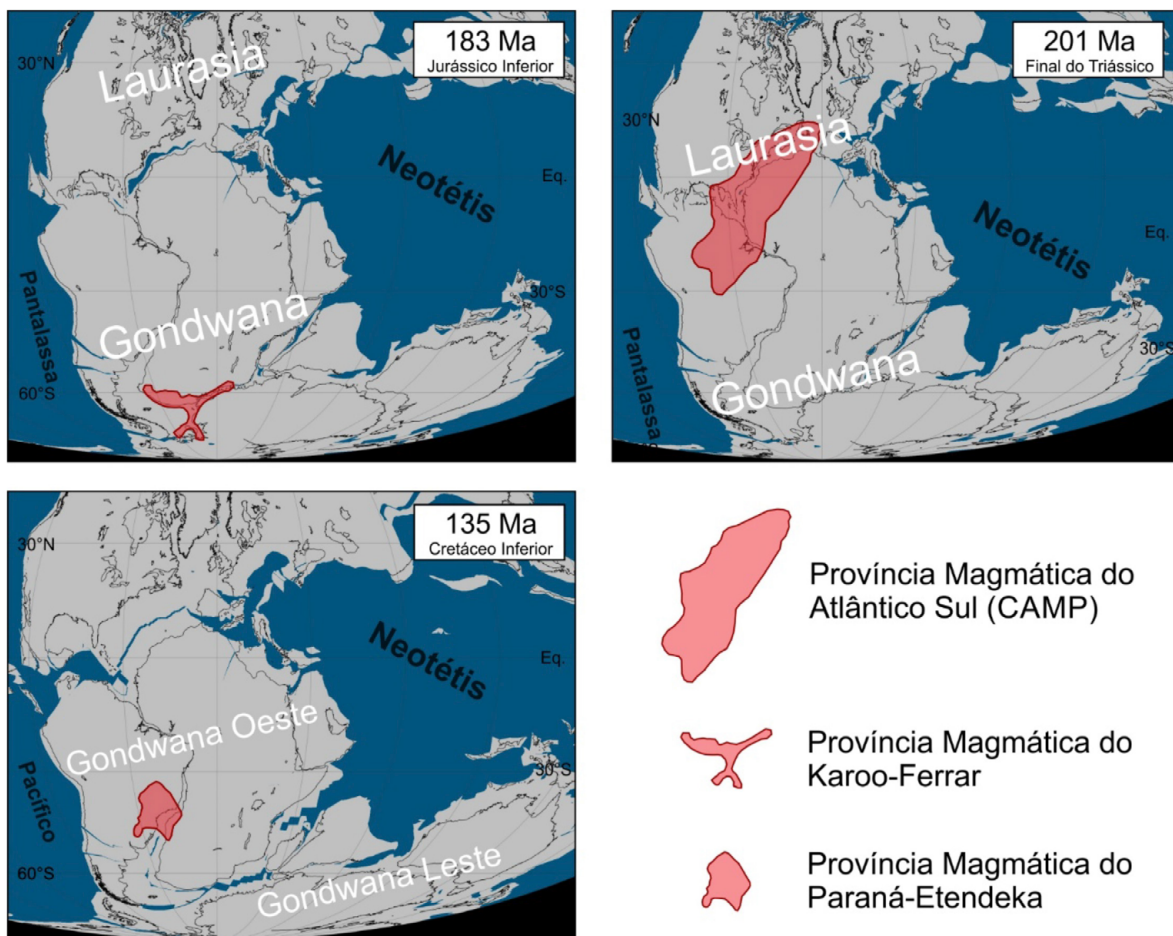


Figura 2.2.3: Reconstrução de placas que ilustram a configuração dos paleocontinentes e o posicionamento das plumas mantélicas para 201 Ma (Província Magmática do Atlântico Central), 183 Ma (Karoo e Ferrar) e 135 Ma (Paraná-Etendeka). Modificado de Matthews *et al.* (2016) e Svensen *et al.* (2017).

### 2.3. Terrenos do embasamento da futura margem sul-sudeste brasileira

A formação do Gondwana Ocidental aglutinou distintos blocos crustais de diferentes idades e características termomecânicas, configurando um mosaico de terrenos separados por descontinuidades regionais. A principal sutura entre os terrenos convergentes neoproterozoicos segue o *trend* atual da Faixa Dobrada Ribeira (Figura 2.3.1) e constitui a zona de fraqueza primária onde o futuro Oceano Atlântico se desenvolveu (Almeida *et al.*, 2013) ao longo das suturas mais novas (últimas) formadas na amalgamação do Gondwana (Schmitt *et al.*, 2018).

As margens conjugadas do Atlântico Sul diferem uma da outra em sua configuração e feições geotectônicas. No lado sul-americano quase toda a borda continental é limitada por orógenos e faixas móveis. O sistema Araçuaí-Ribeira-Dom Feliciano ocupa o sudeste brasileiro. O sistema orogênico Araçuaí-Ribeira, de direção NE, trunca ortogonalmente a Faixa Brasília (de direção NW) localizada na borda oeste do Cráton São Francisco. O Orógeno Ribeira é separado do Orógeno Dom Feliciano pelo Cráton Luís Alves (Figura 2.3.1). Ao longo da costa sudeste da América do Sul, os pequenos fragmentos de crátons são representados apenas pelo Luís Alves e Rio de la Plata (Schmitt *et al.*, 2018).

A Faixa Orogênica Damara separa os crátons Angola e Kalahari e é considerada um braço da junção tríplice Pan-Africana formada também pelas faixas Kaoko e Gariep (Gray *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2013). O Cráton Kalahari

abrange grande parte da África do Sul e é limitado ao sul pela Faixa Dobrada do Cabo, que tem a sua continuidade na América do Sul na Faixa Sierra de la Ventana (Rapela *et al.*, 2003).

Os terrenos de embasamento na Margem Sudeste brasileira estão orientados na direção NE-SW, dispendo-se paralelamente à linha de costa por mais de 3000 km, desde o Espírito Santo até o Uruguai. Esses terrenos estão agrupados na Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981) e são considerados um sistema orogênico composto pelos orógenos Araçuaí e Ribeira ao norte e pelo cinturão Dom Feliciano ao sul.

Parte do sudeste brasileiro é caracterizado por terrenos que correspondem a diferentes estágios de colisões: terrenos Ocidental, Oriental e Cabo Frio, de norte a sul, contidos na Faixa Ribeira. O primeiro estágio colisional ocorreu aproximadamente a 580 Ma e resultou em convergência de leste a oeste com subducção seguida de colisão continental. A zona de sutura associada tem mais que 400 km de extensão e forma um limite tectônico chamado de Central Tectonic Boundary (CTB), o qual separa uma margem passiva do paleocontinente do São Francisco (terreno Ocidental) da microplaca do arco magmático Rio Negro, que representa o terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 2008, Figura 2.3.1). O segundo estágio colisional correu em 540 Ma, com a colisão do terreno Cabo Frio, o qual tem afinidade tectônica com a África, apresentando pegmatitos pós-tectônicos de idade 440 Ma associados a um terreno exótico à Faixa Ribeira (Schmitt *et al.*, 2008).

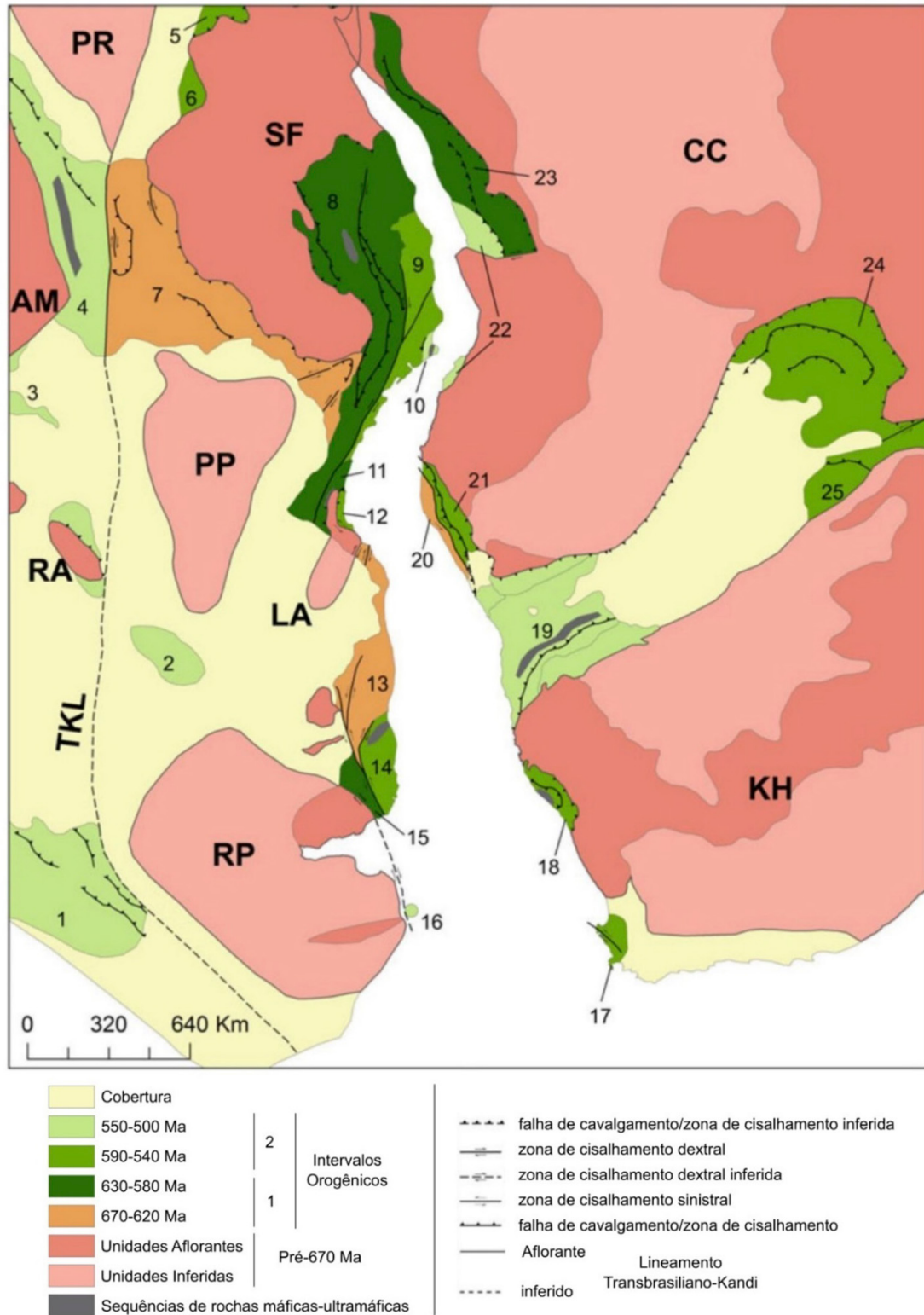


Figura 2.3.1: Unidades geológicas que compõem a parte do sudoeste do Gondwana. Letras e números representam crátons e faixas móveis Gondwânicas. AM Amazônia; PR Parnaíba; SF São Francisco; PP Paranapanema; LA Luís Alves; RA Rio Apa; RP Rio de La Plata; KH Kalahari; CC Congo. 1 – Pampeana; 2- Caapucú High; 3 – Paraguai; 4 – Araguaia; 5 – Borborema (Sul); 6 – Rio Preto; 7 – Brasília; 8 – Araçuaí (oeste) –Ribeira (Paraíba/Embu) e Apiaí-Araçuaí (leste) e Terreno Ocidental; 9 – Ribeira (Terreno Oriental); 10 – Domínio tectônico Cabo Frio; 11 – Terreno Curitiba; 12 – Terreno Paranaguá; 13 – Dom Feliciano; 14 – Cuchilla Dionísio; 15 – Nico Pérez; 16 – Terreno Mar del Plata; 17 – Saldania; 18 – Gariiep; 19 – Damara; 20 – Kaoko (litorâneo); 21 – Kaoko (Central-Leste); 22 – Angola; 23 – Congo Oeste; 24 – Lufilian; 25 Zambesi. TKL Lineamento Tansbrasiliano-Kandi. Modificado de Schmitt *et al.* (2018).

Estimativas indicam que, possivelmente, 250 km de crosta continental estejam escondidos e deformados entre as bacias marginais brasileiras e africanas (Chang *et al.*, 1992; Schmitt *et al.*, 2008), o que corresponde à quase totalidade da largura atual aflorante da Faixa Ribeira. Com isso, o terreno Cabo Frio pode ser muito mais largo do que parece e deve conter alguma evidência relacionada à evolução paleozoica do Gondwana, assim como outros terrenos submersos (Schmitt *et al.*, 2008). Descobertas recentes de rochas continentais na Elevação do Rio Grande (Santos *et al.*, 2014) reforçam a ideia de uma litosfera Gondwânica remanescente existente entre os continentes sul-americano e africano, que neste caso representa um terreno entre a Faixa Dom Feliciano (630–600 Ma) e sua contraparte Faixa Kaoko, evoluindo até o Cambriano (Schmitt *et al.*, 2018).

#### 2.4. O prenúncio de uma ruptura crustal

O rifteamento do paleocontinente Gondwana representa um processo longo, iniciado ainda no Jurássico por volta de 180 Ma (Riley *et al.*, 2004), com o registro do magmatismo toleítico-alcalino associado às províncias magmáticas gigantes do Karoo e Ferrar (Figura 2.2.3), localizadas no SW do Gondwana (Sul da África e Antártica, respectivamente). Os derrames de lava constituintes dessas províncias ocorrem e recobrem sedimentos eólicos do Jurássico Inferior e Triássico, interpretados como campos de dunas, as quais refletem condições de bacias isoladas e formadas mediante o clima quente e árido (Veevers, 1994; Zalán, 2004; Johnson, 2006). Embora derrames como

os do Karoo não sejam encontrados na Bacia do Paraná, podemos dizer que sequências sedimentares cronocorrelatas às que jazem sob as rochas sul-africanas são aquelas que compõem a Formação Santa Maria (Nyambe & Utting, 1997; Zerfass *et al.*, 2005; Miller, 2008; Modie & Hérisse, 2009). Passados 50 Ma do evento magmático Karoo, mais precisamente no Eocretáceo, entre 135–131 Ma (Renne *et al.*, 1992; Peate *et al.*, 1992; Baksi, 2018), a extrusão de expressivo volume de lavas basálticas (relacionadas à Província Magmática Paraná-Etendeka) abrangeu o centro-oeste, sul e sudeste brasileiro, bem como o oeste da Namíbia, anuncia o início do rifteamento que culmina com a separação dos continentes sul-americano e africano (Almeida *et al.*, 2021). Neste período, o paleoclima desértico persiste, com registro marcado pela intercalação de rochas vulcânicas e arenitos eólicos das Formações Botucatu na Bacia do Paraná e Etjo no Noroeste da Namíbia (Jerram *et al.*, 1999; Mountney *et al.*, 1999). Como registro mais jovem da Província Paraná-Etendeka, registram-se idades de 132–128 Ma para os sistemas de diques do sudeste brasileiro e sudoeste africano (Deckart *et al.*, 1998; Kirstein *et al.*, 2001; Trumbull *et al.*, 2007). A disposição dos sistemas de diques se dá segundo três orientações bem definidas: E-W, NE e NW, marcando o que pode ser interpretado como sendo uma junção tríplice fossilizada (McMaster *et al.*, 2019; Almeida *et al.*, 2021). Seguindo o *trend* E-W (no mapa reconstruído para a idade de 139 Ma, ver Figura 2.4.1), o sistema de diques que marca o eixo do Arco de Ponta Grossa representaria um dos ramos abortados da junção tríplice. Seguindo o *trend* NE, os enxames de diques da Serra do

Mar e Florianópolis acompanham o *trend* regional da Faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 2013). No lado africano, o sistema de diques Skeleton conforma o último braço do que seria a junção tríplice (McMaster *et al.*, 2019). Uma provável explicação para a convivência harmoniosa entre os sistemas de diques é da formação das rupturas relacionadas a esforços trativos multidirecionais associados ao domeamento regional e deflagrados pelo soerguimento térmico induzido pela Pluma de Tristão da Cunha (Heit *et al.*, 2015; Jegen *et al.*, 2016), com possível influência do fluxo

mantélico sob a mesma região da América do Sul (Burke *et al.*, 2008). Essa interpretação é corroborada por estudos de paleoesforços (Salomon *et al.*, 2015). A partir dos modelos dinâmicos em escala de placas, Morgan *et al.* (2020) demonstraram, que o fluxo de material fundido sob o supercontinente Gondwana Ocidental não foi apenas responsável pelo soerguimento de todo setor sul do paleocontinente, mas também acompanhou praticamente todo o processo de ruptura e estruturação interna entre as bacias do Espírito Santo e Pelotas (Figura 2.4.2).

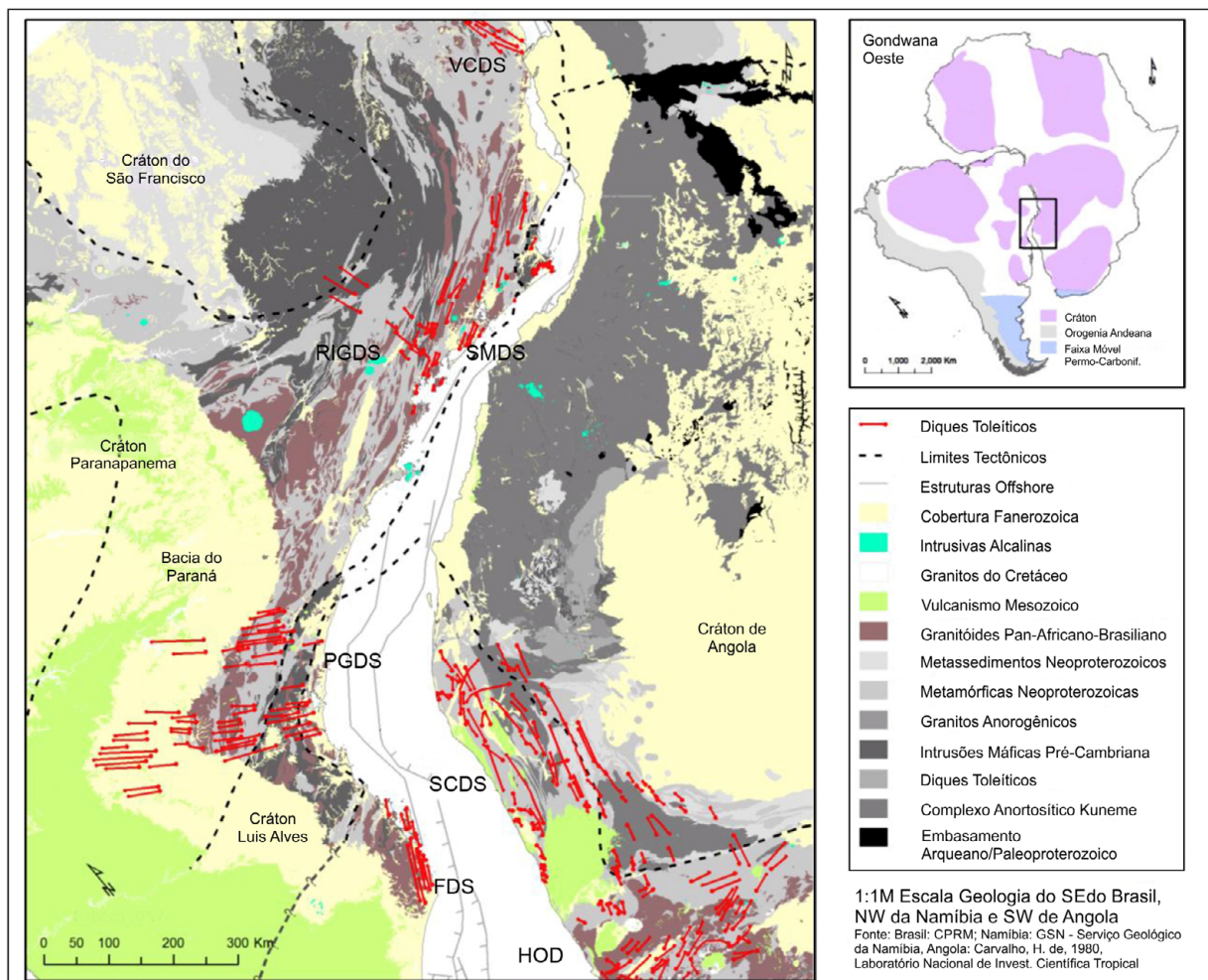


Figura 2.4.1: Mapa tectônico integrado do setor SW do supercontinente Gondwana, reconstruído para 139 Ma. Encontram-se representados no mapa os principais domínios do embasamento bem como as famílias de diques com seus respectivos nomes. Enxames de diques (*Dyke Swarms* – DS): VCDS, Vitória Colatina; SMDS, Serra do Mar; RIGDS, Resende Ilha Grande; PGDS, Ponta Grossa Guapiara; SCDS, Skeleton Coast; FDS, Florianópolis; HODS, Henties Bay. Almeida *et al.* (2021).

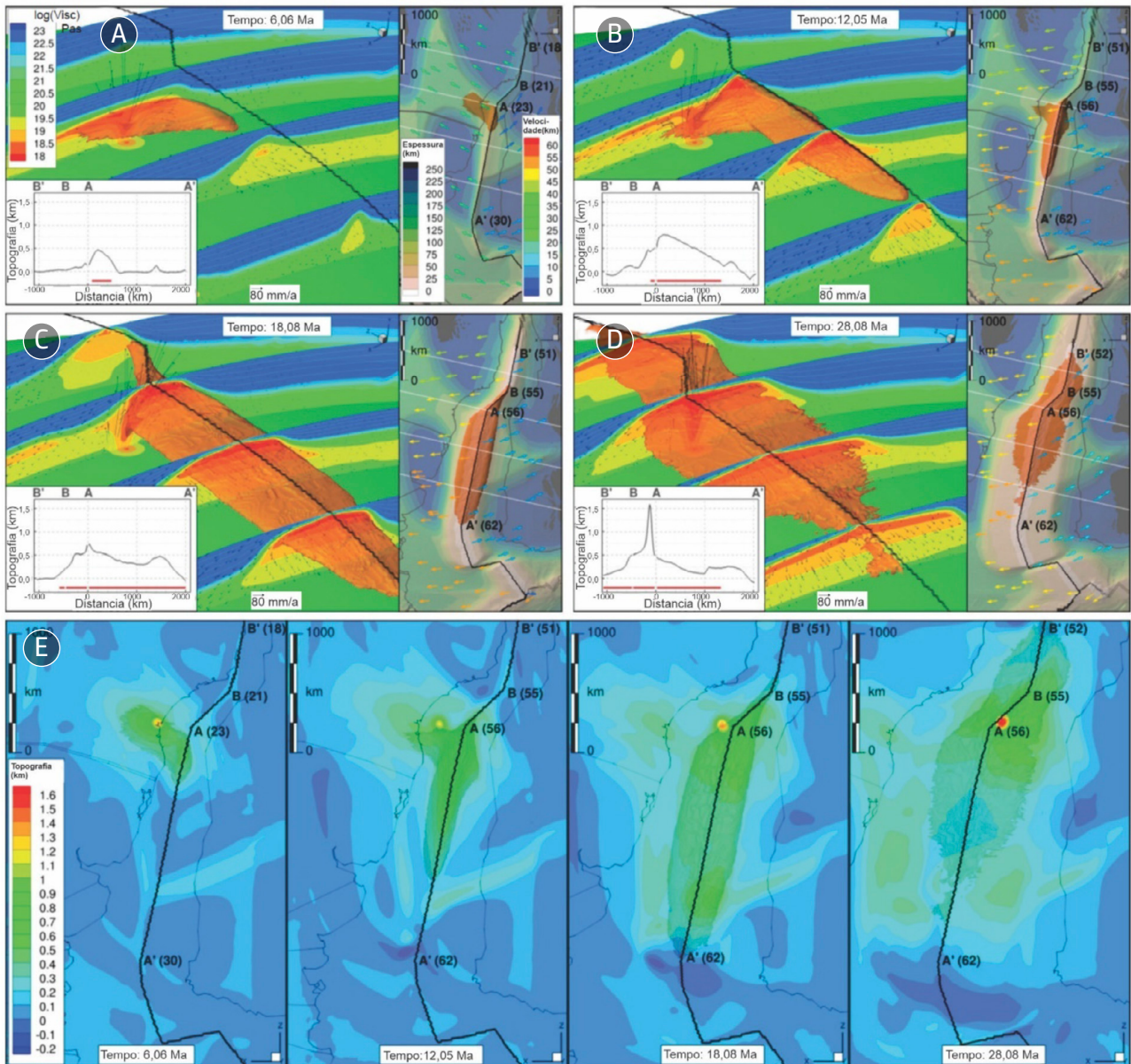


Figura 2.4.2: Cenários evolutivos do fluxo de material fundido derivado da Pluma de Tristão da Cunha abaixo do setor central do Oceano Atlântico Sul. O modelo assume velocidade de fluxo de  $15 \text{ km}^3/\text{ano}$  com a cabeça da pluma iniciando na altura do Arco de Ponta Grossa (Localização em Morgan *et al.*, 2020) 4b) A–D). Capturas do topo do experimento dinâmico tridimensional simula o transporte lateral sublitosférico do material fundido, oriundo da Pluma de Tristão da Cunha, sob os terrenos do proto-oceano Atlântico Sul. (E) Captura do topo do modelo mostra o efeito da pluma na conformação do relevo. (A–D) Mostra a geometria do fluxo de material em diferentes momentos depois do início da simulação: (A) 6.06 Ma (e.g.,  $\sim 123 \text{ Ma}$ ), (B) 12.05 Ma ( $\sim 117 \text{ Ma}$ ), (C) 18.08 Ma ( $\sim 112 \text{ Ma}$ ) e (D) 28.08 Ma ( $\sim 102 \text{ Ma}$ ). Cada quadro mostra uma visão em perspectiva da geometria do material fundido projetada sobre a topografia, bem como em seções obtidas pelo corte do resultado tridimensional. A tabela de cores mostra a viscosidade em Pascal (Pas), ilustrada em escala logarítmica (escala de cores ilustrada em A). O campo de velocidades é representado pelas setas ilustradas nas seções. Isotermas são dispostas a cada  $200 \text{ }^\circ\text{C}$ . A linha preta representa os limites de placa. A superfície referente à temperatura de  $1,170 \text{ }^\circ\text{C}$  é colorida com função da profundidade, conforme ilustrado na escala de cores do quadro A. A linha cinza representa as linhas de costa usadas na reconstrução de placas. Os números entre parênteses referem-se às velocidades totais de abertura em mm/ano. (E) Mapa de cores mostra a contribuição da pluma a anomalia topográfica relativa ao domeamento sin-rifte (em km). Modificado de Morgan *et al.* (2020).

Desde o EoJurássico até o Neocretáceo, os processos magmáticos marcados por derrames de lavas e diques associados entalharam na crosta as futuras zonas de ruptura, onde se localizariam os eixos de expansão cretácea do sistema

de riftes do sudeste do Brasil. O modo de localização, segundo o *trend* NE, remonta às influências da trama pretérita do embasamento na focalização de rupturas que possibilitaram a abertura continental segundo aquela direção.

### 3. A FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL

No domínio tectônico, onde se instalou a margem continental do sul e sudeste do Brasil, que compreende o Atlântico Sul Central e Austral (Moulin *et al.*, 2010), a direção de movimento dos continentes, conforme indicada pelas reconstruções de placa, procedeu-se segundo a direção ENE-WSW no período Eocretáceo (Aslanian *et al.* 2009, Torsvik *et al.* 2009, Heine *et al.* 2013, Eagles *et al.* 2015), tendo se iniciado mais a sul nas bacias das Falklands, Orange, Colorado e Salado (Stoakes *et al.*, 1991; Maslanyj *et al.*, 1992; Clemson, 1997; Séranne & Anka, 2005; Heine *et al.*, 2013, Figura 3.1). A norte, as bacias de Pelotas, Santos, Campos, Espírito Santo e suas conjugadas Namíbia, Namibe, Kwanza e Benguela, experimentavam forte soerguimento, erosão e deformação distribuída. Desse grupo de bacias, Pelotas e Namíbia diferem das demais por apresentarem volumoso magmatismo extrusivo, expresso na forma de cunhas progradantes de derrames vulcânicos, mergulhantes para o oceano (SDR – *Seaward Dipping Reflectors*). Soma-se a essa característica o perfil de afinamento abrupto e a ausência da camada de sal. As sequências progradantes de rochas

vulcânicas são progressivamente mais jovens bacia adentro (sentido leste na margem brasileira), sendo que as relações de *onlap* e truncamento entre elas indicam que foram geradas durante episódios progressivos de subsidência tectônica distal e arrefecimento termal proximal. As cunhas de SDRs ocorrem sobrepostas aos derrames basálticos e depósitos eólicos, da sequência Paraná-Etendeka, os quais são considerados como uma unidade pré-rifte. Contrastes de densidade entre diferentes sequências vulcânicas sin-rifte, na Bacia de Pelotas, sugerem a possibilidade de intercalações *intertraps* sedimentares no interior dos derrames (Harkin *et al.*, 2020).

As margens rifteadas conjugadas ao norte da Bacia de Pelotas apresentam características muito semelhantes em escala regional, como perfil de afinamento crustal, sendo definidos os domínios (proximal, distal e oceânico), compartimentação do sistema rifte por altos e baixos estruturais segmentados por zonas de transferência, plataformas rasas proximais e bacias profundas, bem como regiões distais de crosta transicional (magmática, continental injetada por diques, crosta inferior exumada e/ou manto exumado e crosta proto-oceânica), Figura 3.2.

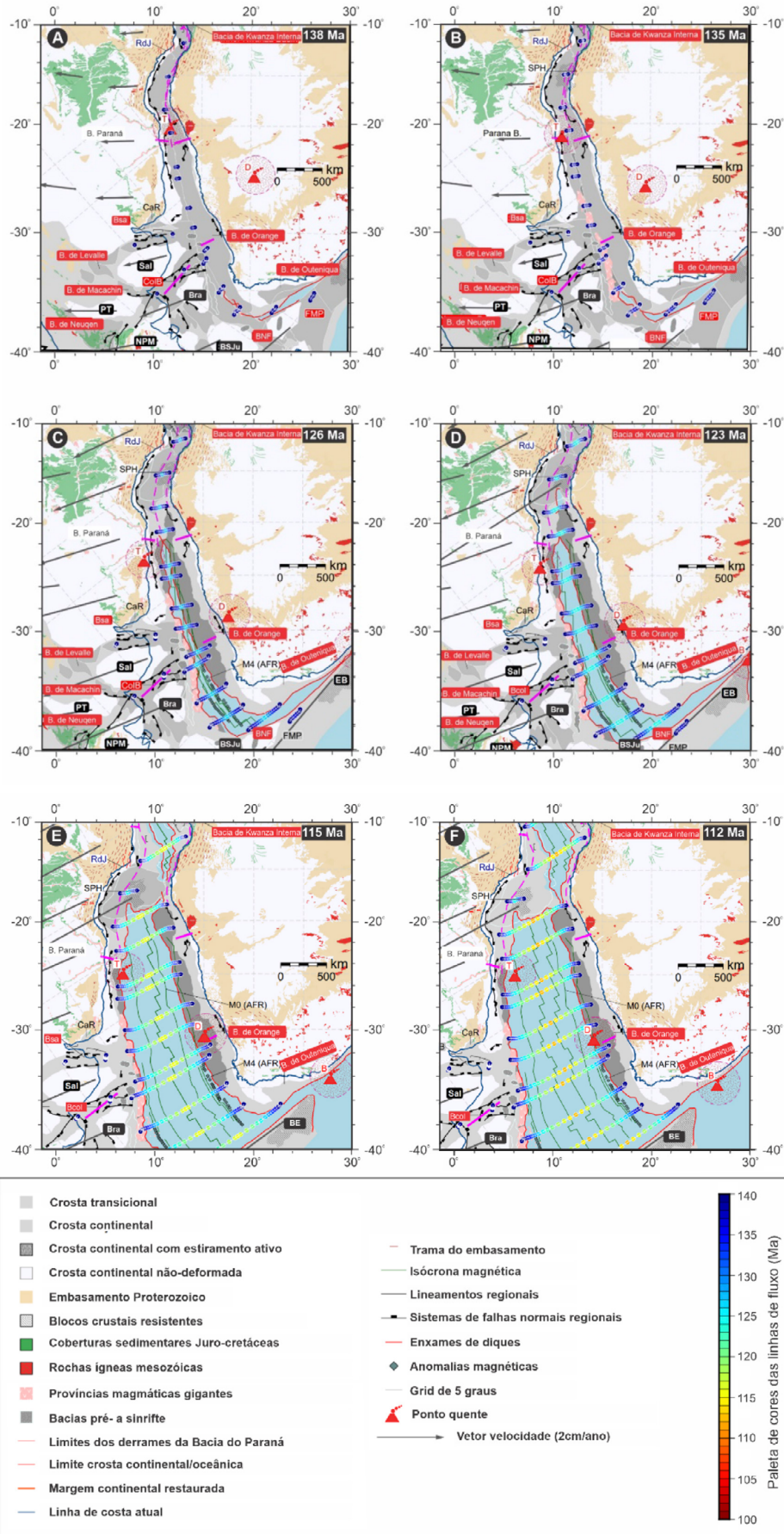


Figura 3.1: Reconstrução de placas para o período de quebra continental do Gondwana Ocidental e início da formação do Oceano Atlântico Sul (Heine *et al.*, 2013).

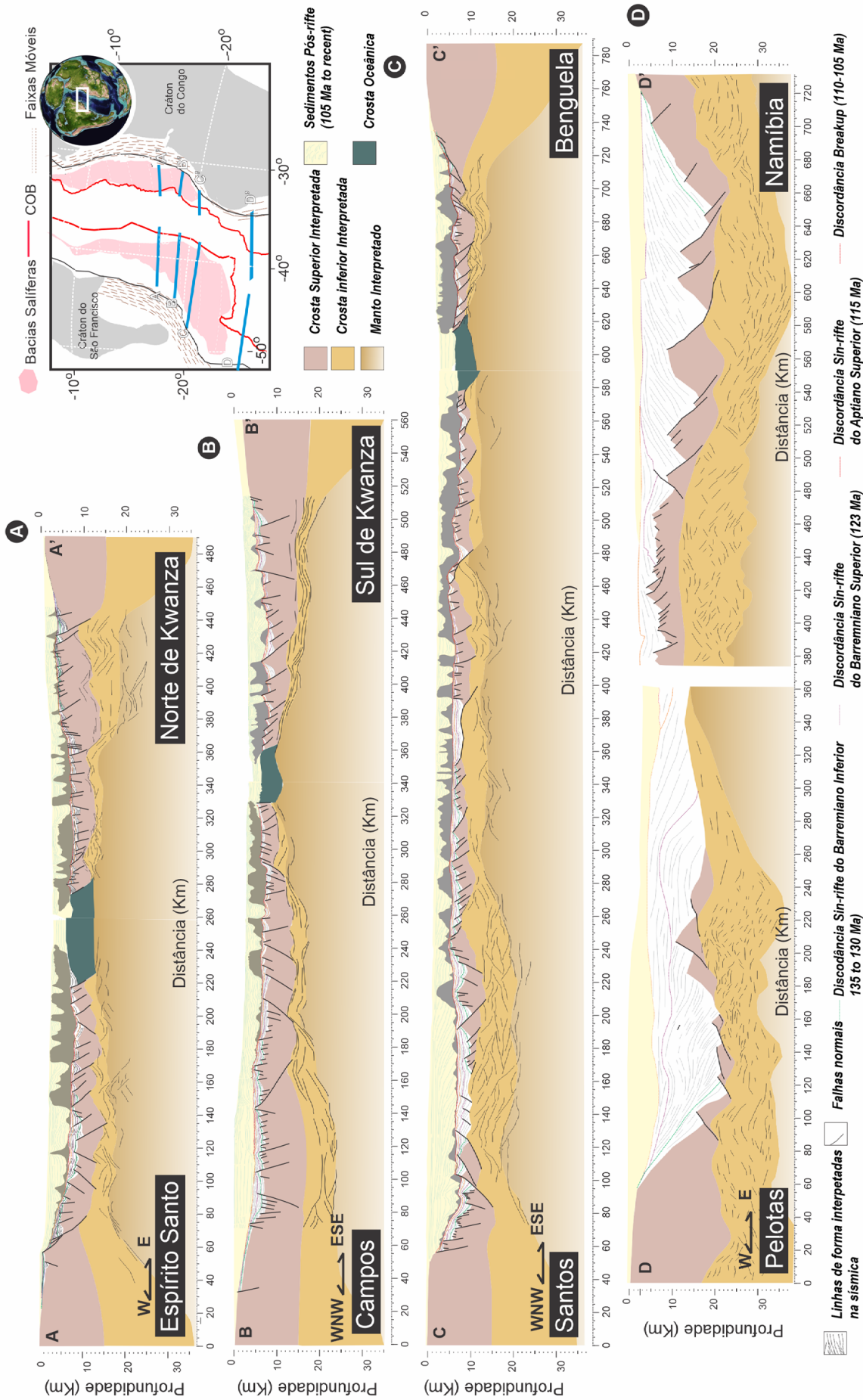


Figura 3.2: Modelos geológico-geofísicos regionais para as bacias marginais rifteadas do Atlântico Sul.

### 3.1. Margem rica versus pobre em magma e processos envolvendo deformação rifte

O entendimento da dinâmica do estiramento litosférico, sobretudo quanto à expressão na crosta, teve um salto de conhecimento nas décadas de 1990 e 2000. A conclusão de que afinamentos litosféricos são fortemente condicionados por características de primeira ordem, predominantemente ligados à combinação entre a atuação dos esforços, composição original, estrutura térmica da litosfera e herança tectônica (Manatschal *et al.*, 2015), levou à compreensão de que as estruturas responsáveis pelos processos tectônicos – que ocorrem como um contínuo evolutivo, repleto de transformações físicas –, são retroalimentadas por mudanças de comportamento mecânico.

No final da década de 1980 e início dos anos 1990, dados sísmicos e amostragens em poços das porções distais das margens da Ibéria e Newfoundland, levaram ao melhor entendimento da natureza da transição entre crosta oceânica e continental (COT – *Continent Ocean Transition*), (Boillot & Winterer, 1988). Tais observações inspiraram geólogos atuantes nos afloramentos dos Alpes Suíços a juntar elementos arquiteturais, gerando modelos conceituais que explicavam, com base

em observações de campo e dados sísmicos, desde os processos relacionados aos primeiros incrementos do estiramento continental até a inserção da primeira crosta oceânica, em ambientes com pouco suprimento magmático (Froitzneim & Manatschal, 1996; Manatschal, 2004). Surgiu, então, o modelo evolutivo de margens pobres em magma, caracterizadas por volumes pequenos de magma sin-rifte e exumação de manto subcontinental no COT ao longo de sistemas de falhas de descolamento (Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009; Sutra & Manatschal, 2012). Na mesma época, o grande número de informações de sísmica *onshore* e *offshore*, em especial no extremo norte do Oceano Atlântico, impulsionou o desenvolvimento do modelo de afinamento crustal fortemente condicionado por processos magmáticos, como modelo de margem vulcânica ou de margens ricas em magma (Mutter, 1985; Callot *et al.*, 2002; Callot & Geoffroy, 2004; Gernigon *et al.*, 2004; Geoffroy, 2005). Essas margens são caracterizadas por cunhas espessas, em alguns casos superiores a 15 km de derrames vulcânicos mergulhantes para o oceano (SDRs), intercalados com sedimentos, paleossolos e, eventualmente, intrudidos por *sills* (Mutter, 1985). Em níveis profundos, é comum a presença de corpos de alta velocidade posicionados na base da crosta, muitas vezes

descritos como *underplating* (HVLCB – *High Velocity Lower Crustal Bodies*); 7,2–7,5 km/s (White *et al.*, 1987; Talwani & Abreu, 2000).

Os modelos de margens ricas e pobres em magma serviram para incrementar o conhecimento dos processos tectonomagmáticos e sedimentares, o que permitiu o melhor entendimento da natureza da zona de transição entre as crostas (continental e oceânica) que compõem as porções distais das margens rifteadas. Todavia, após quase duas décadas de discussões, as aplicações e analogias de ambos os modelos passaram a convergir no início dos anos 2000, quando dezenas de modelos numéricos demonstraram que o estilo tectônico, o perfil de afinamento (Huisman & Beaumont, 2008), a distribuição de sedimentos e natureza da crosta transicional em margens rifteadas (Lavie & Manatschal, 2006; Ros *et al.*, 2017; Andrés-Martínez *et al.*, 2019) seriam função da espessura crustal (Svartman Dias *et al.*, 2015), velocidade de distensão, reologia, composição do manto e herança do embasamento (Minshull *et al.*, 2001; Nielsen & Hopper, 2004; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2006; Fletcher *et al.*, 2009; Davis & Lavie, 2017). Modelos numéricos com foco nesses parâmetros foram capazes de gerar diversas configurações intrabaciais, com abundância e/ou proporção

relativa entre os preenchimentos magmáticos e sedimentares similares aos observados em diversas margens rifteadas mundo afora (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2020; Sapin *et al.*, 2021; Muldashev *et al.*, 2021).

Como consequência dos modelos numéricos recentes, Sapin *et al.* (2021) inserem todo um espectro de margens rifteadas entre os membros ricos e pobres em magma, acrescentando um terceiro eixo de classificação que descreve a natureza reológica pretérita da crosta. Efeito anteriormente descrito por Ros *et al.* (2017), que demonstraram a influência da reologia da crosta inferior na competição entre os processos magmáticos e de serpentinização do manto, ocorridos na margem imediatamente antes da ruptura continental e inserção da primeira crosta oceânica. Resposta similar foi obtida por Pérez-Gussinyé *et al.* (2020); nesse caso investigaram os efeitos do perfil de resistência crustal no modo de localização e migração de depocentros sedimentares e discordâncias. De modo simplificado, margens ricas e pobres em magma podem ser explicadas, qualitativamente, observando-se um gráfico triangular contendo nos vértices viscosidade (resistência ao fluxo), taxa de deformação e espessura crustal (Figura 3.1.1).

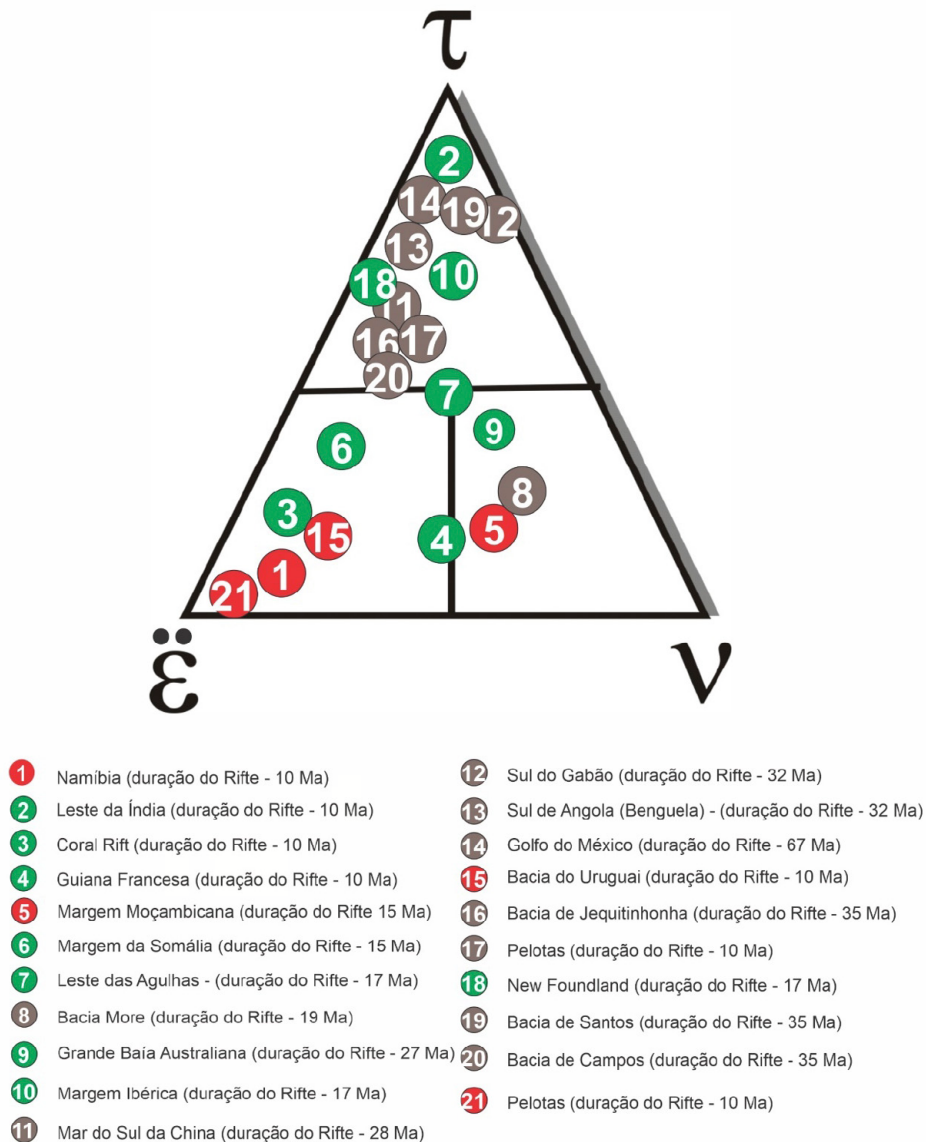


Figura 3.1.1: Visualização de alguns arquétipos de margens rifteadas plotados num gráfico triangular definido por espessura crustal ( $\tau$ ), velocidade de separação ( $\varepsilon$ ) e reologia ( $v$ ). Note que as margens ricas em magma (círculos vermelhos) se localizam no canto dominado por maiores velocidades de separação, enquanto as margens pobres em magma (círculos verdes) ficam dispersas pelo gráfico dependendo da influência dos outros dois parâmetros. Já as margens “normais” (círculos cinzas) são marcadas pela proporcionalidade entre preenchimento sedimentar e magmático, relativos à quantidade de estiramento (vide Figura 3.1.2). Elaborado a partir de dados de Clerc *et al.* (2018); Sapin *et al.* (2021).

Uma forma de entender as relações entre estiramento crustal e formação de margens ricas e pobres em magma é retornar ao modelo unidimensional de geração de magma em sistemas de rifte, proposto por White &

McKenzie (1989). Na Figura 3.1.2, o fator de estiramento 2 representa o valor típico encontrado em riftes intracontinentais e/ou porções proximais de margens rifteadas. Já fatores de ordem de 5 estão associados a

situações de crosta hiperestendida, quando a litosfera é rompida e injetada pelos primeiros representantes de crosta oceânica, enquanto o fator beta de 50 representa os produtos da ascensão astenosférica abaixo das dorsais oceânicas. Para cada caso é mostrado o espectro de dimensionadores mecânicos e espessuras litosféricas continentais não deformadas, cobrindo uma ampla gama das margens rifteadas estudadas pelo mundo.

A condição de contorno para obtenção de produtos magmáticos, à medida que se afina a litosfera por um determinado fator  $\beta$ ,

pode ser visualizada na Figura 3.1.3. Bacias que atendem a essa relação representariam as margens rifteadas normais, cujos fatores de afinamento  $\beta$  respondem às predições do suprimento sedimentar e magmático explicados pelas equações de subsidência e decompressão adiabática, respectivamente. Dessa forma, margens ricas e pobres em magma, no diagrama de White e Mckenzie (1989), teriam a quantidade de magma controlada e ditada por variações na temperatura potencial do manto e/ou (conforme o gráfico da Figura 3.1.1) por variações na velocidade de separação continental.

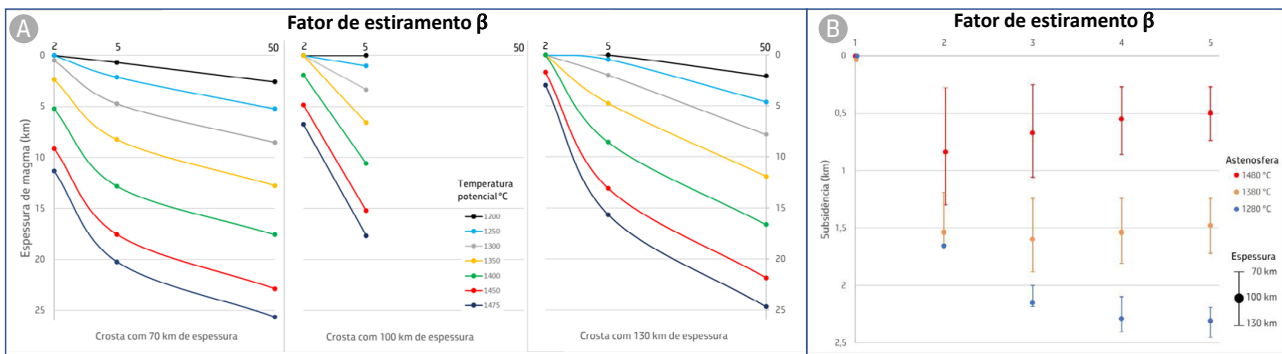


Figura 3.1.2: A) Espessura de material fundido gerado por decompressão adiabática do manto astenosférico para um dado espectro de temperaturas e fatores de estiramento ( $\beta$ ). Os gráficos mostram espessuras de magma para o limite mecânico entre astenosfera e litosfera localizado a 70, 100 e 130 km de profundidade, com fatores de estiramento de 2, 5 e 50. No eixo das abscissas temos a distribuição de temperaturas calculadas, e nas ordenadas a referida espessura de magma gerado nas dorsais oceânicas. Os resultados são calculados para temperaturas potenciais do manto que vão de 1200oC (normal), até 1475oC com incrementos de 50°C. B) Subsidência em função da quantidade de estiramento. Os cálculos de subsidência incluem os efeitos do afinamento da litosférico e do magmatismo gerado pela decompressão adiabática da astenosfera ascendente. São apresentados três cenários baseados nas temperaturas potenciais do manto de 1280°C (normal), 1380°C e 1480°C. Para cada temperatura, as curvas de subsidência mostram três espessuras iniciais para os limites mecânicos definidos e A. Gráficos baseados em White & Mckenzie (1989).

Na Figura 3.1.2, observam-se as curvas de subsidência obtidas para cada faixa de temperatura e seus respectivos fatores de estiramento. Ao seguir o raciocínio das figuras de White e McKenzie (1989), concluímos que para um mesmo fator de estiramento  $\beta$ , os membros extremos necessitam de temperaturas potenciais do manto altas para os representantes ricos em magma e baixas para os pobres em magma. A consequência disso é observada nas diferentes histórias de subsidência, que nos membros ricos em magma experimenta manutenção de profundidades menores, provavelmente perdurando no tempo geológico pela persistência na assinatura do componente de soerguimento termal, implantado desde as fases iniciais de acreção magmática. Dessa forma entendemos margens ricas e pobres em magma como partes (*end-members*) de um mesmo processo, diferenciados na estrutura térmica; histórias de subsidência e soerguimento. Margens pobres em magma ocupariam o extremo frio com forte subsidência tectônica, sendo o outro extremo ocupado por bacias com estrutura térmica muito quente, com forte componente ígneo e elevadas taxas de soerguimento termal.

De acordo com o gráfico triangular da Figura 3.1.1, podemos posicionar bacias nos campos de baixa T (baixa velocidade de distensão) e alta T (alta velocidade de distensão). O efeito da velocidade de distensão é demonstrado por Pérez-Gussinyé *et al.* (2006) e Lundin *et al.* (2014). A partir dos modelos dinâmicos, Pérez-Gussinyé *et al.* (2006) demonstraram que pouco ou nenhum produto magmático é gerado para velocidades de distensão inferiores a 6 mm/ano, enquanto para velocidades superiores a 10 mm/ano a acreção magmática sobrepuja a exumação de manto subcontinental, gerando margens com alto suprimento magmático (Figura 3.1.3).

Corroborando com essa ideia, Brune *et al.* (2014) e Lundin *et al.* (2018) indicam que o aumento nas velocidades de separação tem como resultado a rápida ascensão astenosférica com produção excessiva de magma. Nesse contexto, o ramo do Oceano Atlântico (contido entre as bacias do Espírito Santo e Pelotas) estaria incluído na gama de velocidades superiores 8 mm/ano, com a Bacia de Pelotas inserida no domínio de velocidades acima de 10 mm/ano (Figura 3.1.4).

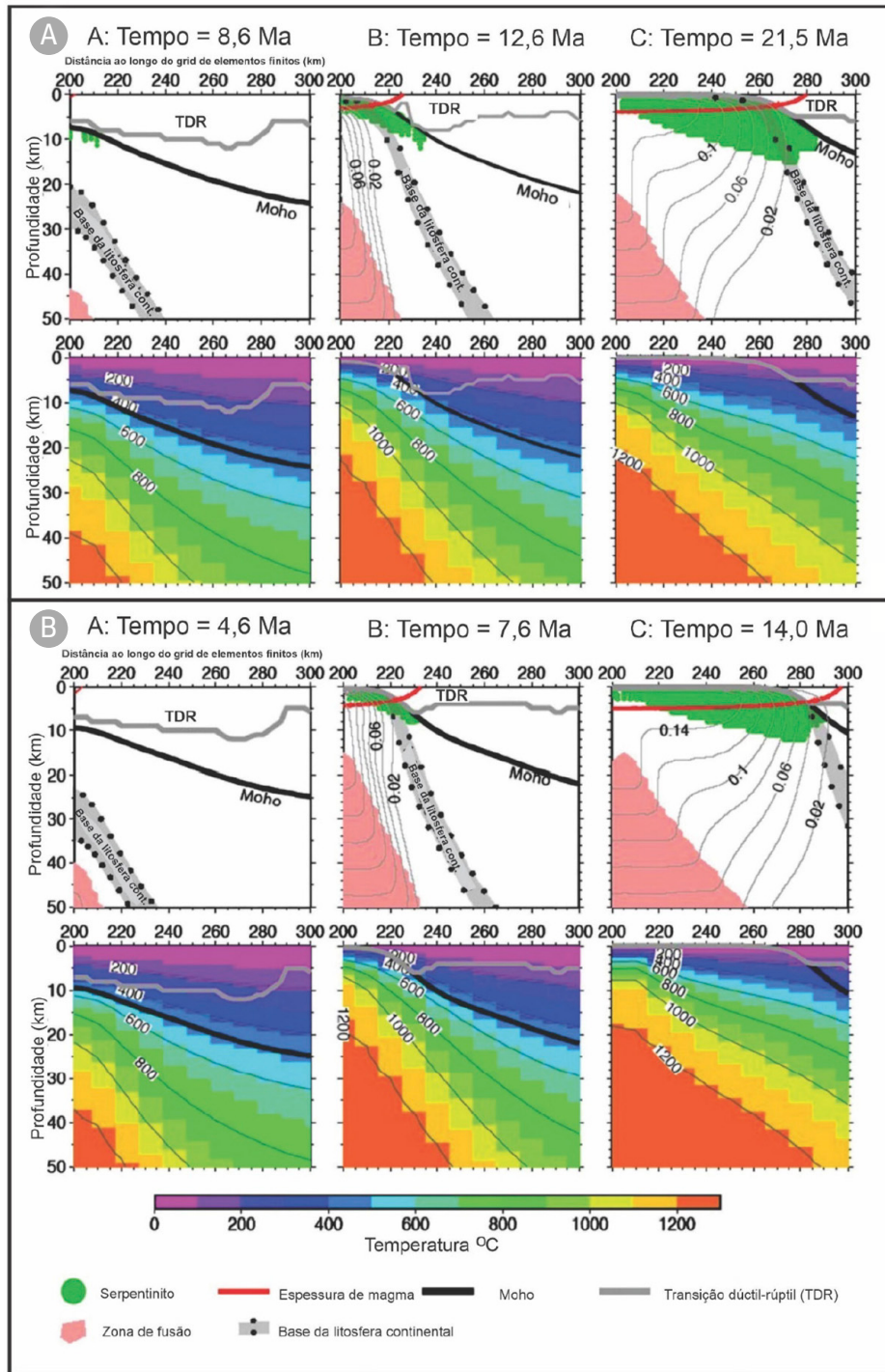


Figura 3.1.3: Resultado de modelo dinâmico para velocidades de separação de 6 mm/ano obtido por simulação com método de elementos finitos para temperaturas potenciais do manto de 1300 °C. São mostrados três passos de tempo para dois casos: (A) velocidades de 6 mm/ano e (B) velocidades de 10 mm/ano. São apresentados três detalhamentos para cada caso, sendo o primeiro (A) quando a crosta como um todo se torna rúptil; o segundo (B) quando na primeira exposição do manto abaixo dos sedimentos; e o terceiro (C) quando ocorre a contínua produção de magma. Para cada conjunto de velocidades, os gráficos superiores mostram a transição dúctil-rúptil (BDT), Moho, manto serpentinizado e a base da litosfera continental; a Moho, manto serpentinizado e base da litosfera são rastreados no tempo. A área de magma produzido para cada passo de tempo é colorida em rosa. As curvas de contorno cinzas demonstram a quantidade de empobrecimento do manto residual após a fusão. Os contornos são delineados a cada 0.01, o que corresponde a 1% de depleção magmática. A linha vermelha demonstra a espessura total acumulada de material fundido que seria colocada na crosta, caso todo o material fundido se colocasse no eixo do rifte, movendo-se lateralmente conforme a velocidade prescrita no experimento. As figuras inferiores de cada um dos grupos mostram as temperaturas correspondentes a cada passo de tempo, sobrepostas a posição da Moho e da transição dúctil-rúptil. Modificado de Pérez-Gussinyé *et al.* (2006).

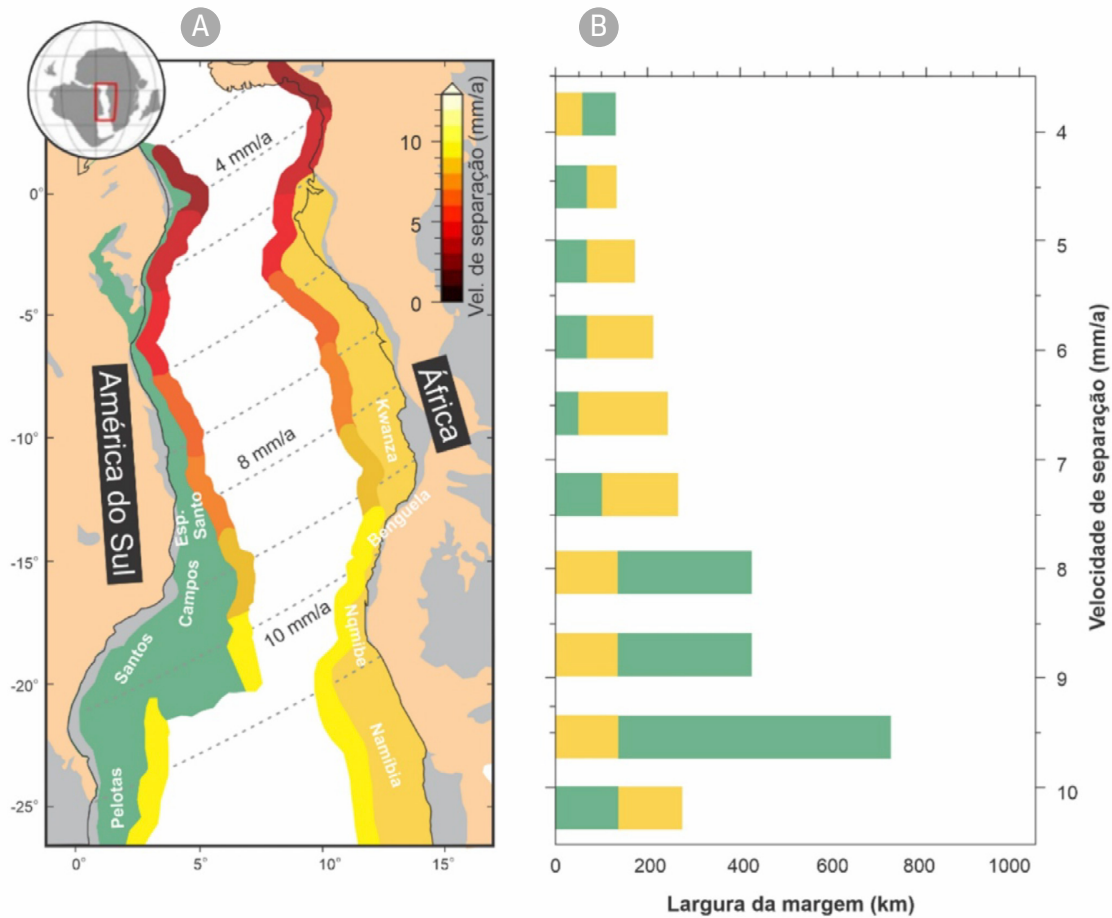


Figura 3.1.4: (A) Segmento central do Oceano Atlântico Sul mostra a configuração pós *breakup*. A crosta continental estirada é colorida por placa (laranja na África e verde no lado brasileiro). O limite de ocorrência da primeira crosta oceânica baseia-se em diversos mapas sísmicos e de métodos potenciais, publicados na indústria do petróleo (vide Heine *et al.* 2013). As larguras das margens são medidas em quilômetros ao longo de linhas de fluxo (linhas cinza pontilhadas). (B) Gráfico ilustra a largura da margem *versus* a velocidade de separação obtidas em modelos numéricos (barras) e nas reconstruções de placas (linhas). As cores laranja referem-se a informações da África e verde da América do Sul. Em concordância com os modelos numéricos, a largura da margem aumenta quase que linearmente com a velocidade de separação. As velocidades são representadas como velocidades totais. Modificado de Brune *et al.* (2014).

Ao considerar o critério descrito por Pérez-Gussinyé *et al.* (2006), tanto a Bacia de Santos quanto a de Pelotas seriam consideradas como ricas em magma, enquanto as bacias entre Espírito Santo e Campos (e representantes africanas) estariam em posições intermediárias com respeito aos representantes não magmáticos do Atlântico Sul, encontrados mais ao norte, como as Bacias de Camamu e sul do Gabão (vide Ros *et al.*, 2017; Sapin *et al.*, 2021). Contudo, vemos claramente que

o estilo tectônico (Figura 3.2), representado pelo perfil de afinamento, o preenchimento sedimentar e a expressão sísmica dos corpos magmáticos, são muito diferentes se comparamos a porção norte da Bacia de Santos com a Bacia de Pelotas. Já na porção sul da Bacia de Santos, no limite com a Bacia de Pelotas, as características típicas de margens ricas em magma se apresentam; ênfase especial à ocorrência de SDRs (Stica *et al.*, 2014; Karner *et al.* 2021; Gordon *et al.*, 2023). Esse modo

de ocorrência indica uma possível passagem progressiva de um contexto de margem normal, sem excesso de magma, para um ambiente com excessiva produção de magma.

Apesar do desenvolvimento dos modelos dinâmicos em muitos procedimentos de análise de bacias atuais, continuamos a prever processos com base nos modelos de McKenzie (1978), Wernicke (1985), McKenzie & Bickle (1988) e demais variantes (Jarvis & McKenzie, 1980; Cochran, 1981; Sheplev & Vladmir, 1998). Os resultados das previsões feitas com esses modelos são normalmente propagados em toda a extensão das bacias, resultando numa extrapolação que, muitas vezes, transcende a condição de contorno dos modelos. O resultado disso é a obtenção de histórias térmicas, magmáticas e de subsidência das bacias que se contrapõem a informações obtidas em sísmica de refração (Biari *et al.*, 2021), reflexão, espessura sedimentar, poços etc.

A variação do volume dos produtos magmáticos ao longo do *strike* de margens continentais se dá com porções ricas em magma em uma extremidade e pobres em outra. Esse tipo de arranjo é comum em várias margens conjugadas, como no Mar do Norte, sendo observado de norte a sul iniciando com margens ricas em magma entre a Groenlândia e a Noruega (Gernigon *et al.*, 2004; Geoffroy, 2005), seguindo para sul em margens progressivamente menos vulcânicas, como a margem intermediária da Noruega, porção central da Bacia Voring (Osmundsen *et al.*, 2016, Péron-Pinvidic & Osmundsen, 2018). No Brasil isso também é observado de sul para norte entre as Bacias de Pelotas (Stica *et al.*, 2014) e

Camamu-Almada (Gordon *et al.*, 2012; Ros *et al.*, 2017). Comportamento similar se reproduz nos sistemas de riftes intracontinentais do leste africano; parte do rifte da Etiópia ao norte (cuja influência magmática é muito forte) indo para sul no sistema de riftes leste, que inclui o Lago Turcana (ainda fortemente magmático), e segue para sudeste no ramo oeste dos riftes, cujos produtos vulcânicos são escassos (e.g., lagos Albert e Edward) até chegar a grabens com ausência de vulcanismo ao sul, nos lagos Kivu, Rukva, Tanganyka e Malawi (Koptev *et al.*, 2015). Portanto, fica claro que a passagem de margens ricas para pobres em magma parece progressiva (Reston & Manatschal, 2011) e fortemente ditada pela proximidade dos representantes ricos em magma com regiões de crosta assentadas sobre anomalias térmicas da litosfera.

De maneira geral, podemos dizer que o modo de estiramento crustal e suprimento magmático abaixo da crosta, durante a evolução das margens rifteadas, favorece a localização do *stress* (e.g. Buck, 1991; Ebinger & Casey, 2001; Péron-Pinvidic *et al.*, 2013) com formação de margens fortemente magmáticas, representadas por volumes expressivos de material extrusivo, enquanto fluxos magmáticos não focalizados, dispersos sob a crosta, favorecem a distribuição de deformação e consequente formação de margens largas com extravasamento de magma mais modesto, porém cobrindo vastas áreas na forma de corpos intercalados com sedimentos (e.g. Bacia de Santos). Esse fenômeno é o que parece acontecer no Rifte da Etiópia (Kendall *et al.*, 2005; Corti, 2008) e na Bacias de Santos (Gladczenko *et al.*, 1997; Blaich *et al.*, 2013

Fornero *et al.*, 2019). Ao seguir para norte, nas bacias de Campos e Espírito Santo, a ocorrência de corpos magmáticos intercalados na sequência rifte parece menos frequente. A exceção é nas porções mais distais das duas bacias, cujos registros magmáticos podem ser mais expressivos, possivelmente associados a uma crosta transicional injetada por magma, como proposto por Norton *et al.* (2016).

Nas margens ricas em magma, a principal e inequívoca característica distintiva é a presença das espessas cunhas progradantes de derrames vulcânicos, expressos sismicamente pelos SDRs (Hinz, 1981; Mutter *et al.*, 1982). Em muitas margens desse tipo também são observadas sequências espessas de corpos de baixa velocidade, dispostos próximo à base da crosta, comumente denominados de *underplating*. A formação dos SDRs pode ser acompanhada pelo desenvolvimento de sistemas de falhas mergulhantes para o continente, geradas para acomodar a combinação entre distensão e flexura crustal, que controla o mecanismo de afinamento crustal nesse tipo de margem. No caso do *underplating*, esses ocorrem como zonas alongadas com espessura total entre 10 e 20 km dispersos na base da crosta (Hinz, 1981; Mutter *et al.*, 1982). Como mencionado anteriormente, o *underplating* é caracterizado por corpos com altas velocidades sísmicas, entre 7,2 e 7,4 km/s (White *et al.*, 1987; Talwani & Abreu, 2000), interpretados como resultado da adição magmática na base da crosta. Na sísmica de reflexão formam lentes descontínuas, que variam entre baixa e alta refletividade em relação às vizinhanças. De um modo geral, somando as espessuras de SDRs (muitas vezes

superiores a 15 km) com as dos *underplating*, pode-se chegar a mais de 30 km de espessura de magma, uma quantidade que requer muito mais material fundido que o previsto pelos modelos de fusão tradicionais, os quais são baseados em temperatura potencial do manto e fatores de estiramento, como anteriormente mencionado (Figura 3.1.2). Pela forte influência dos processos magmáticos no perfil de afinamento, outra característica marcante das margens ricas em magma é o perfil de afinamento abrupto, que muda rapidamente de espessuras crustais na ordem de 30 km nas porções proximais para 5-10 km de crosta continental interpretadas abaixo das cunhas de SDRs, num espaço de 50 km. Em razão do forte efeito termal causado pela quantidade volumosa de magmatismo, e pela rápida ascensão astenosférica, são notáveis as decapitações de sequências sedimentares e magmáticas por discordâncias amplamente mapeadas em nível regional (Figura 3.2). Outra característica das margens magmáticas clássicas é a sua relação direta, inclusive geográfica, com LIPs (Large Igneous Provinces; vide Coffin & Eldholm, 1994). Embora margens ricas em magma também possam apresentar afinidade com processos regidos por anomalias térmicas e convecções rasas (Anderson, 2000), sua correlação espacial e temporal com LIPs é notória bem como todas as outras características supracitadas que nos permitem relacioná-las a esse grupo de margens.

Nas margens pobres em magma, uma das características principais é a ruptura precoce da crosta sem que o mesmo aconteça no manto subcontinental subjacente. Esse processo gera a exposição do manto subcontinental

nas porções distais das margens. Em termos de arquitetura interna, as margens pobres em magma se assemelham às margens rifteadas com suprimento normal de magma e sedimentos; diferenciam-se apenas pela presença de manto exumado nas porções distais enquanto as demais margens podem variar desde crosta fortemente afinada (<10 km) até segmentos híbridos, variavelmente injetados por diques e *sills* na transição entre crosta oceânica e continental. A arquitetura intrabacinal das margens pobres em magma reflete a resposta reológica da litosfera ao estiramento continental. Nas porções proximais são comuns falhas normais planares que se enraízam no limite entre a crosta superior e inferior. Normalmente, esta interface marca a transição dúctil-rúptil e é interpretada

como zonas de descolamento basais que transferem o movimento horizontal para o centro do eixo de espalhamento do rifte. Nas porções intermediárias é comum a ocorrência do sistema de falhas normais planares com a formação de meio-grabens; dependendo do regime termal podem evoluir para a formação de *core-complexes* distensivos com exumação de crosta inferior no *footwall* das zonas de descolamento. Já nas porções distais – margens pobres em magma clássicas, a exemplo das margens conjugadas da Ibéria e Newfoundland (Boillot *et al.*, 1995; Manatschal & Bernoulli, 1999; Whitmarsh *et al.*, 2001; Hopper *et al.*, 2007; Reston, 2007; Tucholke *et al.*, 2007; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009), ocorre a exposição de peridotitos variavelmente serpentinizados sob os sedimentos.

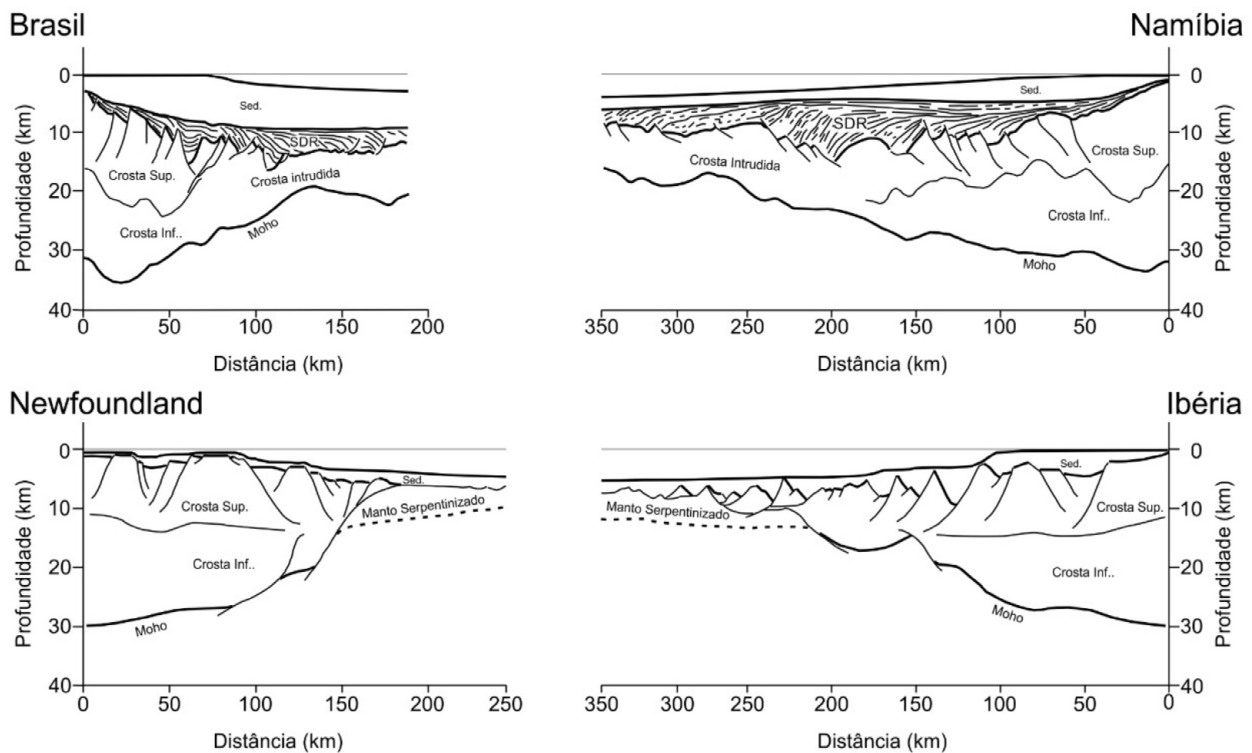


Figura 3.1.5: Seções geossísmicas ilustram geometrias crustais de margens rica (painel superior) vs pobre em magma (painel inferior). Baseado em Chauvet *et al.* (2021) e Mohn *et al.* (2015).

Com relação às margens normais, aquelas que ligam os extremos ricos e pobres em magma, podemos citar o Mar do Sul da China (Zhou *et al.*, 1995; Hayes & Nissen, 2005; Yan *et al.*, 2006; Zhou & Yao, 2009), a Margem Sudeste do Brasil, entre as bacias do Espírito Santo e Santos (Mohriak *et al.*, 1990; Contrucci *et al.*, 2004; Mohriak *et al.*, 2008; Aslanian *et al.*, 2009; Contreras *et al.*, 2010) e a margem australiana (Driscoll & Karner, 2004). Nelas é notável o forte afinamento nas margens distais, porém com afinamento progressivo e distribuído por mais de 200 km ao longo do mergulho regional da bacia. Outro ponto importante é a presença de sequências sedimentares tardi-rifte, pouco falhadas e variavelmente intrudidas por *sills* de rochas hipoabissais e granitos nas porções distais das bacias. Preenchimentos sedimentares semelhantes também são reconhecidos nas porções proximais, dispostos na forma de refletores plano paralelos que recobrem as sequências com feições de claro crescimento contra falhas normais. Nas bacias do sudeste brasileiro, essas sequências proximais são interpretadas predominantemente como pós-rifte, porém nota-se que sedimentos cronocorrelatos apresentam padrão controlado por rotação de blocos falhados na porção distal, o que demonstra ainda deposição em condição de estiramento crustal ativo (Figura 3.1.6). A estas sequências tardias, tanto as proximais quanto as distais, têm sido atribuídas uma gênese controlada pelo fluxo da crosta inferior na porção proximal e pela migração lateral da frente de falhamentos em direção ao futuro eixo de espalhamento oceânico durante o estiramento crustal. Sendo assim, elas são caracteristicamente sin-rifte e

não pós-rifte, como anteriormente descritas (Ojeda & Ojeda, 1981; Heine *et al.*, 2013; Rigotti, 2015; Müller *et al.*, 2017; Paton *et al.*, 2017; Planert *et al.*, 2017; Loureiro *et al.*, 2018).

O limite entre as porções distais (e a aparição da primeira crosta francamente oceânica) normalmente é obtido a partir das modelagens de métodos potenciais, calibradas por interpretações de sísmica de reflexão. Na presença de dados de refração, as variações laterais de velocidade agregam robustez às inferências desse limite. Embora represente uma simplificação, o limite entre crosta continental e oceânica é normalmente definido como abrupto e linear. A simplificação é adotada pelo uso nas reconstruções de placa e criação de mapas palinspásticos. Ambas são de grande valia para a modelagem de sistemas petrolíferos, pois auxiliam no entendimento da distribuição dos elementos do sistema petrolífero bem como nos cálculos dos deslocamentos laterais e, por conseguinte, nas determinações dos fatores de estiramento e afinamento crustais usados nas análises de subsidência e fluxo térmico. O limite crosta continental – crosta oceânica (COB – *Continent Ocean Boundary*), como é usualmente tratado na literatura, é reconhecido pela distinção entre os tipos de crosta descrito por Wegener, em 1915 (*"The Origin of Continents and Oceans"*). Essa definição é de grande importância para os processos envolvidos nos movimentos divergentes que descrevem a tectônica de placas (Eagles *et al.*, 2015).

A delimitação do COB é realizada com base em dados geofísicos e de maneira interpretativa, sujeito a grandes incertezas não apenas pela

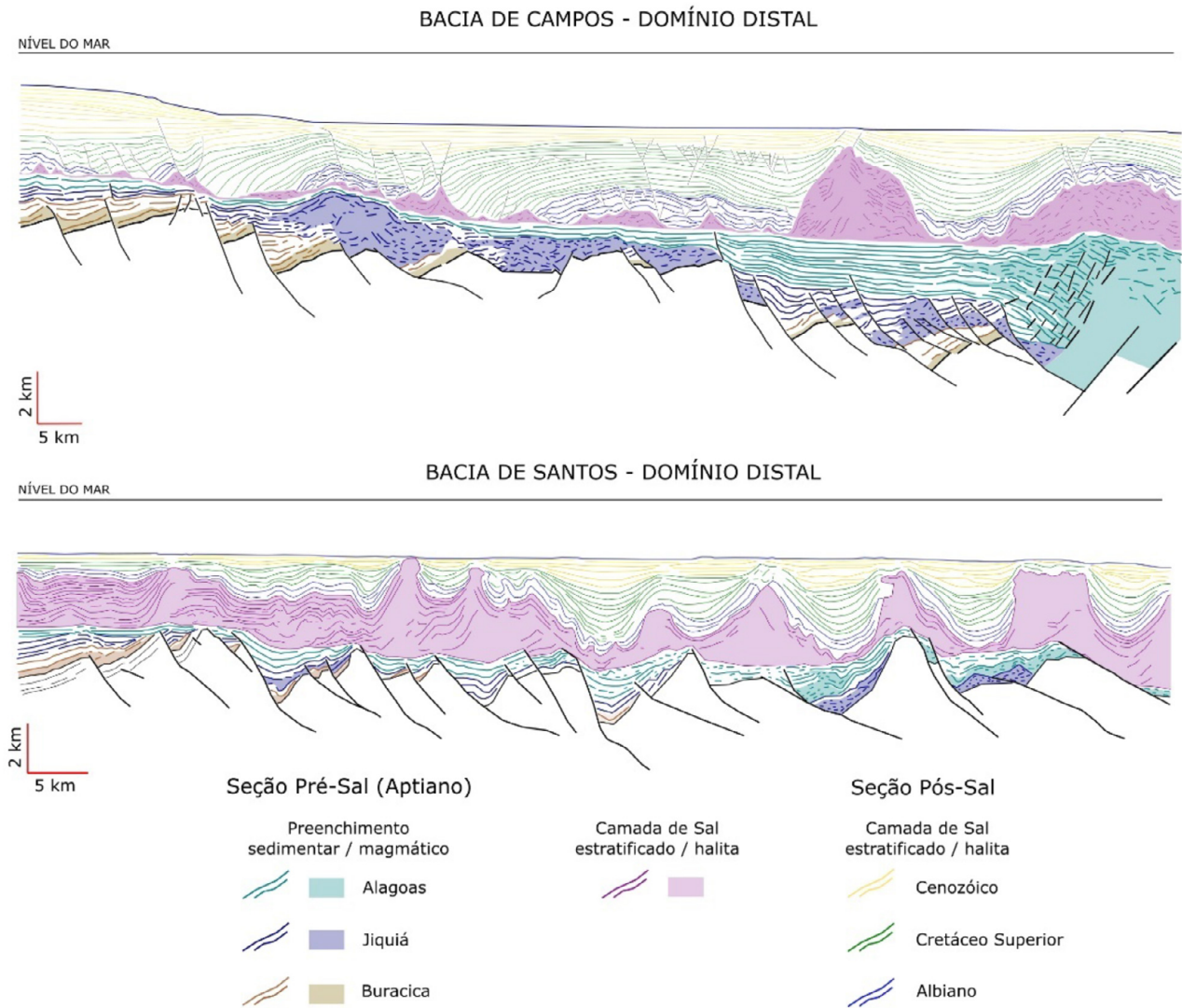


Figura 3.1.6: Seções sísmicas regionais comparativas para as bacias de Campos e Santos. Interpretação com indicação dos diferentes padrões de preenchimento sedimentar, adição magmática e migração de depocentros em direção ao oceano.

subjetividade da interpretação, mas também por questões associadas às qualidades e resolução dos dados (sísmica de reflexão, refração, dado gravimétrico, magnetométrico ou batimétrico). Se depender da resolução e do modo de interpretação, uma zona de transição pode ser atribuída à região que separa a crosta continental da crosta oceânica, denominada de zona de transição (*COT - Continent Ocean Transition*). Usualmente, a definição

do COB é atribuída à formação de crosta oceânica constante; já as zonas de transição são definidas pelo caráter pobre ou rico em magma nos estágios finais de rifteamento, sendo exumação de manto subcontinental (Manatschal *et al.*, 2006), ou crosta inferior exumada, característica de zona de transição pobre em magma, enquanto uma crosta continental altamente intrudida é característica de zona de transição em margens ricas em

magma (Geoffroy, 2005). Zonas de transição são interpretadas em função da disponibilidade de magma no sistema. Nas transições pobres em magma prevalecem as alterações mecânicas na crosta continental e manto superior, que antecedem a acreção de crosta oceânica. Transições ricas em magma são produtos de volumosos eventos magmáticos, geralmente associados a plumas e LIPs, que podem gerar crostas magmáticas com espessuras superiores a 20 km, características semelhantes à que observamos na Bacia de Pelotas.

### 3.2. Margem vulcânica de Pelotas

Com suas volumosas sequências de SDRs, a Bacia de Pelotas representa o mais clássico registro de margem vulcânica do globo terrestre (Geoffroy, 2005). Num comportamento sistemático, as sequências magmáticas da Bacia de Pelotas ocorrem em um padrão de espessamento contra zonas de assinatura sísmica difusa, interpretadas como o *footwall* de falhas normais mergulhantes para o continente (Stica *et al.*, 2014, Figura 3.2.1). Esse arranjo é similar ao que é observado nas sequências de SDRs, que afloram na Groenlândia e Islândia (Geoffroy, 2005; Geoffroy *et al.*, 2015), ou nas amostradas em furos de sondagem em bacias mundo afora (IODP 642 na Noruega, Poços Kudu e Murombe na Namíbia, por exemplo). Mar adentro, as construções magmáticas seguem o mesmo arranjo de *onlap* da porção proximal em clara relação de truncamento com as sequências sotopostas, e em *downlap* e/ou com espessamento contra

as possíveis falhas interpretadas na porção distal da margem. A exceção ocorre na transição entre as cunhas de SDRs mais distais e a crosta oceânica clássica. Nessa região, relações de truncamento interpretadas em sísmica de reflexão profunda indicam a presença de refletores sísmicos abaixo dos SDRs (Figura 3.2.1). A disposição dos refletores sísmicos indica que o processo de distensão crustal, seguido da extrusão sintectônica de magma, continua até a instalação da crosta oceânica numa história de rifteamento progressivo e migratório de oeste para leste.

Quanto às relações temporais da história de rifteamento da Bacia de Pelotas, com as idades das anomalias magnéticas (Figura 3.2.1), o início do estiramento sin-magmático se dá em 130 Ma (anomalia M4, Moulin *et al.*, 2010), evento magmático cronocorrelato à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (Stica *et al.* 2014). Essa sequência tectonomagmática passa lateralmente para cunhas de SDRs, com assinatura magneto-estratigráfica correlata à anomalia M2 (127.5 Ma, Moulin *et al.*, 2010), que passa nas porções mais distais para a anomalia M0 (datada em 125 Ma, Moulin *et al.*, 2010). Ao sul da bacia, essa anomalia ocorre sobre rochas de crosta oceânica e ao norte compõe conjuntos de SDRs, denotando a característica de ruptura diacrônica ao longo do eixo de rifteamento com propagação para norte (Stica *et al.* 2014). A perda do registro magnético em função da zona de quietude do Cretáceo (ausência de reversão dos polos magnéticos), que se inicia no final do Aptiano e adentra o Albiano, leva à utilização

de inferências por correlação estratigráfica na definição do estágio final de rifteamento da Bacia de Pelotas. Idades de 113 Ma obtidas em rochas vulcânicas da Formação Curumim são usadas como referentes aos últimos

estágios de rifteamento da Bacia de Pelotas (Bueno *et al.*, 2007; Stica *et al.*, 2014); nesse caso, o *breakup* mais jovem na Bacia de Pelotas se daria por volta de 113 Ma ocorrendo no extremo norte da bacia (Stica *et al.* 2014).

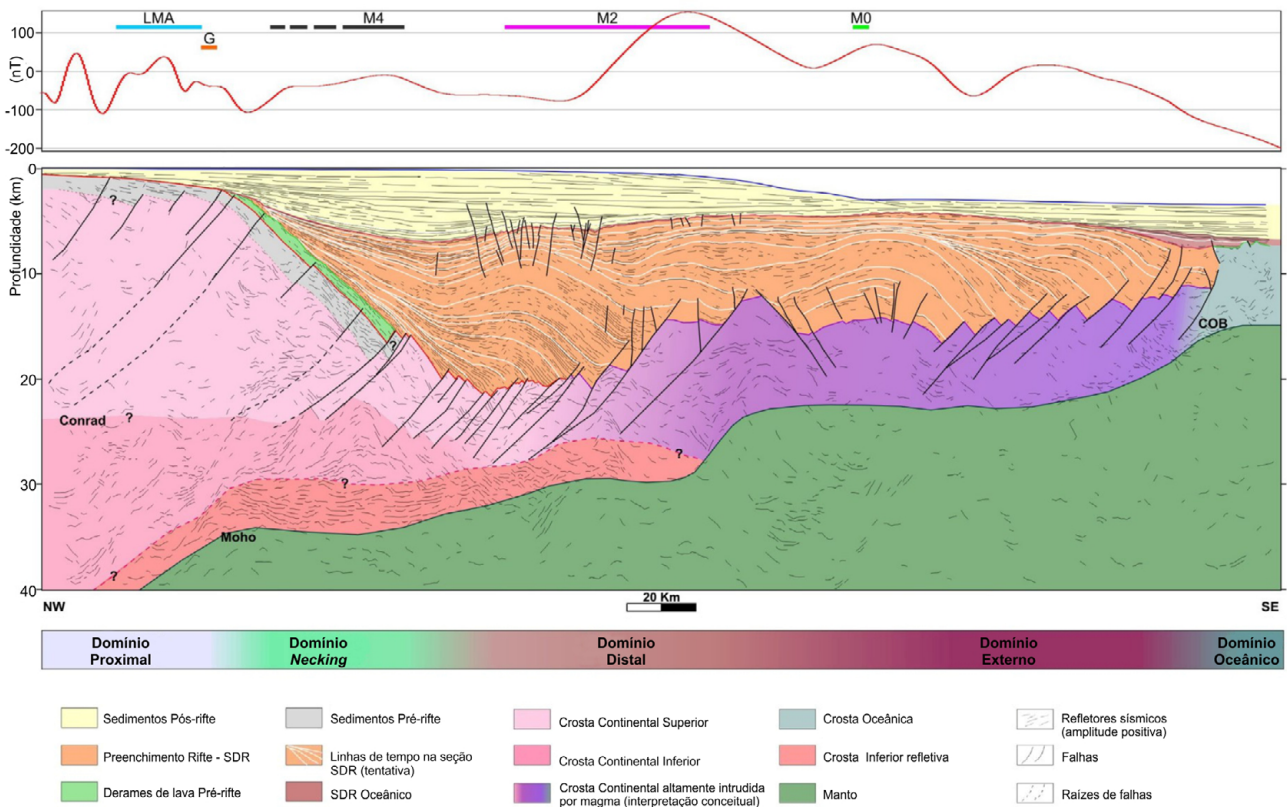


Figura 3.2.1: Seção sísmica interpretada para a Bacia de Pelotas (Stica *et al.*, 2014).

Podemos afirmar que a evolução do sistema extrusivo, que preenche a Bacia de Pelotas, se deu em quatro episódios principais: o primeiro de cronologia pré-rifte, associado aos derrames da Província Magmática Paraná-Etendeka; os demais seguiram três eventos principais de colocação de cumas magmáticas progradantes representadas sísmica-mente pela sequência de SDRs. Estes últimos se desenvolvem em três pulsos distintos,

similares aos descritos para o setor Austral do Oceano Atlântico (Chauvet *et al.*, 2021).

Baseado nos modelos de crosta oceânica propostos por Cannat (Figura 3.2.2a; Dick, 1989; Dick *et al.*, 2006; Cannat *et al.*, 2006; 2009), a crosta oceânica adjacente à Bacia de Pelotas foi definida com espessura em torno de 7 km em seções sísmicas regionais migradas em profundidade (Figura 3.2.2b).

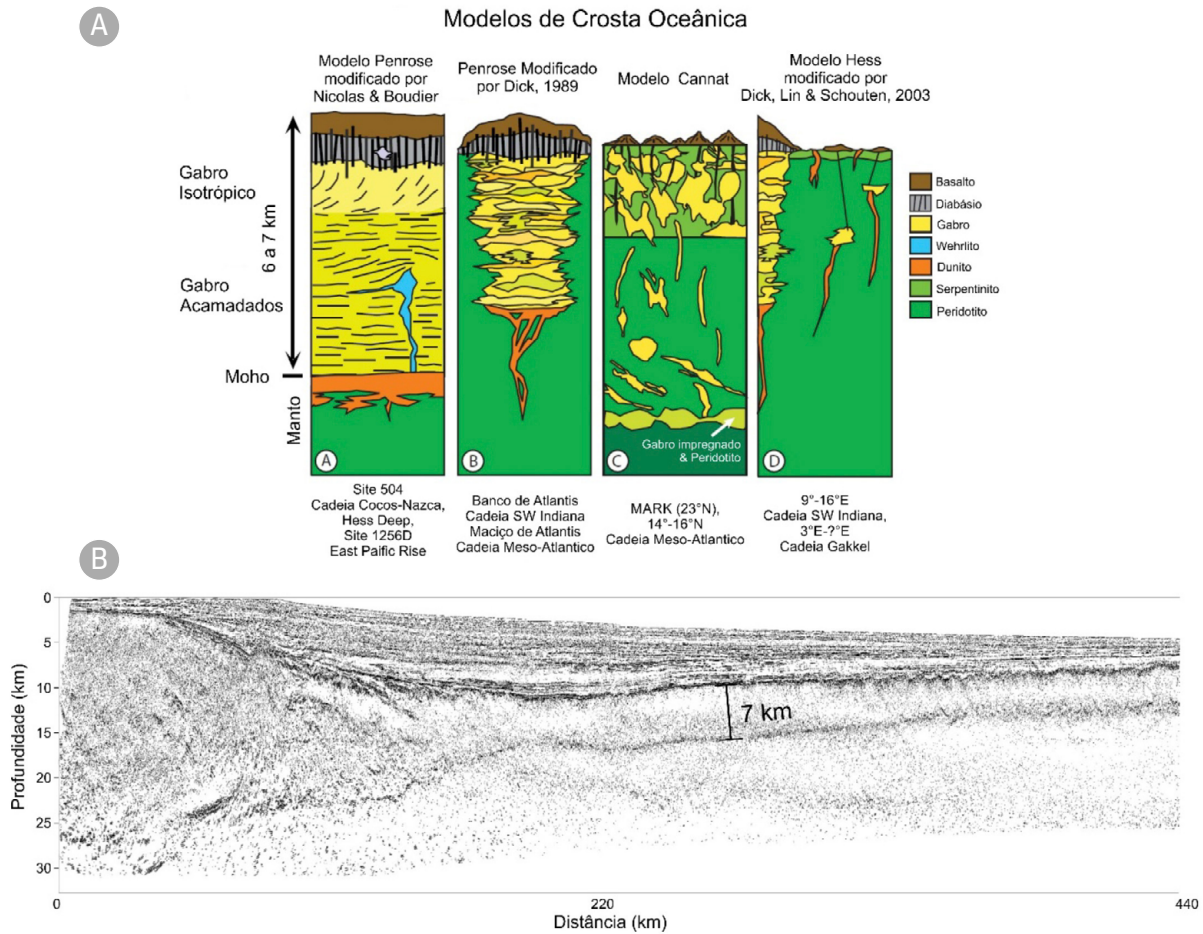


Figura 3.2.2: Modelos de Crosta Oceânica. Modificado de Dick *et al.* (2006). Seção sísmica GXT Bacia de Pelotas ilustra a crosta oceânica.

### 3.3. Margem rifteada do sudeste brasileiro: a formação do Pré-sal

Nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, as histórias tectonossedimentares e magmáticas possuem características espaço-temporais e de preenchimento distintas daquelas da Bacia de Pelotas.

Independentemente de serem pobres ou ricas em magmas, essas margens compartilham muitas características de primeira ordem. Dentre elas podemos citar o arranjo sistemático dos domínios crustais com base no perfil de afinamento (proximal, distal e oceânico); a presença de plataformas rasas proximais e bacias profundas distais; a segmentação em

baixos estruturais, altos marginais e zonas de transferência, bem como a presença de regiões distais de crosta transicional (magmática, continental injetada por diques, crosta inferior exumada e/ou manto exumado e crosta proto-oceânica). Essas observações têm sido reportadas em diversas margens rifteadas mundo afora, sendo os principais exemplos a Grande Baía Australiana (Direen *et al.*, 2007; Ball *et al.*, 2013; Gillard *et al.*, 2015), o Mar do Sul da China (Franke *et al.*, 2011, 2013; Savva *et al.*, 2013), o Golfo de Aden (D'Acromont *et al.*, 2005; Autin *et al.*, 2010), a Margem Argentina (Blaich *et al.*, 2009), a Margem da Armórica (Thinon *et al.*, 2003; Tugend *et al.*, 2014), as margens fósseis expostas nos Alpes Suíços

e Pireneus (Manatschal, 2004; Masini *et al.*, 2014; Tugend *et al.*, 2015).

Um dos processos mais interessantes das margens rifteadas é a migração dos depocentros em direção ao futuro *breakup* (Figura 3.1.6). De um modo geral, os pulsos tectonossedimentares registrados nas bacias do Espírito Santo, Campos e Santos seguem os descritos por Karner & Driscoll (1999) para os setores central e sul do Oceano Atlântico. Esses autores dividem o preenchimento das bacias sin-rifte da margem continental brasileira em três fases principais: Berriasiano-Hauteriviano (145-135 Ma, equivalente ao Andar Rio da Serra), Hauteriviano-Eobarremiano (135-128 Ma, equivalente ao Andar Aratu), Eobarremiano-Neobarremiano (128-126 Ma, equivalente ao andar Buracica) e Neobarremiano-Eoaptiano (126-123 Ma, referente ao Andar Jiquiá), cada uma das fases limitada por discordâncias regionais e/ou não conformidades cronocorrelatas. Ainda de acordo com Karner & Driscoll (1999), cada uma das fases é seguida pela instalação de ambientes anóxicos, com deposição de sequências lacustres em espaços de acomodação controlados pelo contínuo processo de estiramento crustal, caracteristicamente marcado por ampla deformação distribuída na crosta superior, seguida da migração de depocentros em direção ao futuro centro de inserção da primeira crosta oceânica. Karner e Gamboa (2007) acrescentaram dois episódios evolutivos das bacias do sudeste brasileiro e suas contrapartes africanas (123-117 e 117-110 Ma), ambos incluídos no Andar Alagoas. Em termos temporais, pulsos tectônicos têm alinhamento temporal com as anomalias magnéticas da Bacia de Pelotas. Entenda-se aqui a relação de sincronismo como

sendo aquela que define a distribuição no espaço-tempo dos processos litosféricos envolvidos no afinamento e subsequente quebraimento continental. Não é feito um contraponto à inserção da primeira crosta oceânica que caracteriza o diacronismo marcado pela abertura precoce do segmento Austral do Oceano Atlântico, por volta de 135 Ma à norte da Zona de Fratura Falkland (anomalia M11, vide Hall *et al.*, 2018 ou M10 de Collier *et al.*, 2017), bem como a abertura oceânica em torno de 129 Ma (anomalia M2) advogada para as porções ao Sul da Elevação do Rio Grande (Franke, 2013; Collier *et al.*, 2017). Para Chauvet *et al.* (2021), essas relações temporais levariam à interpretação de uma defasagem de 6 Ma entre os setores Austral e Sul do Atlântico, o que caracteriza o diacronismo da ruptura continental.

Por volta de 135 Ma (final do Andar Rio da Serra), o embasamento das Bacias de Santos e Campos na porção *offshore* da margem sudeste experimentava intenso magmatismo fissural, seguido de derrames de lava que marcavam o principal período extrusivo da Província Paraná-Etendeka (Trumbull *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2013; Florisbal *et al.*, 2014; Will & Frimmel, 2018; McMaster *et al.*, 2019). Esse evento provavelmente teve como efeito regional o soerguimento de todo o eixo do rifte onde hoje se localizam as bacias da Margem Sudeste do Brasil. O domeamento provavelmente se desenvolveu de modo similar ao descrito para o moderno African Super Swell (Ebinger & Sleep, 1998; Amante & Eakins, 2009; Hu *et al.*, 2018; Hassan *et al.*, 2020). O soerguimento termal, provavelmente, afetou uma área com cerca 2000 km de diâmetro que se tornou instável, posteriormente, iniciando

a subsidência que deu origem ao rifteamento da região (Bueno, 2004; Karner & Gamboa, 2007). A consequência no registro sedimentar das bacias do Sudeste é marcada pela ausência de sequências sedimentares cronocorrelatas às descritas nas bacias interiores do Brasil, datadas entre 145–135 Ma, e correlatas aos andares Rio da Serra e Aratu (Matos, 2000; 2021). Essas podem não ter sido depositadas, sido erodidas ou até mesmo não serem bem iluminadas nos dados sísmicos; a exceção é a Bacia do Espírito Santo onde são encontrados os sedimentos Valanginianos do Membro Jaguaré (Formação Cricaré – Andar Rio da Serra; França *et al.*, 2005). Os depocentros acumuladores dessa unidade estariam localizados na terminação norte do superdomo, com muita influência do substrato mais resistente do Cráton do São Francisco, região termalmente mais fria e de reologia resistente, como demonstrado nos trabalhos de Ros *et al.* (2017).

Modelos numéricos em escala de placa demonstram que o soerguimento regional do setor sul do Oceano Atlântico Sul pode ter ocorrido em resposta ao fluxo sublitosférico de material fundido proveniente da cabeça da Pluma de Tristão da Cunha, posicionada há 135 Ma próximo à região do Arco de Ponta Grossa (Morgan *et al.*, 2020, Figura 2.4.2). O soerguimento do superdomo aconteceria como resposta termal da migração de magma, preferencialmente sob a Faixa Ribeira, até encontrar os terrenos de afinidade cratônica mais a norte (Lourenço *et al.*, 2016; Savastano *et al.*, 2017; Stanton *et al.*, 2019; Strugale *et al.*, 2021). Na história evolutiva contínua, entre 126–123 Ma, enquanto Pelotas experimentava a colocação da segunda cunha de SDRs (anomalia M0 – 125 Ma, Moulin

*et al.*, 2010) ocorria o isolamento físico entre as bacias de Santos e Pelotas, no que viria a ser o futuro Alto de Florianópolis.

Entre 123–117 Ma, os lagos inicialmente encaixados das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo se expandem e coalescem para formar amplos e extensos lagos intrabaciais. A sul, a extrusão dos SDRs continua na porção intermediária da Bacia de Pelotas; concomitantemente, segue a evolução do rifteamento por meio do desenvolvimento de sistemas de falhas normais de pequeno rejeito, distribuídas ao longo de toda extensão da bacia (Reston, 2007; 2009).

Entre 117–110 Ma, inicia-se a migração lateral do rifte com o deslocamento dos depocentros para as porções mais distais das bacias onde há de se implantar o futuro centro de expansão oceânica. Em resposta ao processo de migração do rifte, as porções proximais das margens experimentam a influência combinada das respostas flexurais geradas pelas descargas de estresse provocadas pela migração *offshore* da frente deformacional, juntamente com o arrefecimento termal oriundo do deslocamento da frente de calor que acompanha a dinâmica da translação do eixo do rifte. Esse processo foi descrito por Pérez-Gussinyé *et al.* (2020) para margens com crosta inferior amolecida, somada a altas taxas de sedimentação; como consequência, a migração dos depocentros formaram um sistema de charneiras que controlam sedimentos progressivamente mais jovens mar adentro, bem como a sobreposição de discordâncias que também denunciam o avanço do sistema deformacional em direção ao futuro centro de espalhamento oceânico (Morgan *et al.*, 2020; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2020, Figura 3.3.1).

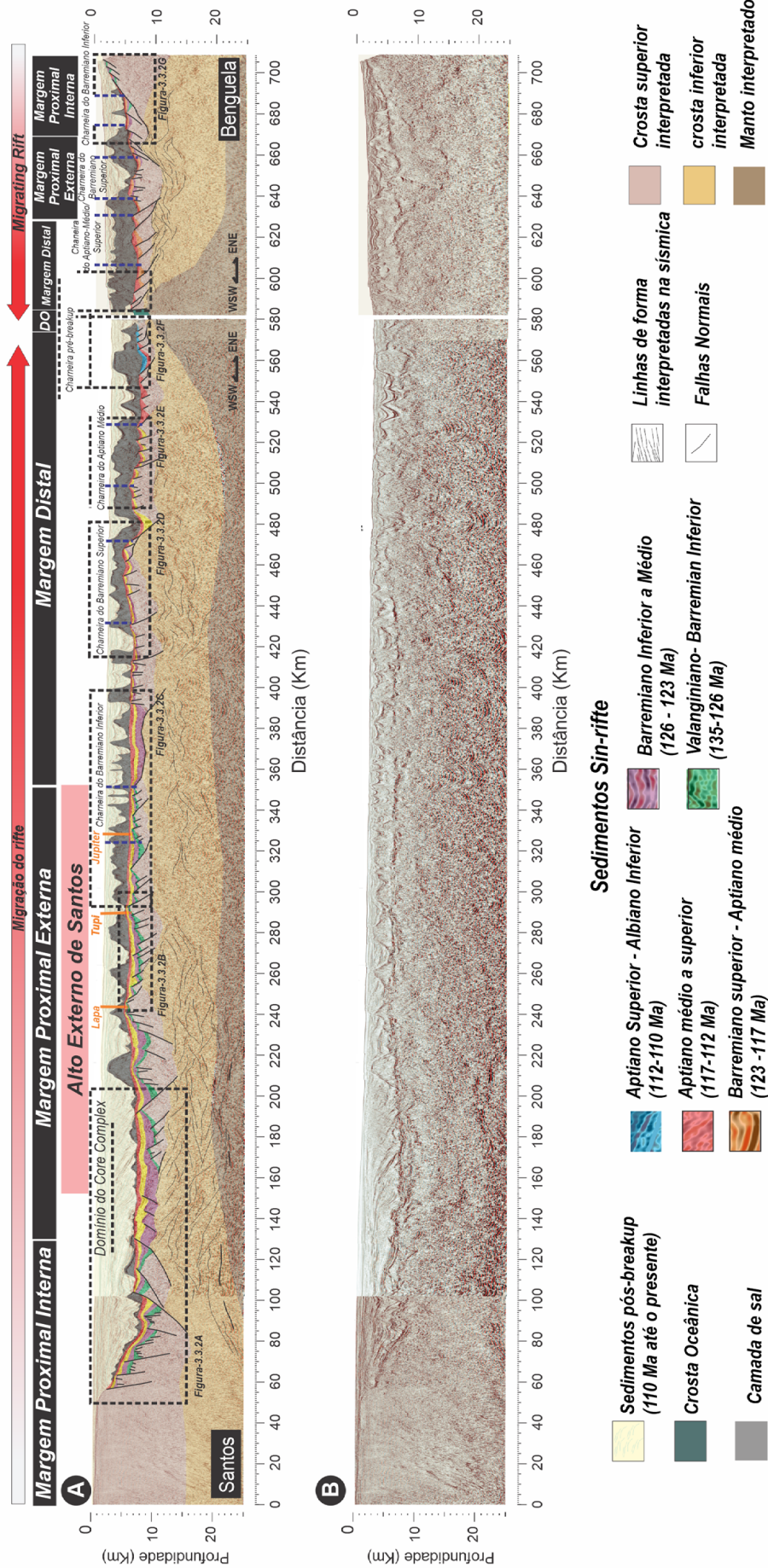


Figura 3.3.1: A e B – Seção sísmica convertida em profundidade, com e sem interpretação da margem conjugada entre Santos-Namibe. As seções estão posicionadas lateralmente, mas não representam o cenário do rifteamento, uma vez que a sedimentação pós-rifte e seus efeitos termomecânicos não foram removidos. Note a assimetria da margem com lado mais amplo (A), referente à margem brasileira, mostrando a polaridade das falhas voltadas para o continente na porção proximal que muda lateralmente para falhas mergulhantes para o oceano na porção distal. Note ainda o padrão geométrico das seqüências sedimentares referentes aos andares Buracica (130–126 Ma), Jiquiá (126–123 Ma), Alagoas [123–112 Ma] e Eoalbião [112–110 Ma]. Essas seqüências se dispõem em *onlap* contra sistemas de charneiras com idades progressivamente mais jovens para leste. No lado africano, o arranjo é semelhante, o que confirma a migração lateral do processo de rifteamento. Os polígonos marcados na seção são detalhamentos que serão mostrados no prosseguimento deste capítulo (Araújo *et al.*, 2022). Para a localização da seção conjugada, ver Figura 3.2, painel C.

A seção sísmica através das charneiras indica que o soerguimento das estruturas é acompanhado por sucessivos eventos erosivos (Figura 3.3.1). A combinação de migração das falhas e depocentros associados é comumente descrita como falhamento sequencial. A sua evolução está associada ao acoplamento tardio entre crosta superior e manto subcontinental, seguido da migração de falhas normais em direção ao futuro centro de espalhamento oceânico (Reston, 2005; 2007; 2009; Ranero & Pérez-Gussinyé, 2010; Pérez-Gussinyé, 2013). Nesse processo, falhas da porção proximal ainda se movimentaram, sendo o registro marcado na base da camada de sal. Atestam esse processo as relações de *onlap* e truncamentos erosivos no topo dos blocos falhados da maioria das trapas do Pré-sal, bem como dos *downlaps* em depressões de grande comprimento de onda e pequena amplitude localizadas nas porções proximais da margem. Estas observações reforçam a interpretação de continuidade do estiramento crustal no intervalo Neoaptiano (Figura 3.3.2). A migração dos sistemas de falhas do rifte continua até a ruptura continental, quando se forma a conhecida discordância *breakup*.

O registro sedimentar da continuidade do estiramento no Neoaptiano é marcado no padrão sísmico dos preenchantos sedimentares, com formação de cunhas de crescimento sintectônico contra blocos rotacionados, localizados nas porções distais das bacias (Figura 3.3.2 D-F). A discordância *breakup* trata-se muito mais de um registro local restrito

ao domínio de transição entre as crostas continental e oceânica (Figura 3.3.1 e 21F). Sua formação estaria relacionada ao soerguimento desse setor geográfico pelo alívio de tensão, somado a processos termais associados à inserção da primeira crosta oceânica (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2020).

A idade de *breakup* albiana para a Bacia de Santos é confirmada no trabalho de Rigoti (2015). Para o autor, o *breakup* continental para o sistema rifte do sudeste brasileiro teria ocorrido entre a passagem do Aptiano para o Albiano (112 Ma) e Albiano inferior (~106 Ma). A deposição do sal durante o rifteamento é justificada pela presença de estruturas deformadoras ativas, controlando sedimentos de idade albiana. Idades similares foram obtidas pela interpretação do poço perfurado com a campanha do furo 39 do DSDP (Perch-Nielsen, 1977), que perfurou a região distal sul do Platô de São Paulo, localizado na Bacia de Santos. O poço não atingiu a seção interpretada como embasamento sísmico, normalmente mapeado em sísmica de reflexão (ex. basaltos das Fm. Camboriú e Cambiúnas, nas bacias de Santos e Campos, respectivamente). A coluna de rocha perfurada DSDP-39 atingiu na base uma discordância que separa sedimentos argilosos de idade albiana de conglomerados de idade turoniana (Figura 3.3.3). A discordância pode ser o registro local da discordância *breakup*. Considerando-se essa informação, pode-se dizer que a idade de *breakup* para esse setor da Margem Sudeste seria albiana (Rigoti, 2015).



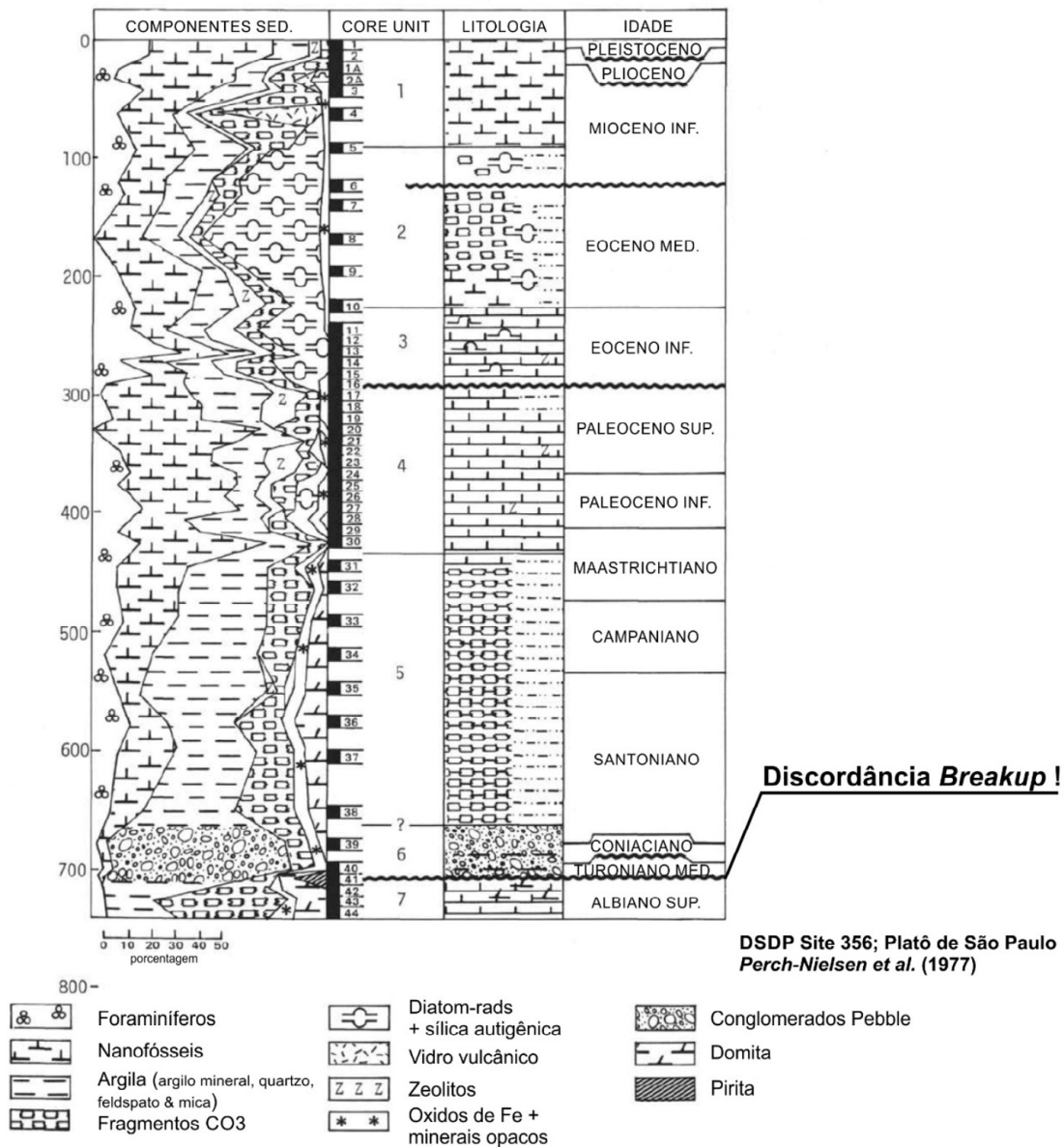


Figura 3.3.3: Coluna estratigráfica do poço DSDP-39 perfurado na porção sul da Bacia de Santos sobre a Dorsal do Platô de São Paulo (Perch-Nielsen, 1977) e discordância candidata à discordância *breakup* (Rigoti, 2015). Localização da perfuração na Figura 4.5.

## 4. CONTROLE DAS BACIAS SALÍFERAS DO SUDESTE BRASILEIRO: O PAPEL DA PLUMA DE TRISTÃO DA CUNHA

As bacias salíferas do Sudeste ainda carecem de informações geológicas como testemunhagem completa e perfis sofisticados, por isso usamos sua posição espacial e estratigráfica

para avaliar os controles tectônicos e termais. Bacias salíferas de escala global consistem em depressões tectonicamente induzidas que, em tempos progressos, represaram grandes corpos de água entre massas continentais, na maioria das vezes associadas à acreção ou desagregação de supercontinentes, como é o caso das encontradas nas bacias da Margem Sudeste brasileira (Warren, 2006; 2008). Mega

depósitos de sal formam-se por meio da evaporação, em geral de vastos volumes de águas oceânicas que ocupam os espaços gerados por amplas depressões associadas à evolução do referido sistema rifte, por exemplo. O isolamento hidráulico por barreiras geográficas, somado a condições climáticas de extrema aridez, permite a precipitação de sais que formam camadas extensas e se estendem por toda bacia. A formação de “gigantes de sal”, como é definido por Szatmari *et al.* (2021), geralmente ocorre no final de ciclos deformacionais pelo enfraquecimento gradual das movimentações tectônicas. Alternativamente, a concentração de sais às massas de água confinadas também pode ocorrer pela hidratação da litosfera (manto superior) por baixo de uma crosta hiperestendida ou mesmo pela interação da água do mar com o manto raso pelos complexos hidrodinâmicos associados a sistemas de falhas do rifte, ou ainda em eventuais exposições do manto no assoalho oceânico (Pietzsch *et al.*, 2018; Szatmari *et al.*, 2021).

O isolamento hidráulico, necessário para a manutenção das condições de saturação em sais das massas de água, necessita de barreiras geográficas elevadas acima do nível do mar. As barreiras reduzem a entrada das águas oceânicas que acessam as bacias em épocas de nível de mar alto ou pelos golfos. De acordo com Hudec & Jackson (2007), as bacias salíferas podem ser enquadradas em quatro categorias: bacias cratônicas, bacias riftes e de margens rifteadas, margens passivas e bacias colisionais. Grande parte dos gigantes salíferos estão incluídos nas categorias de margens passivas e margens rifteadas.

Uma interessante hipótese da formação de gigantes de sal por serpentinização foi sugerida e aplicada para o Mediterrâneo por Scribano *et al.* (2017) e Manuella *et al.* (2018), e calculada termodinamicamente por Debuire *et al.* (2019); a hipótese foi aplicada para o Atlântico Sul também por Szatmari *et al.* (2020). A hipótese sugere que a litosfera continental ou oceânica serpentiniza-se consumindo muita água, que não precisa evaporar. A serpentinização aumenta o volume de rochas do manto litosférico criando porosidade e muitas fraturas; posteriormente, salmouras concentradas dessa maneira sobem para o lago ou mar depositando sais solúveis ricos em Mg. Essa hipótese, no entanto, ainda necessita de comprovação.

Um exemplo recente de barreira fisiográfica é o bloco Danakil, na Etiópia, que limita a entrada de águas para os lagos salinos da região pelo golfo de mesmo nome. Um segundo exemplo é o do Golfo do México, cuja disposição das microplacas de Yucatán e de Cuba no Triássico impediu o acesso franco de águas do Oceano Atlântico Central no Golfo do México, gerando um sistema semiconfinado que resultou na deposição de uma extensa bacia salífera “Sal Louann” (Xie *et al.*, 2019). Acredita-se que algo semelhante tenha acontecido na margem brasileira por ocasião da passagem do Aptiano para o Albiano, o Alto de Florianópolis e seu prolongamento, a dorsal do Platô de São Paulo, bem como o sistema magmático da Elevação do Rio Grande e Cadeia Walvis (associados à margem vulcânica de Pelotas e Namíbia e ao Hotspot Tristão da Cunha) restringiu o acesso das águas às bacias rifte de Santos, Campos e Espírito Santo

e suas conjugadas africanas (Mohriak, 2020; Szatmari *et al.*, 2021). Essa barreira, em parte delimitada pela Zona de Fratura Rio Grande (Figura 4.1), representaria uma construção vulcânica associada aos segmentos do sistema rifte de Pelotas/Namíbia – os quais teriam se mantido acima do nível do mar desde muito cedo na sua evolução (~135 Ma) –, até a ruptura continental no final do Aptiano início do Albiano, isolando um oceano já em expansão ao sul dos lagos sin-rifte do norte da barreira.

O posicionamento da feição acima do nível do mar é demonstrado em trabalhos de reconstruções paleobatimétricas (Pérez-Díaz & Eagles, 2014; 2017, Figura 4.1). Segundo Pérez-Díaz & Eagles (2017), o isolamento hidráulico entre as Bacias de Pelotas e Santos ocorreu até o Albiano entre 110 e 105 Ma. A idade de ruptura é respaldada pela interpretação dos dados de rocha obtidos no poço 39/site 356 do DSDP, anteriormente descrito (Perch-Nielsen *et al.*, 1977; Rigoti, 2015).

A interação entre os segmentos de rifte dos oceanos Atlântico Sul Austral e Central aconteceria entre o final do Aptiano e início do Albiano, quando a deformação migra lateralmente para as porções distais da margem e consequente desenvolvimento do eixo do Atlântico Sul Central (leste da Bacia de Santos e Campos). Inferências de espessura crustal baseadas em modelagens de métodos potenciais confirmam a existência de dois segmentos de rifte pela presença de uma segunda zona de *necking* (arquitetura de margens ver Péron-Pinvidic *et al.*, 2013),

observada tanto nas porções distais da Bacia de Campos quanto na Bacia de Santos (Rigoti, 2015; Norton *et al.*, 2016, Figura 4.2). Essa segunda zona de *necking* poderia ser o representante ao longo do *strike* da bacia, do eixo de propagação vindo de norte projetando-se na porção distal da Bacia de Santos (Rigoti, 2015). Essa estrutura é confirmada pelo perfil de afinamento crustal observado no resultado dos dados de sísmicas de refração nas porções intermediárias da bacia (Evain *et al.*, 2015, Figura 4.2).

De modo geral, defendemos que um eixo de rifteamento localizado ao sul, relacionado à propagação do rifte vulcânico da Bacia de Pelotas, e que se projeta até o extremo sul da Bacia de Santos no Propagador Abimael (Demercian *et al.*, 1993; Mohriak, 2001; Meisling *et al.*, 2001; Heine *et al.*, 2013; Szatmari & Milani, 2016), interagiu com um eixo de rifteamento localizado ao norte associado com o rifte que originou o setor central do Oceano Atlântico Sul. Este se propagaria a partir da Bacia de Campos, escalonando-se à direita com o Propagador Abimael e originando a Zona de Fratura Rio Grande (por vezes denominada Zona de Fratura Florianópolis). Esse escalonamento geraria uma zona de deformação difusa com mais de 500 km de largura onde se alojaria a Bacia de Santos (Neuharth *et al.*, 2021, Figura 4.3). Nesse sentido, a Bacia de Santos funcionaria como uma grande zona de transferência, transferindo movimento entre os riftes do Atlântico Sul Austral e Central.

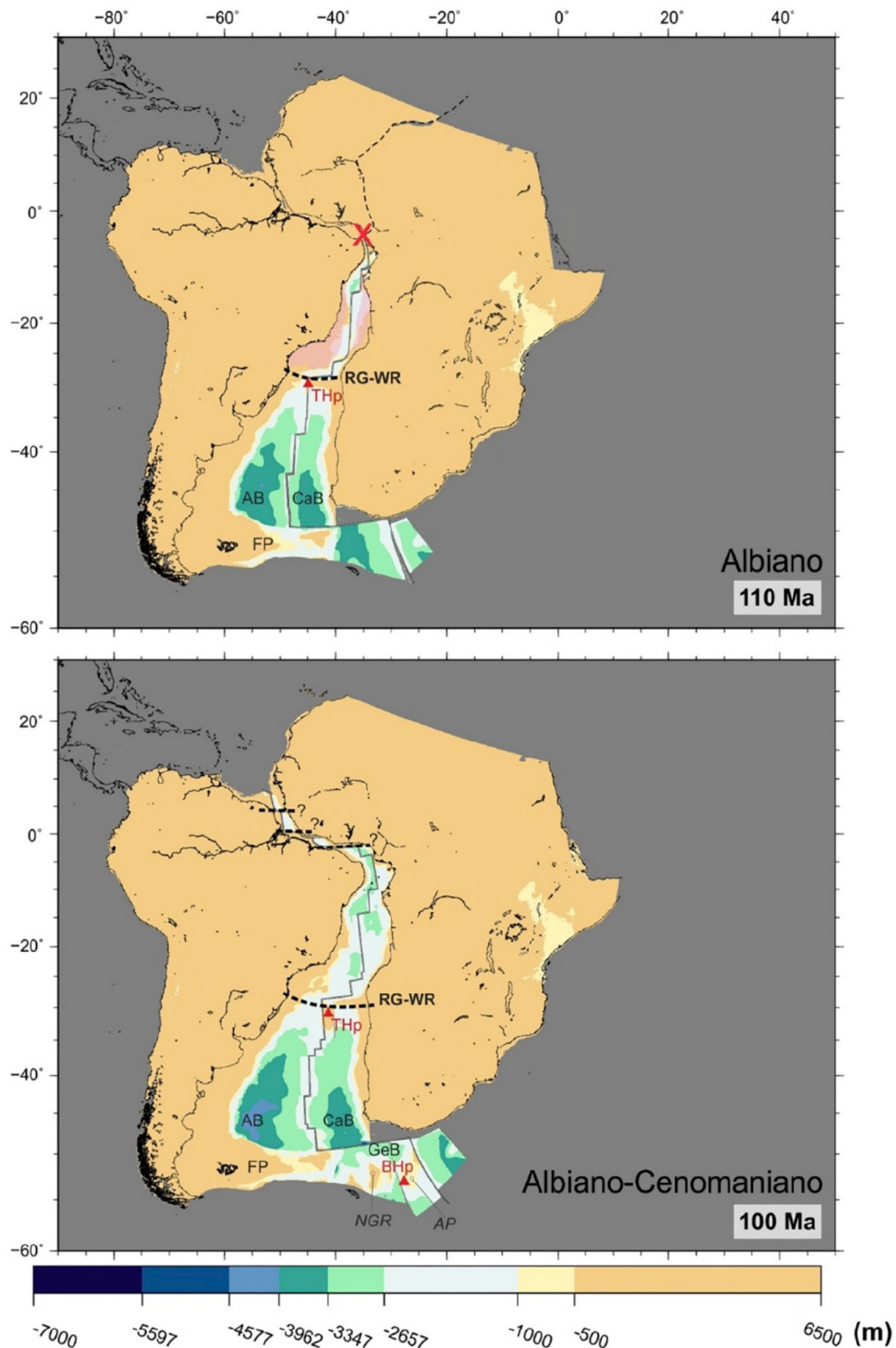


Figura 4.1: Reconstrução de placas com paleobatimetria calculada para os cenários entre 110 e 100 Ma que retratam a separação e posterior comunicação entre os segmentos Sul e Central do Oceano Atlântico. O x em (vermelho) marca regiões sem comunicação com águas oceânicas. Linhas pontilhadas pretas e espessas indicam possíveis barreiras fisiográficas à circulação parcial de águas oceânicas. Área com sombreado rosa marca a região geográfica do gigante de sal. Siglas em vermelho indicam os hot spots (eg. THp – Hot Spot de Tristão da Cunha, BHp – Hot Spot Bouvet). As demais siglas: FP – Platô de Falkland; GeB – Bacia de Geórgia; NGR – Elevação do norte da Geórgia, RG-WR – Elevação do Rio Grande-Cadeia de Walvis. Pérez-Díaz & Eagles (2017).

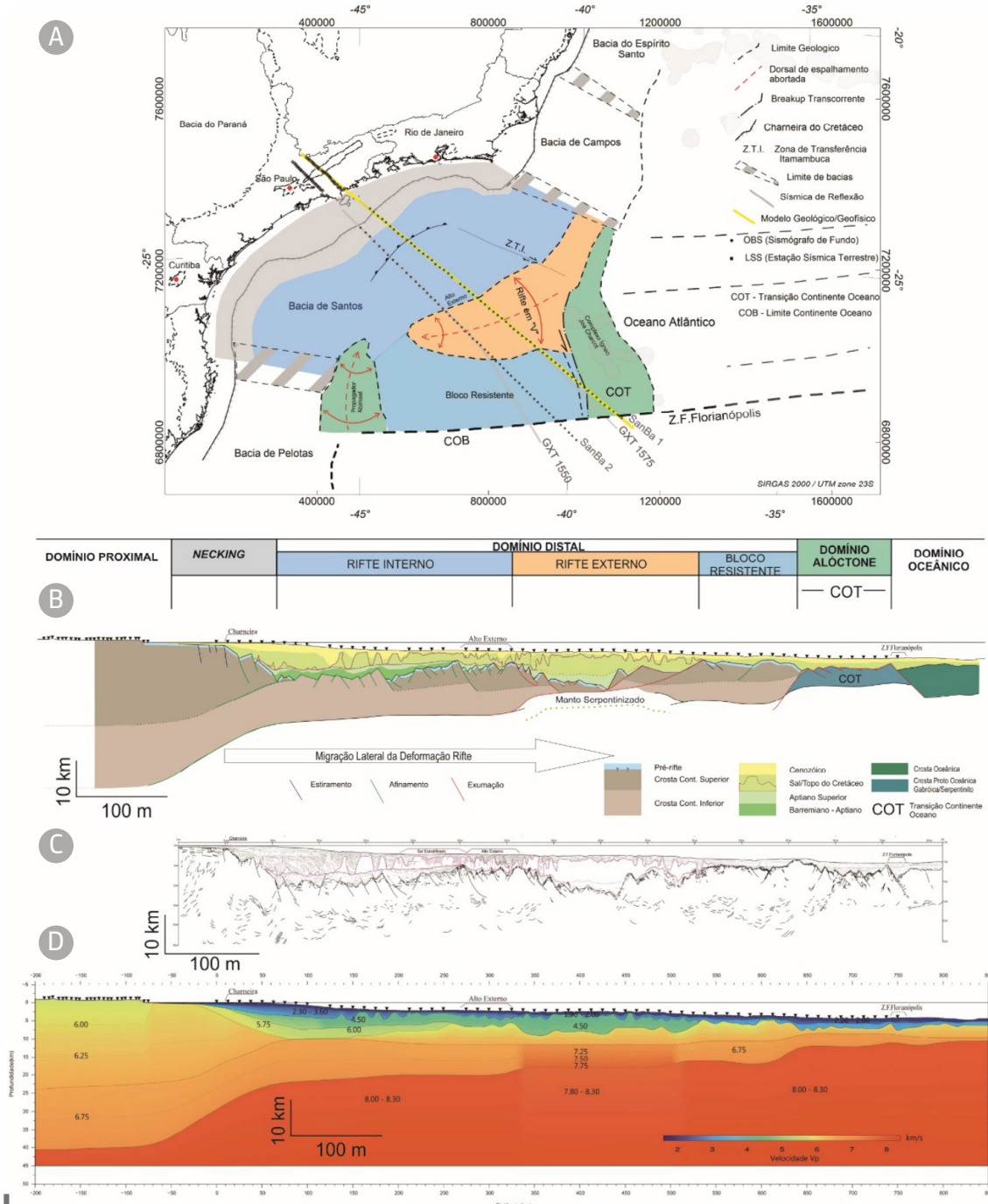


Figura 4.2: A) Principais domínios tectônicos e as feições estruturais que definem a geometria crustal em mapa para a Bacia de Santos. B) Modelo geofísico-geológico que representa a geometria crustal em seção para a Bacia de Santos. C) Seção sísmica interpretada com ênfase no topo do embasamento (*line drawing*), (Rigoti, 2015). D) Modelo de velocidade obtida para o perfil de refração sísmica SB01 (Evain *et al.*, 2015).

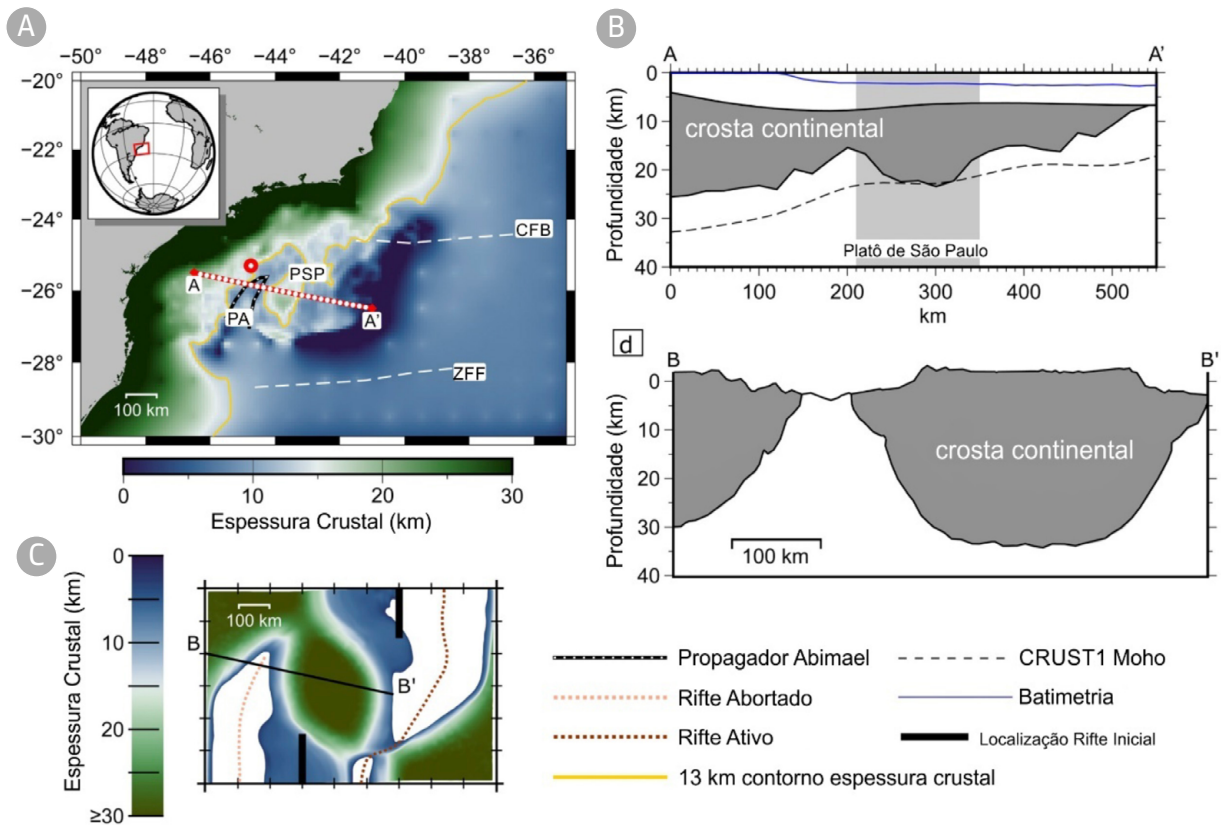


Figura 4.3: (A) Vista em mapa da região da margem rifteada do sudeste e bacias adjacentes ao norte. A escala de cores *offshore* ilustra a espessura crustal. As siglas identificam as seguintes feições: Platô de São Paulo – SPP, Propagador Abimael – AR, Zona de Fratura Cabo Frio-Benguela – CFB, Zona de Fratura Florianópolis – FFZ. Pontos vermelhos indicam a posição aproximada do Graben de Merluza. A linha amarela mostra o limite de crosta para 13 km de espessura que marca o limite externo da margem proximal das bacias ilustradas. (B) Seção A–A’ ilustra o perfil de afinamento da Bacia de Santos. A linha em azul marca a profundidade das águas oceânicas. O sombreado cinza marca a região que engloba a microplaca que compreende o Platô de São Paulo. (C) Simulação dinâmica 3D da interação entre dois segmentos de rifte com formação da microplaca do Platô de São Paulo, seguida da conexão entre os dois eixos de separação. (D) Seção B–B’ corta o modelo e ilustra o perfil de afinamento na região entre o equivalente ao Propagador Abimael e o bem-sucedido eixo de espalhamento mais a leste. Neuharth *et al.* (2021).

A interação entre dois ramos de rifte, um ao norte com terminação na porção leste da Bacia de Santos e outro ao sul, vinculado ao Propagador Abimael que adentrou a porção sudoeste da Bacia de Santos (Figuras 25 e 26), provavelmente conectou ambos os eixos de espalhamento do rifte, culminando no salto à direita da frente de deformação, com abandono da terminação a sudoeste entre o final do Aptiano e o início do Albiano. Essa hipótese é corroborada por informações paleofaunísticas disponíveis na literatura; segundo

Arai (2009; 2014), associações de dinoflagelados, equinoides, foraminíferos, moluscos e peixes presentes em diversas bacias da porção Central do Oceano Atlântico Sul, bem como nas bacias precursoras do interior da placa sul-americana, indicam que, exceto a Bacia de Pelotas, a dinâmica de entrada de águas – e o consequente estabelecimento do sistema sedimentar durante as fases finais de rifteamento (Neoaptiano–Eoalbio) –, aconteceu de norte a sul, alimentada por influxos de águas Tethianas.

Trabalhos recentes de Torsvik *et al.* (2009), Heine *et al.* (2013) e Rigoti *et al.* (2014) demonstram que apesar da contínua rotação horária da placa sul-americana em relação à africana, segmentos isolados de rifte se formam muito cedo ao longo de todo o proto-oceano Atlântico Sul (desde os riftes precursores dos andares Don João e Rio da Serra presentes nas bacias ao norte da margem sudeste). Este fenômeno está nas colunas estratigráficas das bacias da margem brasileira. Nas bacias de Camamu e Sergipe-Alagoas, por exemplo, sequências sedimentares de idade Don João e Rio da Serra preenchem as porções mais profundas de depocentros da margem proximal. Ao sul das bacias, nos domínios entre as bacias do Espírito Santo e Santos, os registros desaparecem (Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007).

As grandes espessuras de sal encontradas na bacia salífera do sudeste brasileiro necessitam de um mecanismo eficiente de geração de espaço. Conforme discutido por Karner *et al.* (2003), e reforçado por Karner & Gamboa, (2007), a partir de resultados de *backstripping*, a subsidência termal pós-rifteamento seria ineficiente para gerar espaço para os mais de 2000 m da camada de sal. Segundo os autores, o mecanismo mais eficiente seria a subsidência tardi-rifte associada ao fluxo dúctil da crosta inferior sob as porções proximais da bacia; esse mecanismo geraria espaço, tanto para os sedimentos de idade Alagoas Inferior como para o sal nas etapas tardias de rifteamento. A interpretação dos autores fornece um novo significado e justifica as geometrias aparentemente pós-rifte de sedimentos aptianos (seção Alagoas) da porção proximal

das mencionadas bacias, até então interpretados como bacias do tipo *Sag*, controladas por processos predominantemente termais.

A partir da interpretação de seções sísmicas validadas com modelos dinâmicos modernos, Araujo *et al.* (2019) demonstraram que a geração de espaço de acomodação se explica pela combinação de processos de subsidência termal nas porções proximais da margem e a descarga flexural progressiva em resposta aos falhamentos ocorridos nas porções distais das bacias entre o final do Aptiano e o início do Albiano (117-110 Ma). Nesse contexto, as depressões preenchidas por sal integrariam o processo de rifteamento.

A manutenção de lâminas d'água desde o Eoaptiano até o Neoaptiano, controlando rochas geradoras, carbonatos de água rasa e o sal, ocorreria em resposta a processos mecânicos e termais, materializados em forte distribuição de deformação. A evolução de lagos isolados para lagos conectados teria acontecido entre o Barremiano (Andar Buracica, Figura 4.4 B) e o Mesoaptiano (Alagoas Médio, Figura 4.4 C), quando o rifteamento inicia sua migração lateral em direção ao futuro centro de espalhamento oceânico (Figura 4.4 D-F). A combinação entre processos de deformação distribuída, migração lateral do sistema do rifteamento e manutenção de condições de água rasa requer condições termomecânicas bastante particulares de crosta fortemente amolecida e interação de segmentos de rifte originalmente isolados Ros *et al.* (2017).

A distribuição da deformação necessária para justificar a estruturação das bacias da

Margem Sudeste exige suprimento térmico adicional àquele proveniente da ascensão das isothermas durante o estiramento litosférico (rifteamento passivo de Sengör & Burke, 1978). Provavelmente, a fonte foi a Pluma de Tristão da Cunha, a qual não somente controlou a evolução do relevo e suprimento de sedimentos no início do rifteamento como também manteve a litosfera aquecida; isso permitiu a continuidade do processo de deformação distribuída, necessário para gerar uma ampla bacia rifte, assim como sustentou o relevo e manteve condições de água rasa persistentes até a ruptura continental, ocorrida ente o final do Aptiano e início do Albiano (Morgan *et al.*, 2020).

Quanto à fisiografia da bacia salífera, embora registros da barreira fisiográfica tenham sido (na ampla maioria) apagados pela evolução do rifteamento e expansão do assoalho oceânico, regiões ainda elevadas permanecem preservadas, isolando bacias aparentemente distintas nas suas margens. Esse é o caso do alto estrutural remanescente na Dorsal de São Paulo, identificado em seção sísmica (Figura 4.5) e recoberto por sedimentos albianos, atestando que o soerguimento perdurou durante toda a fase tectônica rifte (Figura 3.3.3). A Dorsal de São Paulo representa um alto estrutural remanescente da fase rifte, que configurava uma barreira fisiográfica para a delimitação e formação da bacia salífera de Santos (Figura 4.5). Na porção proximal da mesma figura, o forte estrangulamento da crosta acontece no prolongamento norte do Propagador Abimael, similarmente ao que é demonstrado com o modelo dinâmico ilustrado na Figura 4.3 (C-D). O mencionado alto

estrutural controla sedimentos mais antigos, provavelmente de idade Buracica e Jiquiá, na calha sintectônica, com primeiro sedimento tardi a pós-tectônico de idade albiana, em *onlap* oblíquo contra o alto estrutural do centro da seção sísmica. No extremo leste da seção, sedimentos aparentemente tardi-tectônicos de idade albiana também repousam em *onlap* no topo da estrutura (Figura 3.3.3 e 27).

A existência de camadas de sal de idade aptiana superior a albiana é confirmada por datações radiométricas  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de  $110.64 \pm 0.34$  Ma, realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Toronto (Evensen e Smith, 2007), em amostras do ciclo superior de silvinita e carnalita das bacias salíferas de Sergipe (Figura 4.6). No extremo nordeste do rifte em Sergipe, onde a extensão da bacia era menor, a espessura dos sais amargos (*bittern*) de cloretos de magnésio eram maiores, contudo os ciclos halogenéticos são correlacionáveis (Szatmari, 1972). No final de cada ciclo halogenético, especialmente Sergipe, a salmoura-mãe fica empobrecida em sulfato e sódio (e em menor grau em cálcio) depositando carnalita, taquidrita e bischoffita. Segundo os dados da Bacia de Sergipe, os sais de magnésio, como carnalita, taquidrita e bishoffita, precipitam juntos formando concreções de 10 cm de diâmetros de acordo com as alterações de temperatura. Silvinita (KCl+NaCl) forma-se secundariamente com a lixiviação do cloreto de magnésio por salmouras saturadas em halitas (NaCl). A razão da precipitação desses sais varia em função da temperatura de deposição (Zhang *et al.* 2017; Szatmari *et al.* 2021).

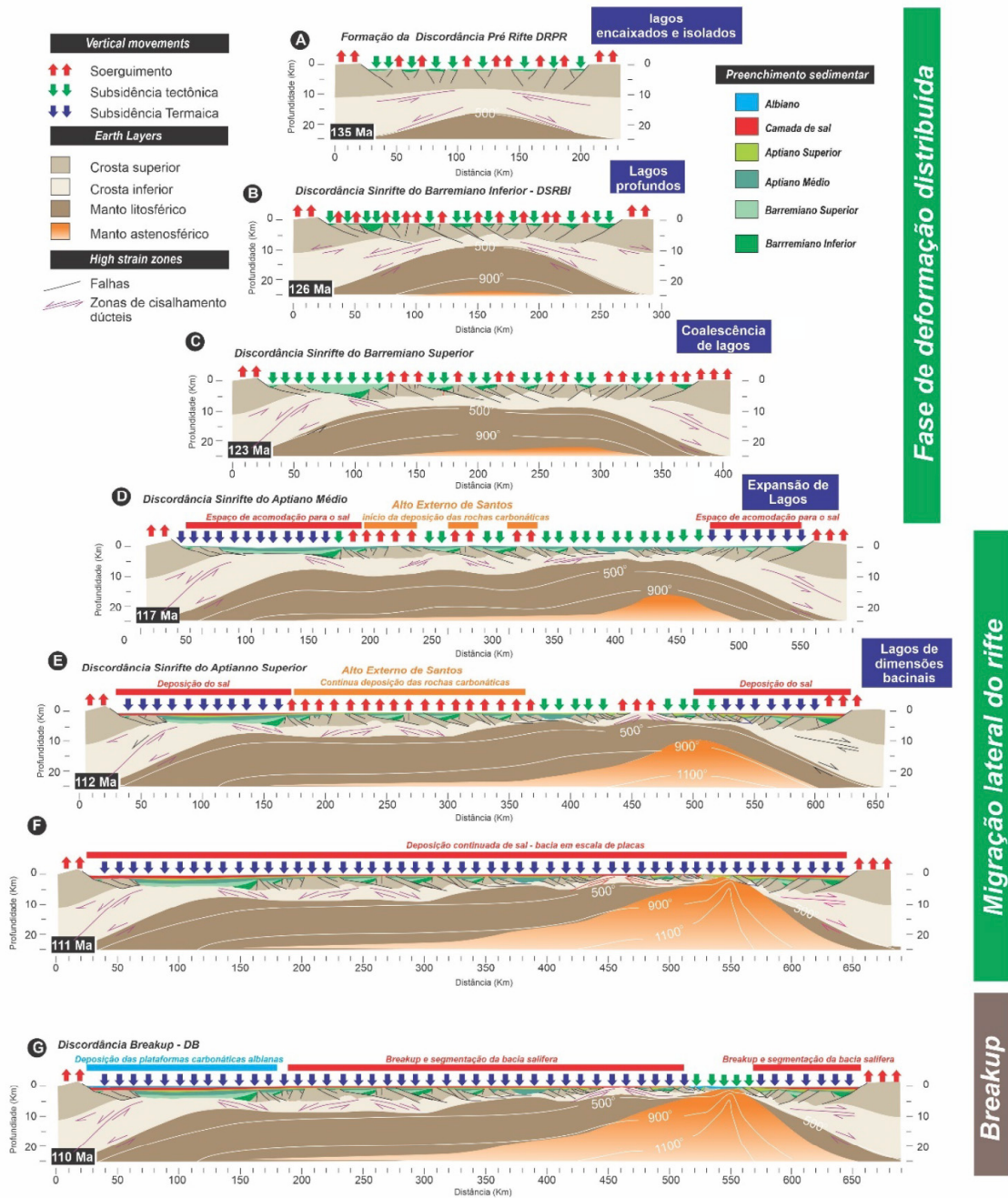


Figura 4.4: Modelo tectônico proposto para a evolução das bacias do sudeste. Inspirado na evolução das margens conjugadas de Santos – Namibe, substanciada pelos modelos dinâmicos de Araujo *et al.* (2019). Note que o rifte se inicia no Andar Rio da Serra, seguido de um período longo de deformação distribuída, ocorrido entre 135 Ma e 117 Ma (A-D). Representa o inicial de desenvolvimento dos espaços de acomodação, com formação de lagos isolados que se aprofundaram progressivamente, seguido da expansão lateral e coalescência em grandes lagos. (D) Em 117 Ma, quando o rifteamento começa a migração em direção ao futuro centro de espalhamento continental, a atividade tectônica das porções proximais da margem decai, levando ao prevaletimento da subsidência termal. Nessa região dá-se início à formação precoce de espaço de acomodação para as bacias salíferas. (D-E) A subsidência da porção proximal é acompanhada pelo soerguimento contínuo dos blocos baixos das falhas ativas nas porções intermediárias e distais da margem. Esse soerguimento é responsável pela manutenção das condições de água rasa e, conseqüentemente, da deposição das rochas carbonáticas do Pré-sal. Quatro discordâncias regionais são formadas durante esse processo: Discordância Pré-rifte, Discordância Pré-Jiquiá, Discordância Pré-Alagoas. (F) A continuidade da migração do rifte proporcionou o soerguimento da porção distal da margem, formando a discordância neoaptiana (112 Ma), que marca a base da camada de sal nessa porção da margem. Desde 117 Ma, a evolução tectônica da margem foi seguida pela contínua deposição de sal, que evoluiu a partir da coalescência dos espaços de acomodação para formar lagos em escala de placas tectônicas. (G) Finalmente, em 110 Ma, ocorre a ruptura litosférica, seguida do basculamento ao longo do eixo de expansão; esse processo é responsável pela criação da discordância *breakup*. (DB) (Araujo *et al.*, 2023).

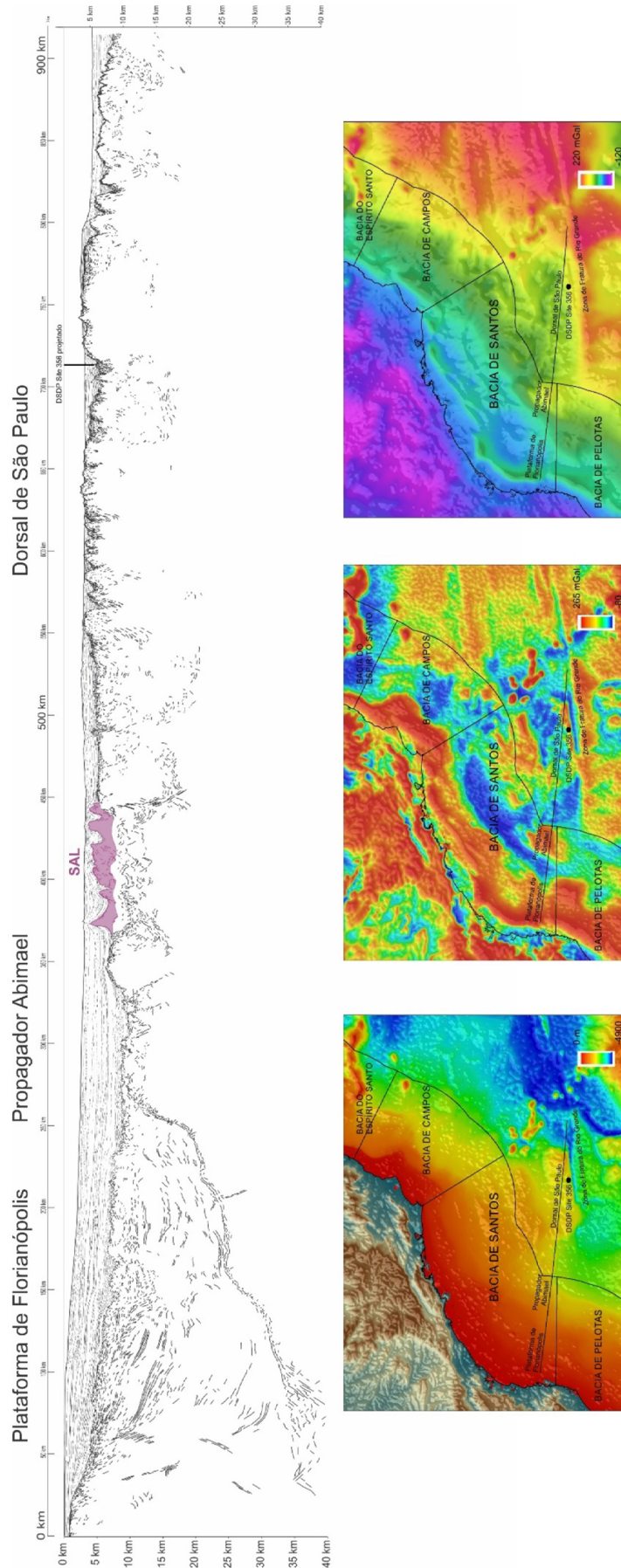


Figura 4: Seção sísmica interpretada (*line drawing*); indica os elementos estruturais localizados no sul da Bacia Santos (Rigoti *et al.*, 2014). Plataforma de Florianópolis, Propagador Abimael e Dorsal de São Paulo são indicados tanto na sísmica como no mapa batimétrico, de anomalia ar livre e anomalia Bouguer (Rigoti, 2015). Os limites de bacias representam delimitações geográficas e não geológicas.

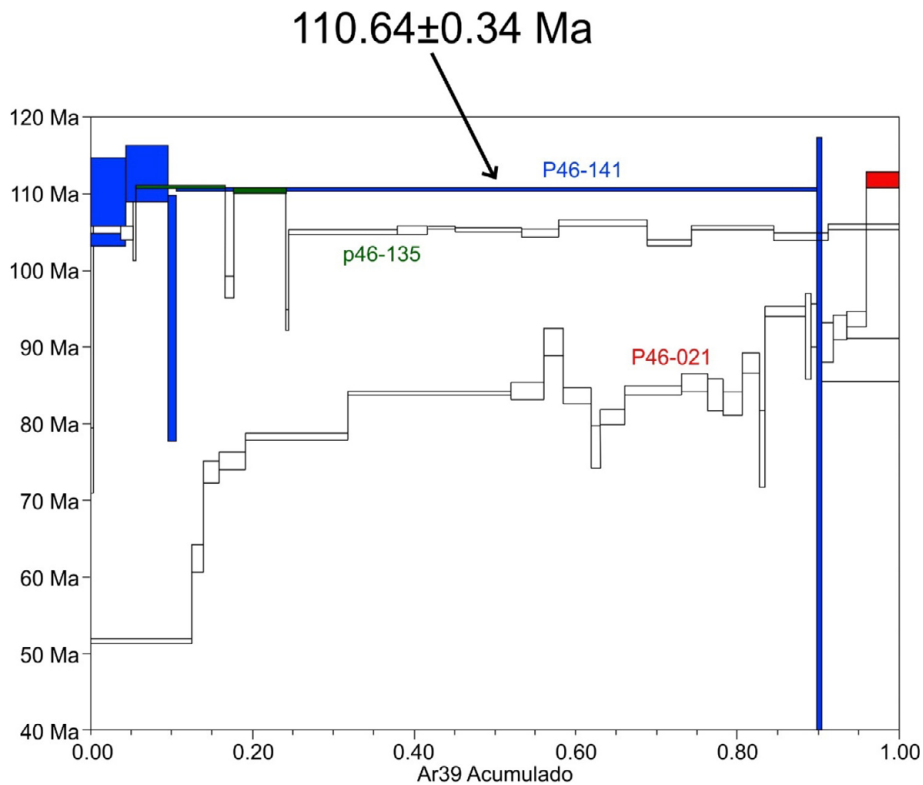


Figura 4.6: Geocronologia  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  do contato entre carnalita e silvinita na mina de potássio de Sergipe (Szatmari *et al.*, 2021). A idade da amostra P46-141 é de  $110.64 \pm 0.34$  Ma. Relatório não publicado de Evensen e Smith da Universidade de Toronto (2007). Amostras por cortesia do geólogo Afonso Carvalho da mina de potássio.

É importante mencionar que, enquanto a taquidrita é um componente que ocorre como espessas camadas em ambos os lados do gigante de sal, na Bacia de Sergipe e na Bacia de Santos na margem brasileira; na Bacia de Congo, na margem africana, ela aparece apenas como raridade mineralógica em outros gigantes de sal. Uma exceção notável é o sudeste asiático, a Fm. Maha Sarakham no Khorat Platô da Tailândia e a Fm. Jenmingyen, na vizinha Bacia Simao no sul da China. Nesta última foram datadas com SHRIMP pelo método U-Pb, camadas de tufos vulcânicos intercalados às camadas de gipsita, resultando idades de 110-100 Ma (Wang *et al.*,

2015), próximas às idades obtidas em Sergipe. Isso indica que o grande excesso de cálcio sobre sulfato foi instalado num intervalo curto no oceano mundial, ao final do Aptiano e começo do Albiano, pela reação da água do mar com basaltos em oceanos recém-formados por rifteamento, como o Atlântico Sul, e com grandes platôs oceânicos formados na mesma época no Pacífico, como o Ontong-Java Plateau (Tedeschi *et al.*, 2017). Essas bacias evaporíticas selada tectonicamente são aquíferos rasos que facilmente atingem temperaturas mais elevadas, especialmente na proximidade de hotspots que favorecem minerais como a taquidrita.

Na escala de placas, a influência da Pluma de Tristão da Cunha pode ser denotada pela rotação do continente sul-americano, que aconteceu desde o início da separação da África de acordo com reconstruções paleomagnéticas. Apesar de parcialmente influenciada pela natureza do substrato, que na altura das bacias do sudeste brasileiro encontrou menor resistência mecânica nas faixas móveis – enquanto ao norte experimentava maior resistência pelas áreas cratônicas –, esse efeito tem resposta nas imposições de velocidades de separação mais altas nas reconstruções de abertura do Oceano Atlântico ao Sul quando comparadas ao segmento norte (Brune *et al.*, 2014). A influência do substrato (*per se*) não explica as diferenças de perfil de afinamento expressas nas brutais diferenças de largura da margem de sul para norte, que variam de 680 km na Bacia de Santos para 250 km na Bacia de Camamu (Figura 4.7).

Como já mencionado, um motor adicional também é necessário para explicar a rotação dos continentes por ocasião da abertura do setor central do Oceano Atlântico. Como hipótese, o motor seria a entrada da Pluma de Tristão da Cunha entre as bacias de Santos e de Pelotas, propiciando um acréscimo de temperatura no seu entorno e a diminuição de viscosidade da crosta – a qual migraria com maior velocidade ao sul –, região de maior influência da pluma. A resultante rotação horária do continente sul-americano em relação à África abriu um rifte com dimensões progressivamente maiores para o sul, como já explicado. Conforme indicado por Morgan *et al.* (2020), a Pluma de Tristão da Cunha ficou assimétrica: foi desviada lateralmente para o sul onde a abertura era maior (Figura

2.4.2). Acima da pluma formava-se uma cadeia vulcânica em continuação aos enxames de diques de Ponta Grossa e Guapiara, que continuava pela Elevação de Rio Grande e pela Cadeia Walvis, no sudoeste da África. Por milhões de anos, à medida que o rifte se abria também crescia a cadeia Rio Grande-Walvis, formando uma barreira eficiente que separou (com mar aberto) a parte sul do rifte sul-atlântico da porção central do rifte do Atlântico Sul (Figura 4.1), este último ocupado por um ou mais lagos de tamanhos variados.

Durante o Cenozoico, atividade de plumas atingiu a espessa litosfera inferior da Província Borborema, causando seu levantamento com a delaminação da litosfera inferior mais densa (Hu *et al.*, 2018; Kloocking *et al.*, 2019), formando o atual domo da Província Borborema. Anteriormente, a Província Borborema ficou inundada pelo mar que depositou o gigante de sal. Com a formação do domo, apenas anidrita e gipsita permaneceram da sequência salífera na bacia isolada do Araripe, em altitudes de até 600 metros acima do nível do mar (Morais Neto *et al.*, 2007).

A Margem Norte da Província Borborema e o resto da margem equatorial brasileira começaram a separar do adjacente Cráton Oeste-Africano ao longo de falhas transcorrentes E-W, formando as bacias riftes transtensionais segmentadas (Matos, 2000; 2021). O movimento ao longo das falhas transcorrentes equatoriais E-W foram mais lentos do que na abertura dos riftes do Atlântico Sul. Na sequência, as bacias riftes transtensionais se uniram, o que permitiu a percolação da água do Oceano Atlântico Central para dentro do

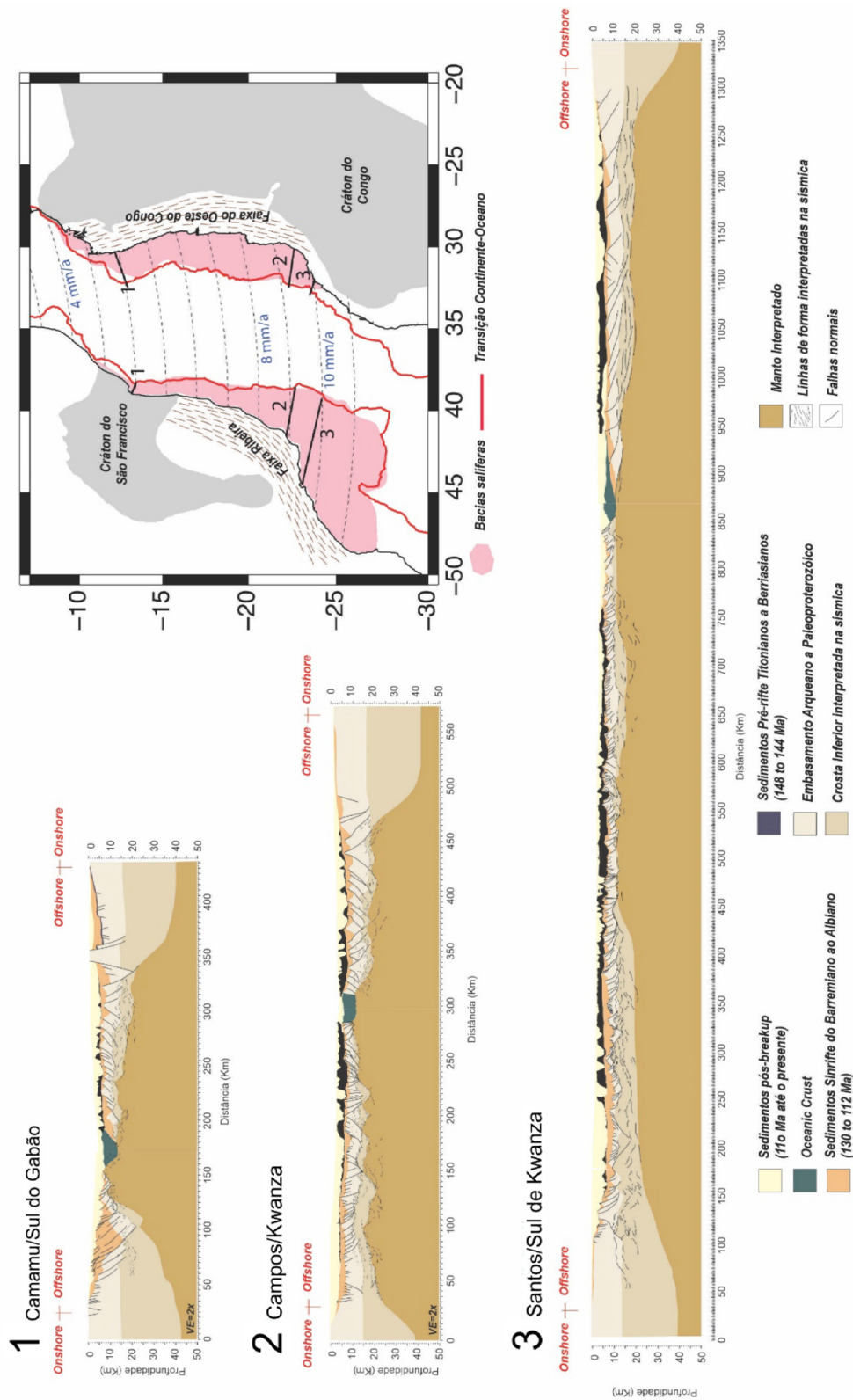


Figura 4.7: Interpretação geológica das margens conjugadas da porção central do Oceano Atlântico Sul. A) Camamu/Sul do Gabão: margem estreita e assimétrica do lado brasileiro, cujo perfil de afinamento é abrupto, com extensão de 100 km a partir da plataforma continental; no lado africano, o perfil de afinamento na Bacia do Sul do Gabão ocorre gradualmente ao longo de 200 km de extensão. B) Bacia de Campos/Kwanza. Margens largas e simétricas com perfil de afinamento distribuído ao longo de 300 km. C) Setor Norte da Bacia de Santos/Sul da Bacia de Kwanza: margem ultra larga fortemente assimétrica no lado da Bacia de Santos (950 km de largura em contraste com 200 km de largura pertencentes à Bacia do Sul de Kwanza). D) Reconstrução adaptada de placas de placas de Heine *et al.* (2013) com a localização das seções geológicas. Note o aumento da largura e velocidades de separação de norte a sul; da mesma forma, domina o embasamento de faixas móveis para sul em relação aos terrenos cratônicos, que constituem o substrato das bacias ao norte. Modificado de Ros *et al.* (2017).

rifte da porção central do Atlântico Sul. A entrada de água do mar já foi mais difícil no limite sul da porção central do rifte do Atlântico Sul, onde a cadeia Rio Grande-Walvis barrava a bacia rifte do mar, entre a Argentina e a África do Sul. A água do mar entrava, principalmente, pelas fraturas das rochas vulcânicas (Farias *et al.*, 2019), como acontece agora no lago Assal, em Djibouti, separado do Golfo de Aden por rochas vulcânicas. Com o prosseguimento da separação continental, a deformação migra para as porções distais da margem, que passa a subsidir com maior influência termal. Periodicamente, a oscilação de ciclos de ascensão e rebaixamento do nível do mar alimentava os espaços de acomodação proximais com influências intermitentes de águas oceânicas deflagrados sobre o Alto de Florianópolis. Saturadas em sal – e pelas condições climáticas de alta evapotranspiração –, as águas dos lagos das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo evoluíram para gerar as bacias salíferas que compõem a seção Alagoas dessa porção do Oceano Atlântico (Pietzsch *et al.*, 2018; Szatmari *et al.*, 2021).

## 5. O SISTEMA RIFTE DO SUDESTE BRASILEIRO NO CICLO DE WILSON

Conforme descrito nos itens anteriores, vemos que a conformação atual da Margem Sudeste do Brasil faz parte de uma história evolutiva, entre o encerramento de um primeiro Ciclo de Wilson – responsável pela consolidação do paleocontinente Gondwana –, e o início da sua fragmentação (Figura 5.1). Esta

última fase é deflagrada por interações da litosfera com as plumas mantélicas do Karoo e Tristão da Cunha.

Iniciado no Neoproterozoico, a consolidação do substrato da Margem Sudeste do Brasil segue do Cambriano até o Carbonífero com o desenvolvimento de múltiplas subducções e da acreção de terrenos de oeste para leste afetando as bordas oeste e sul do paleocontinente Gondwana (Figura 5.1, 1 e 2). A acreção de terrenos se prolongou até o Eopermiano–Mesotriássico, 330–240 Ma (Figura 5.1, 3).

As primeiras expressões da ruptura do Gondwana Ocidental ocorrem no início do Jurássico, por volta de 200 Ma (Figura 5.1, 4). Nessa época, ao sul do futuro Oceano Atlântico Sul, a colisão entre a Patagônia e a margem SW do Gondwana produziu a faixa orogênica Ventana-Cabo, que por sua vez transmitiu esforços para dentro do continente e alterou a história do sistema de rifte do Karoo, passando de bacia intracratônica para *foreland* (Veevers, 1994; 2004; Catuneanu *et al.*, 2005; Miller *et al.*, 2016). Essas bacias representam os primeiros preenchimentos do mencionado sistema de riftes (Zerfass *et al.*, 2005), os quais posteriormente são encobertos por sedimentos sin-rifte relacionados à inserção da Pluma do Karoo, por volta de 180 Ma (Figura 5.1, 5).

Após 50 Ma, no Eocretáceo (135–131 Ma) ocorre a extrusão da Província magmática Paraná-Etendeka. São instalados sistemas de enxames de diques (McMaster *et al.*, 2019; Almeida *et al.*, 2021) que ensejam o início da ruptura (Figura 5.1, 6). O processo segue com a formação de riftes intracontinentais (Figura

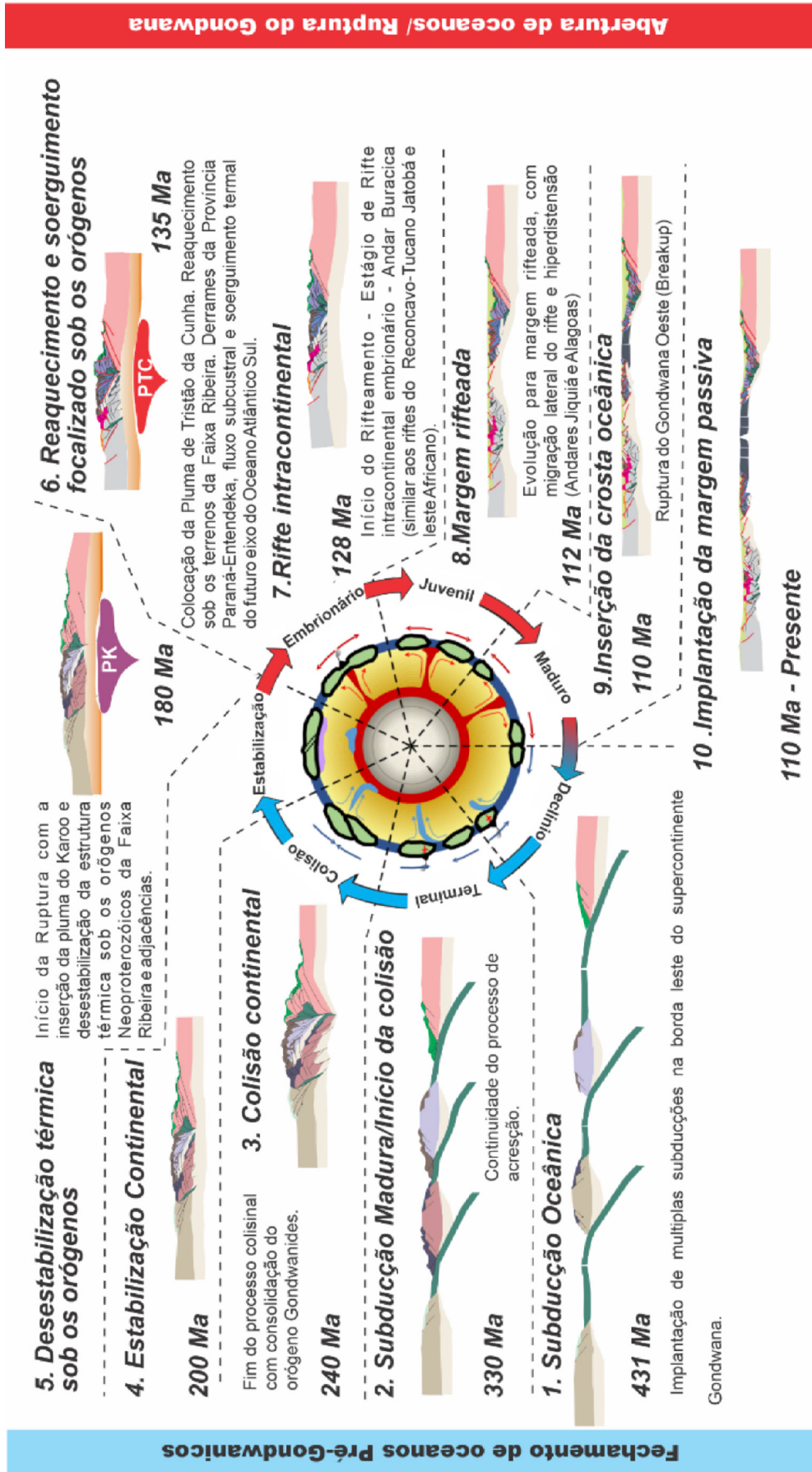


Figura 5.1: Adaptação dos estágios que compõem o Ciclo de Wilson no contexto de amalgamação e ruptura do Gondwana Oeste. Modificado de Wilson et al. (2019).

5.1, 7). A sul, altas velocidades de abertura impostas, inicialmente, pelo Oceano Atlântico Austral, já em expansão entre 145-155 Ma, e somada à litosfera aquecida pela Pluma de Tristão da Cunha, em 135 Ma, favoreceu a contínua distensão litosférica sob as Bacias de Santos e Campos (Morgan *et al.* 2020), bem como a extrusão de derrames vulcânicos na zona de ruptura continental que se instala nas bacias de Pelotas, Uruguai e Argentina (Chauvet *et al.*, 2021).

Nas fases iniciais de rifteamento (135-130 Ma) da margem rifteada do Sudeste há a formação de sistemas de grabens e meio-grabens isolados que definem os primeiros espaços de acomodação (Figura 5.1, 7). Nessa fase é formada a primeira discordância importante, chamada de discordância Pré-Buracica (130 Ma), que erode localmente o topo do embasamento e das vulcânicas Paraná-Etendeka (Araujo *et al.* 2022). A continuidade da distensão crustal leva ao progressivo aprofundamento dos lagos, seguido da expansão e da geração de lagos amplos, porém ainda isolados. Nessas bacias, o soerguimento do *footwall* das falhas normais, que controlam a compartimentação interna das bacias, leva à erosão das cristas das estruturas e formam a discordância conhecida como Pré-Jiquiá.

Com o progressivo aumento da distensão, a largura das bacias aumenta, porém de modos distintos. Entre as Bacias do Espírito Santo e Santos (a partir de 123 Ma, idade da discordância Pré-Alagoas) há o alargamento e coalescência dos lagos isolados que se tornam muito mais amplos e rasos. Na Bacia de Pelotas, o processo de rifteamento continua, porém fortemente

controlado pela entrada massiva de magma, criando um terreno magmático. Sucessivas cunhas de extravasamento de magma recobrem discordantemente o derrame mais antigo, formando sequências de SDRs.

Em 117 Ma, a terminação norte da Bacia de Pelotas avança na porção sul da Bacia de Santos, na forma do Propagador Abimael; ocorre a interação entre os eixos de ruptura do Propagador Abimael e da porção distal da Bacia de Campos. Seus efeitos explicam o soerguimento do Alto Externo da Bacia de Santos bem como o início da formação de espaço de acomodação das bacias salíferas. Nessa época, o rifteamento migra para leste em direção ao futuro eixo de ruptura litosférica, onde há de se implantar a primeira crosta oceânica. O processo continua até 113 Ma, quando se inicia a deposição do sal – por aproximadamente 1 Ma (Figura 5.1,8) –, preenchendo espaços residuais do processo de rifteamento da margem proximal, enquanto a deformação ativa migrava para leste com aceleração do processo deposicional, conforme demonstrado por Freitas (1996), Rigoti (2015), Karner & Gamboa (2007) e Davison *et al.* (2014).

A ruptura continental final teria acontecido após 110 Ma (Figura 5.1,9), separando a bacia salífera em duas (africana e brasileira), como se vê atualmente. A ruptura continental, por sua vez, altera o nível de base e induz movimentos de sal que estruturam os sedimentos acima dessa camada; os mesmos movimentos reorganizam o sal sobre as trapas, formando o amplo selo que recobre todo o Alto Externo de Santos. Desse momento em diante tem-se o início da Deriva Continental (Figura. 5.1,10).

## 6. CONCLUSÃO

A partir da descoberta do Pré-sal, o conhecimento científico a respeito dos processos multiescala – associados à evolução tectono-sedimentar das margens rifteadas do sudeste brasileiro –, permitiu uma visão moderna dos processos atuantes na conformação da arquitetura interna e associação com fenômenos profundos relacionados à evolução de bacias sedimentares do tipo Atlântico. As diferenças nas margens que hoje constituem o Pré-sal da América do Sul resultam da fragmentação cretácea de terrenos irregulares e descontínuos, que experimentaram variadas histórias tectonometamórficas e sedimentares, explicadas pelo encerramento e início de dois ciclos de Wilson, responsáveis pela consolidação e ruptura do paleocontinente Gondwana. A forte herança paleoproterozoica, paleozoica e jurássica permitiu a focalização de deformação e eventos tectonomagmáticos ao longo deste setor do Atlântico, influenciando, inclusive, à focalização da deformação e manutenção da elevação termal, que controlou a manutenção do ambiente de águas rasas com a consequente deposição do Pré-sal e da gigante bacia salífera, separada em duas por ocasião da ruptura litosférica, individualizando as placas sul-americana e africana por volta de 105 Ma.

O resgate de importantes conceitos e feições diagnósticas permitiu associar os contrastes de estilo tectônico, preenchimento sedimentar e suprimento magmático entre as bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo às variações de estrutura térmica, velocidade

de separação e condicionamento estrutural do embasamento. Por fim, podemos dizer que a amalgamação e dispersão do Gondwana compreende a história de fechamento e abertura de oceanos descrita no Ciclo de Wilson (Wilson, 1966) seguindo o fechamento dos oceanos Pré-Gondwânicos e sua posterior fragmentação.

Quanto ao suprimento magmático, geometria crustal, estilo tectônico e preenchimento sedimentar, as bacias Santos, Campos e Espírito Santo podem ser definidas como margens rifteada normais, caracterizadas pelo suprimento magmático compatível com as taxas de estiramento e afinamento previstas nos modelos termomecânicos clássicos (isotermas 1300 °C). Já a margem rifteada de Pelotas é uma clássica margem rica em magma, cujo volumoso preenchimento magmático, registrados pelas espessas cunhas de SDRs, atesta condições de perfil térmico anormalmente alto e/ou altas velocidades de separação continental. Apesar das diferenças, as margens rifteadas do Sudeste apresentam características de primeira ordem semelhantes em escala regional, como o perfil de afinamento crustal, domínios crustais (proximal, distal e oceânico); compartimentação do sistema rifte por altos e baixos estruturais segmentados por zonas de transferências; plataformas rasas proximais e depocentros distais profundos com presença de crosta transicional. Independentemente do tipo de preenchimento (sedimentar ou magmático), todas as bacias citadas compartilham de uma mesma característica: a migração dos depocentros para *offshore*. Isso se observa na Bacia de Pelotas

por meio do rejuvenescimento das cunhas magmáticas progradantes e se repete nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo pela migração lateral das charneiras e sequências sedimentares sin-tectônicas.

Quanto às sequências sedimentares sin-rifte, os pulsos tectonosedimentares registrados nas bacias Espírito Santo, Campos e Santos (Pré-sal do Sudeste brasileiro) podem ser divididos em fases de preenchimento, limitadas por discordâncias regionais e/ou não conformidades cronocorrelatas. São elas: Berriasiano-Hauteriviano (144-135 Ma, equivalente ao andar Rio da Serra); Hauteriviano-Eobarremiano (135-128 Ma, equivalente ao andar Aratu); Eobarremiano-Neobarremiano (128-126 Ma, equivalente ao andar Buracica); Neobarremiano-Eoaptiano (126-123 Ma, equivalente ao andar Jiquiá) e Eoaptiano-Eoalbiano (123-112 Ma, equivalente ao andar Alagoas). Nesta última fase é incluída a deposição da bacia salífera gigante. O *breakup* continental para a margem rifteada – que constitui o Pré-sal –, teria ocorrido por volta de 110 Ma.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Petrobras pela liberação dos dados e interpretações apresentadas e aos gerentes Mario Carminatti, Rogério Cunha, Juliano Stica, Camilla de Almeida e Jose Fernando Rosalba. Agradecemos também aos revisores Prof. Dr. Fernando Alkmim, João Marinho de Moraes Neto, Claudemir Vasconcelos, Carlos Cesar de Araújo, Anderson Chagas e Luiz Alberto Santos.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; DE BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981. Doi:10.1016/0012-8252(81)90003-9.

ALMEIDA, J.; DIOS, F.; MOHRIAK, W. U. et al. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil-SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 11–40, 2013. Doi:10.1144/SP369.24.

ALMEIDA, J.; HEILBRON, M.; GUEDES, E. et al. Pre-to-syn-rift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: Onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 108, feb., 2021. Doi:10.1016/j.jsames.2021.103218.

AMANTE, C.; EAKINS, B. W. ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format. **NOAA-National Geophysical Data Center**, 6. set. 2009. PANGAEA. Disponível em: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615>.

ANDERSON, D. L. The thermal state of the upper mantle: No rule for mantle plumes. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 22, p. 3623–3626, 2000. Doi:10.1029/2000GL011533.

ANDRÉS-MARTÍNEZ, M.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; ARMITAGE, J.; MORGAN, J. P. Thermomechanical Implications of Sediment Transport for the Architecture and

- Evolution of Continental Rifts and Margins. **Tectonics**, v. 38, n. 2, p. 641–665, 2019. Doi:10.1029/2018TC005346.
- ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 17, n. 2, p. 331–351, 2009. Doi:10.5327/Z2317-4889201400020012.
- ARAI, M. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 2, p. 339–350, 2014. Doi:10.5327/Z2317-4889201400020012.
- ARAUJO, M.; PEREZ-GUSSINYE, M.; MULDASHEV, I.; ANDRES-MARTINEZ, M. Understanding the Coexistence of Tectonic Subsidence and Uplift Along the Southeast Brazilian Margin During Late Rifting. AGU Fall Meeting Abstracts. **Anais...** v. 2019, p.T32B-04, 2019.
- ARAUJO, M. N.; PÉREZ-GUSSINYE, M.; MULDASHEV, I. Oceanward rift migration during formation of Santos–Benguela ultra-wide rifted margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 524, n. 1, p. SP524–2021–123, 2022. Doi:10.1144/SP524–2021–123
- ASLANIAN, D.; MOULIN, M.; OLIVET, J. L. *et al.* Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. **Tectonophysics**, v. 468, n. 1–4, p. 98–112, 2009. Elsevier B.V. Doi:10.1016/j.tecto.2008.12.016.
- AUTIN, J.; LEROY, S.; BESLIER, M. O.; *et al.* Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). **Geophysical Journal International**, v. 180, n. 2, p. 501–519, 2010. Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04424.x.
- BAKSI, A. K. Paraná flood basalt volcanism primarily limited to ~ 1 Myr beginning at 135 Ma: New <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages for rocks from Rio Grande do Sul, and critical evaluation of published radiometric data. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 66–77, 2018. Elsevier B.V. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.02.016.
- BALISTIERI, P.; NETTO, R. G.; LAVINA, E. L. C. Icnofauna de ritmitos do topo da Formação Maфра (Permo–Carbonífero da Bacia do Paraná) em Rio Negro, Estado do Paraná (PR), Brasil. **Asociación Paleontológica Argentina. IV Reunión Argentina de Icnología y II Reunión de Icnología del Mercosur**, v. 9, p. 131–139, oct., 2003.
- BALL, P.; EAGLES, G.; EBINGER, C.; MCCLAY, K.; TOTTERDELL, J. The spatial and temporal evolution of strain during the separation of Australia and Antarctica. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 8, p. 2771–2799, 2013. Doi:10.1002/ggge.20160.
- BASEI, M. A. S.; FRIMMEL, H. E.; CAMPOS NETO, M. DA C. *et al.* The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano

- Belts. **Springer International Publishing**, 2018. Doi:10.1007/978-3-319-68920-3\_3
- BASSETTO, M.; ALKMIM, F. F.; SZATMARI, P.; MOHRIAK, W. U. The oceanic segment of the southern Brazilian margin: Morpho-structural domains and their tectonic significance. **Geophysical Monograph Series**, v. 115, p.235–259, 2000. Doi:10.1029/GM115p0235.
- B EGLINGER, S. E.; CORVER, M. P.; DOUST, H.; CLOETINGH, S.; THURMOND, A. K. A new approach of relating petroleum system and play development to Basin evolution: An application to the conjugate margin Gabon coastal and Almada-Camamu Basins. **AAPG Bulletin**, v. 96, n. 6, p. 953-982, 2012. Doi:10.1306/10271111040.
- BIARI, Y.; KLINGELHOEFER, F.; FRANKE, D. *et al.* Structure and evolution of the Atlantic passive margins: A review of existing rifting models from wide-angle seismic data and kinematic reconstruction. **Marine and Petroleum Geology**, v. 126, n. August 2020, p. 43, 2021. Elsevier Ltd. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.104898.
- BLACKBURN, T. J.; OLSEN, P. E.; BOWRING, S. A.; *et al.* Zircon U-Pb geochronology links the end-triassic extinction with the central Atlantic magmatic province. **Science**, v. 340, n. 6135, p. 941-945, 2013. Doi:10.1126/science.1234204.
- BLAICH, O.A.; FALEIDE, J.I.; TSIKALAS, F.; FRANKE, D.; LEÓN, E. Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa. **Geophysical Journal International**, v. 178, n. 1, p. 85-105, 2009. Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04171.x.
- BLAICH, O. A.; FALEIDE, J. I.; TSIKALAS, F.; *et al.* Structural architecture and nature of the continent-ocean transitional domain at the Camamu and Almada Basins (NE Brazil) within a conjugate margin setting. **Petroleum Geology Conference Proceedings**, v. 7, n. 0, p. 867-883, 2010. Doi:10.1144/0070867.
- BLAICH, O. A.; FALEIDE, J. I.; TSIKALAS, F.; GORDON, A. C.; MOHRIAK, W. Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. **Geological Society Special Publication**, v. 369, n. 1, p. 167-183, 2013. Doi:10.1144/SP369.22.
- BOGDANOVA, S. V.; PISAREVSKY, S. A.; LI, Z. X. Assembly and breakup of Rodinia (Some results of IGCP project 440). **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 17, n. 3, p. 259–274, 2009. Doi:10.1134/S0869593809030022.
- BOILLOT, G.; WINTERER, E. L. Drilling on the Galicia Margin: Retrospect and Prospect. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, 103 Scientific Results**, v. 103, 1988. Ocean Drilling Program. Doi:10.2973/odp.proc.sr.103.180.1988.
- BOILLOT, G.; BESLIER, M. O.; GIRARDEAU, J. Nature, Structure and Evolution of the Ocean-Continent Boundary: The Lesson of the West Galicia Margin (Spain). **Rifted Ocean-Continent Boundaries**, p. 219-229, 1995. Doi:10.1007/978-94-011-0043-4\_12.

- BRUNE, S. Evolution of stress and fault patterns in oblique rift systems: 3-D numerical lithospheric-scale experiments from rift to breakup. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 15, n. 8, p. 3392-3415, 2014. Doi:10.1002/2014GC005446.
- BRUNE, S.; HEINE, C.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; SOBOLEV, S. V. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. **Nature communications**, v. 5, p. 9, 2014. Doi:10.1038/ncomms5014.
- BUATOIS, L. A.; NETTO, R. G.; MÁNGANO, M. G.; BALISTIERI, P. R. M. N. Extreme freshwater release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact on coastal ecosystems. **Geology**, v. 34, n. 12, p. 1021-1024, 2006. Doi:10.1130/G22994A.1.
- BUCK, W. R. Modes of continental lithospheric extension. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 96, n. B12, p. 20161-20178, 1991. Doi:10.1029/91JB01485.
- BUENO, G. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 12, p. 203-229, 2004.
- BUENO, G.; ZACHARIAS, A. A.; OREIRO, S.; et al. Pelotas basin. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, p. 551-559, 2007.
- BURKE, K.; STEINBERGER, B.; TORSVIK, T. H.; SMETHURST, M. A. Plume Generation Zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core-mantle boundary. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 265, n. 1-2, p. 49-60, 2008. Doi:10.1016/j.epsl.2007.09.042.
- CALLOT, J.-P.; GEOFFROY, L.; BRUN, J.-P. Development of volcanic passive margins: Three-dimensional laboratory models. **Tectonics**, v. 21, n. 6, p. 2-1-2-13, 2002. Doi:10.1029/2001TC901019.
- CALLOT, J.-P.; GEOFFROY, L. Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. **Geophysical Journal International**, v. 159, n. 2, p. 816-830, 2004. Doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02426.x.
- CANNAT, M.; SAUTER, D.; MENDEL, V.; et al. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. **Geology**, v. 34, n. 7, p. 605, 2006. Doi:10.1130/G22486.1.
- CANNAT, M.; MANATSCHAL, G.; SAUTER, D.; PÉRON-PINVIDIC, G. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? **Comptes Rendus Geoscience**, v. 341, n. 5, p. 406-427, 2009. Doi:10.1016/j.crte.2009.01.005.
- CANUTO, J. R. **Facies e ambientes de sedimentação da formação Rio do Sul (Permiano)**, Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina, 6. abr. 1994. São Paulo: Universidade de São Paulo. Doi:10.11606/T.44.1994.tde-17072013-144504.

- CARMINATTI, M.; WOLFF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Spain 2008. **Anais...**, 2008.
- CATUNEANU, O.; WOPFNER, H.; ERIKSSON, P. G.; et al. The Karoo basins of south-central Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 43, n. 1-3, p. 211-253, 2005. Doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.007.
- CAWOOD, P. A. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. **Earth-Science Reviews**, v. 69, n. 3-4, p. 249-279, 2005. Doi:10.1016/j.earscirev.2004.09.001.
- CHABOUREAU, A.-C.; GUILLOCHEAU, F.; ROBIN, C. et al. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. **Tectonophysics**, v. 604, p. 191-223, 2013. Doi:10.1016/j.tecto.2012.08.025.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, 1992. Doi:10.1016/0040-1951(92)90253-3.
- CHAUVET, F.; SAPIN, F.; GEOFFROY, L.; RINGENBACH, J.-C.; FERRY, J.-N. Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic – Architecture and development. **Earth-Science Reviews**, v. 212, p. 103461, 2021. Doi:10.1016/j.earscirev.2020.103461.
- CLEMSON, J. **Segmentation of the Namibian passive margin**. Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, Tese de doutorado, 1997.
- CLERC, C.; RINGENBACH, J.-C.; JOLIVET, L.; BALLARD, J.-F. Rifted margins: Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust. **Gondwana Research**, v. 53, p. 20-40, 2018. Doi:10.1016/j.gr.2017.04.030.
- COCHRAN, J. R. Simple models of diffuse extension and the pre-seafloor spreading development of the continental margin of the Northeastern Gulf of Aden. 26th International Geological Congress, Geology of continental margins symposium, Paris. **Anais...** p.155-165, 1981.
- COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. **Reviews of Geophysics**, v. 32, n. 1, p. 1-36, 1994. Doi:10.1029/93RG02508.
- COLLIER, J. S.; MCDERMOTT, C.; WARNER, G.; et al. New constraints on the age and style of continental breakup in the South Atlantic from magnetic anomaly data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 477, p. 27-40, 2017. Doi:10.1016/j.epsl.2017.08.007.
- CONDIE, K. C. The Crust. **Earth as an Evolving Planetary System**. p.9-41, 2016. Elsevier. Doi:10.1016/B978-0-12-803689-1.00002-X.

- CONTRERAS, J.; ZÜHLKE, R.; BOWMAN, S.; BECHSTÄDT, T. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, n. 9, p. 1952–1980, 2010. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.06.007.
- CONTRUCCI, I.; MATIAS, L.; MOULIN, M.; et al. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaire, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismic and gravity data. **Geophysical Journal International**, v. 158, n. 2, p. 529–553, 2004. Doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x.
- CORDANI, U. G.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; BRITO-NEVES, B. B.; TRINDADE, R. I. F. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. **Terra Nova**, v. 15, n. 5, p. 350–359, 2003. Doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00506.x.
- CORTI, G. Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 4, p. 258–262, 2008. Doi:10.1038/ngeo160.
- D'ACREMONT, E.; LEROY, S.; BESLIER, M.-O.; et al. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. **Geophysical Journal International**, v. 160, n. 3, p. 869–890, 2005. Doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02524.x.
- DALY, M. C.; LAWRENCE, S. R.; KIMUN'A, D.; BINGA, M. Late Palaeozoic deformation in central Africa: a result of distant collision? **Nature**, v. 350, n. 6319, p. 605–607, 1991. Doi:10.1038/350605a0.
- DAVIS, J. K.; LAVIER, L. L. Influences on the development of volcanic and magma-poor morphologies during passive continental rifting. **Geosphere**, v. 13, n. 5, p. 1524–1540, 2017. Doi:10.1130/GES01538.1.
- DAVISON, I.; BEIRNE, E. O. **South Atlantic Rifting and Some General Principles for Rift Exploration on Continental Margins\***, v. 10675, 2014.
- DAVISON, I. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 272, n. 1, p. 345–359, 2007. Doi:10.1144/GSL.SP.2007.272.01.18.
- DEBURE, M.; LASSIN, A.; MARTY, N. C. *et al.* Thermodynamic evidence of giant salt deposit formation by serpentinization: an alternative mechanism to solar evaporation. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 11720, 2019. Doi:10.1038/s41598-019-48138-9.
- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; S. MARQUES, L.; BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 80, n. 1–2, p. 67–83, 1998. Doi:10.1016/S0377-0273(97)00038-3.
- DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C. *et al.* The 'Helmut' geophysical anomaly:

- A regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 72, p. 412–422, 2016. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.01.012.
- DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P. R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. **Tectonophysics**, v. 228, n. 3–4, p. 393–433, 1993. Doi:10.1016/0040-1951(93)90351-J.
- DIAS, J. A.; SCARTON, J. C.; ESTEVES, F. R. *et al.* (1990). Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na bacia de Campos. In: G. P. Raja-Gabaglia & E. J. Milani (ed.), **Origem e evolução das bacias sedimentares**, p. 333–360, 1990.
- DIAS, J. L. Stratigraphy, sedimentology and volcanism of the Lower Cretaceous rift phase along the Eastern Brazilian continental margin. **International Sedimentological Congress, Recife**, 14, S1-1-S1-2, 1994.
- DICK, H. J. B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. **Geological Society Special Publications**, London, v. 42, n. 1, p. 71–105, 1989. Doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.06
- DICK, H.; NATLAND, J.; ILDEFONSE, B. Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle. **Oceanography**, v. 19, n. 4, p. 72–80, 2006. Doi:10.5670/oceanog.2006.06.
- DIREEN, N. G.; BORISSOVA, I.; STAGG, H. M. J.; COLWELL, J. B.; SYMONDS, P. A. Nature of the continent-ocean transition zone along the southern Australian continental margin: a comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 239–263, 2007. Doi:10.1144/SP282.12.
- DOMEIÉR, M.; TORSVIK, T. H. Plate tectonics in the late Paleozoic. **Geoscience Frontiers**, v. 5, n. 3, p. 303–350, 2014. Doi:10.1016/j.gsf.2014.01.002.
- DRISCOLL, N. W.; KARNER, G. D. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B3, p. 4975–4991, 1998. doi:10.1029/97JB03295
- DRISCOLL, N. W.; KARNER, G. D. Three-dimensional quantitative modeling of clinoform development. **Marine Geology**, v. 154, n. 1–4, p. 383–398, 1999. Doi:10.1016/S0025-3227(98)00125-X.
- EAGLES, G.; PÉREZ-DÍAZ, L.; SCARSELLI, N. Getting over continent ocean boundaries. **Earth-Science Reviews**, v. 151, p. 244–265, 2015. Doi:10.1016/j.earscirev.2015.10.009.
- EBINGER, C. J.; SLEEP, N. H. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. **Nature**, v. 395, n. 6704, p. 788–791, 1998. Doi:10.1038/27417.

- EBINGER, C. J.; CASEY, M. Continental break-up in magmatic provinces: An Ethiopian example. **Geology**, v. 29, n. 6, p. 527, 2001. Doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0527:C-BIMPA>2.0.CO;2.
- EVAIN, M.; AFILHADO, A.; RIGOTI, C. A. *et al.* Deep structure of the Santos Basin-São Paulo Plateau System, SE Brazil. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 120, n. 8, p. 5401–5431, 2015. Doi:10.1002/2014JB011561.
- EYLES, C. H.; EYLES, N.; FRANCA, A. B. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itarare Group, Parana Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 40, n. 1, p. 1–25, 1993. Doi:10.1111/j.1365-3091.1993.tb01087.x.
- FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANÇA, A. B. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin – Genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, v. 105, p. 251–272, 2019. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2019.04.020.
- FLETCHER, R.; KUSZNIR, N.; CHEADLE, M. Melt initiation and mantle exhumation at the Iberian rifted margin: Comparison of pure-shear and upwelling-divergent flow models of continental breakup. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 341, n. 5, p. 394–405, 2009. Doi:10.1016/j.crte.2008.12.008.
- FLORISBAL, L. M.; HEAMAN, L. M.; DE ASSIS JANASI, V.; DE FATIMA BITENCOURT, M. 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**, v. 289, p. 140–150, 2014. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.11.007.
- FORNERO, S. A.; MARINS, G. M.; LOBO, J. T.; FREIRE, A. F. M.; LIMA, E. F. DE. Characterization of subaerial volcanic facies using acoustic image logs: Lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian pre-salt, deepwater of Santos Basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 99, p. 156–174, 2019. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.09.029.
- FRANÇA, R. L.; COSME, A. D. R.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. D. R. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 501–509, 2007.
- FRANKE, D.; BARCKHAUSEN, U.; BARISTEAS, N.; *et al.* The continent-ocean transition at the southeastern margin of the South China Sea. **Marine and Petroleum Geology**, v. 28, n. 6, p. 1187–1204, 2011. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.01.004.
- FRANKE, D. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 43, p. 63–87, 2013. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003.
- FREITAS, J. T. R. Ciclos Depositionais Evaporíticos da Bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica. **Dissertação de Mestrado**, p. 160, 2006.

GARCIA, S. F. DE M.; LETOUZEY, J.; RUDKIEWICZ, J.-L.; DANDERFER FILHO, A.; FRIZON DE LAMOTTE, D. Structural modeling based on sequential restoration of gravitational salt deformation in the Santos Basin (Brazil). **Marine and Petroleum Geology**, v. 35, n. 1, p. 337–353, 2012. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.02.009.

GEOFFROY, L. Volcanic passive margins. **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 337, n. 16, p. 1395–1408, 2005. Doi:10.1016/j.crte.2005.10.006.

GEOFFROY, L.; BUROV, E. B.; WERNER, P. Volcanic passive margins: another way to break up continents. **Scientific Reports**, v. 5, n. 1, p. 14828, 2015. Nature Publishing Group. doi:10.1038/srep14828

GERNIGON, L.; RINGENBACH, J.-C.; PLANKE, S.; LE GALL, B. Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway). **Marine and Petroleum Geology**, v. 21, n. 3, p. 363–372, 2004. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005.

GILLARD, M.; AUTIN, J.; MANATSCHAL, G. *et al.* Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian–Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations. **Tectonics**, v. 34, n. 4, p. 753–783, 2015. Doi:10.1002/2015TC003850.

GLADCZENKO, T. P.; HINZ, K.; ELDHOLM, O. *et al.* South Atlantic volcanic margins. **Journal**

**of the Geological Society**, v. 154, n. 3, p. 465–470, 1997. Doi:10.1144/gsjgs.154.3.0465.

GOMES, P. O.; DO CARMO GARCIA SEVERINO, M.; SOUZA GOMES, B. PROJETO LEPLAC: Interpretação Integrada dos Dados Geofísicos do Prospecto LEPLAC-IV - Margem Continental Sul Brasileira. 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society. **Anais...**, 1993. European Association of Geoscientists & Engineers.

GORDON, A. C.; MOHRIAK, W. U.; BARBOSA, V. C. F. Crustal architecture of the Almada Basin, NE Brazil: an example of a non-volcanic rift segment of the South Atlantic passive margin. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 215–234, 2013. Doi:10.1144/SP369.1.

GORDON, A. C.; MOHRIAK, W. U.; STANTON, N.; SANTOS, A. C. Magmatic cycles in Santos Basin (S.E. Brazil): Tectonic control in the temporal-spatial distribution and geophysical signature. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, p. 104111, 2023. Doi:10.1016/j.jsames.2022.104111.

GOSCOMBE, B.; GRAY, D. R. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terrane and tectonic significance. **Precambrian Research**, v. 155, n. 1–2, p. 139–158, 2007. Doi:10.1016/j.precamres.2007.01.008.

GRAY, D. R.; FOSTER, D. A.; MEERT, J. G. *et al.* A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. **Geological**

- Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 257–278, 2008. Doi:10.1144/SP294.14.
- GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. Petroleum Geology of the Campos Basin Brazil, a Model for a Producing Atlantic Type Basin. **Divergent/Passive Margin Basins**, 1989. American Association of Petroleum Geologists. Doi:10.1306/M48508C1.
- GUARDADO, L. R.; SPADINI, A. R.; BRANDÃO, J. S. L.; MELLO, M. R. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. **Petroleum Systems of South Atlantic Margins**. p.317–324, 2000. American Association of Petroleum Geologists. Doi:10.1306/M73705C22.
- GUIRAUD, M.; BUTA-NETO, A.; QUESNE, D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, p. 1040–1068, 2010. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.01.017.
- HALL, S. A.; BIRD, D. E.; MCLEAN, D. J.; et al. New constraints on the age of the opening of the South Atlantic basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 95, p. 50–66, 2018. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.010.
- HARKIN, C.; KUSZNIR, N.; ROBERTS, A.; MANATSCHAL, G.; HORN, B. Origin, composition and relative timing of seaward dipping reflectors on the Pelotas rifted margin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 114, p. 104235, 2020. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104235.
- HASSAN, R.; WILLIAMS, S. E.; GURNIS, M.; MÜLLER, D. East African topography and volcanism explained by a single, migrating plume. **Geoscience Frontiers**, v. 11, n. 5, p. 1669–1680, 2020. Doi:10.1016/j.gsf.2020.01.003.
- HAYES, D. E.; NISSEN, S. S. The South China sea margins: Implications for rifting contrasts. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, n. 3–4, p. 601–616, 2005. Doi:10.1016/j.epsl.2005.06.017.
- HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, n. 1–2, p. 87–112, 2003. Doi:10.1016/S0301-9268(03)00082-2.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G. *et al.* Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 211–237, 2008. Doi:10.1144/SP294.12.
- HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; VALERIANO, C. M. *et al.* The Ribeira Belt. *In*: M. Heilbron; U. G. Cordani; F. F. Alkmim (org.). **Regional Geology Reviews**, p.277–302, 2017. Cham: Springer International Publishing. Doi:10.1007/978-3-319-01715-0\_15.
- HEILBRON, M.; DE MORISSON VALERIANO, C.; PEIXOTO, C. *et al.* Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the

- West-Gondwana pre-collisional history: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102710, 2020. Doi:10.1016/j.jsames.020.102710.
- HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MÜLLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, v. 4, n. 2, p. 215-253, 2013. Doi:10.5194/se-4-215-2013.
- HEIT, B.; YUAN, X.; WEBER, M. *et al.* Crustal thickness and  $V_p / V_s$  ratio in NW Namibia from receiver functions: Evidence for magmatic underplating due to mantle plume-crust interaction. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 9, p. 3330-3337, 2015. Doi:10.1002/2015GL063704.
- HINZ, K. **A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes**. Stuttgart, Germany: Schweizerbart Science Publishers, 1981.
- HOPPER, J. R.; FUNCK, T.; TUCHOLKE, B. E. Structure of the Flemish Cap margin, Newfoundland: insights into mantle and crustal processes during continental breakup. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 47-61, 2007. Doi:10.1144/SP282.3.
- HU, J.; LIU, L.; FACCENDA, M. *et al.* Modification of the Western Gondwana craton by plume-lithosphere interaction. **Nature Geoscience**, v. 11, n. 3, p. 203-210, 2018. Doi:10.1038/s41561-018-0064-1.
- HUDEC, M. R.; JACKSON, M. P. A. Terra infirma: Understanding salt tectonics. **Earth-Science Reviews**, v. 82, n. 1-2, p. 1-28, 2007. Doi:10.1016/j.earscirev.2007.01.001.
- HUISMANS, R.; BEAUMONT, C. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2003. Doi:10.1029/2002JB002026.
- HUISMANS, R. S.; BEAUMONT, C. Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 111-138, 2007. Doi:10.1144/SP282.6.
- HUISMANS, R. S.; BEAUMONT, C. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. **Geology**, v. 36, n. 2, p. 163, 2008. Doi:10.1130/G24231A.1.
- HUISMANS, R.; BEAUMONT, C. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. **Nature**, v. 473, n. 7345, p. 74-78, 2011. Nature Publishing Group. Doi:10.1038/nature09988.
- HUISMANS, R. S.; BEAUMONT, C. Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 407, p. 148-162, 2014. Doi:10.1016/j.epsl.2014.09.032.
- JACKSON, J. A.; GAGNEPAIN, J.; HOUSEMAN, G. *et al.* Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes

of February and March 1981. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 57, n. 2, p. 377-397, 1982. Doi:10.1016/0012-821X(82)90158-3.

JARVIS, G. T.; MCKENZIE, D. P. Sedimentary basin formation with finite extension rates. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 48, n. 1, p. 42-52, 1980. Doi:10.1016/0012-821X(80)90168-5.

JEGEN, M.; AVDEEVA, A.; BERNDT, C. *et al.* 3-D magnetotelluric image of offshore magmatism at the Walvis Ridge and rift basin. **Tectonophysics**, v. 683, p. 98-108, 2016. Doi:10.1016/j.tecto.2016.06.016.

JERRAM, D.; MOUNTNEY, N.; HOLZFÖRSTER, F.; STOLLHOFEN, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 393-418, 1999. Doi:10.1016/S0264-3707(99)00018-6.

JOHNSON, B. J. Extensional shear zones, granitic melts, and linkage of overstepping normal faults bounding the Shuswap metamorphic core complex, British Columbia. **Geological Society of America Bulletin**, v. 118, n. 3-4, p. 366-382, 2006. Doi:10.1130/B25800.1.

JOKAT, W.; BOEBEL, T.; KÖNIG, M.; MEYER, U. Timing and geometry of early Gondwana breakup. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B9, 2003. Doi:10.1029/2002JB001802.

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. **Geological Society Special Publications, London**, v. 153, n. 1, p. 11-40, 1999. Doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02.

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W.; BARKER, D. H. N. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. **Geological Society Special Publications, London**, v. 207, n. 1, p. 105-129, 2003. Doi:10.1144/GSL.SP.2003.207.6.

KARNER, G. D.; GAMBÔA, L. A. P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. **Geological Society Special Publications, London**, v. 285, n. 1, p. 15-35, 2007. Doi:10.1144/SP285.2.

KARNER, G. D.; JOHNSON, C.; SHOFFNER, J. *et al.* Chapter 9: Tectono-Magmatic Development of the Santos and Campos Basins, Offshore Brazil. **Memoir 124: The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil**. p.215-256, 2021. AAPG. Doi:10.1306/13722321MSB.9.1853.

KENDALL, J.-M.; STUART, G. W.; EBINGER, C. J.; BASTOW, I. D.; KEIR, D. Magma-assisted rifting in Ethiopia. **Nature**, v. 433, n. 7022, p. 146-148, 2005. Doi:10.1038/nature03161.

KIRSTEIN, L. A.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. *et al.* Protracted felsic magmatic activity associated with the opening of the South

Atlantic. **Journal of the Geological Society**, v. 158, n. 4, p. 583–592, 2001. Doi:10.1144/jgs.158.4.583.

KLEIMAN, L. E.; JAPAS, M. S. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. **Tectonophysics**, v. 473, n. 3–4, p. 283–299, 2009. Doi:10.1016/j.tecto.2009.02.046.

KLOECKING, M.; RODRÍGUEZ TRIBALDOS, V.; HOGGARD, M.J. *et al.* Mechanisms for Dynamic Support in Northeast Brazil and Southwest Africa. AGU Fall Meeting Abstracts. **Anais...** v. 2019, p. DI31A-06, 2019.

KOPTEV, A.; CALAIS, E.; BUROV, E.; LEROY, S.; GERYA, T. Dual continental rift systems generated by plume–lithosphere interaction. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 5, p. 388–392, 2015. Doi:10.1038/ngeo2401.

LAVIER, L. L.; MANATSCHAL, G. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. **Nature**, v. 440, n. 7082, p. 324–328, 2006. Doi:10.1038/nature04608.

LENTINI, M. R.; FRASER, S. I.; SUMNER, H. S.; DAVIES, R. J. Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins: implications for hydrocarbon potential. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 217–229, 2010. Doi:10.1144/1354-079309-909.

LINOL, B.; DE WIT, M. J. (org.). **Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo**

**Basin**. Cham: Springer International Publishing, 2016.

LOGAN, B. W. **The MacLeod Evaporite Basin, Western Australia**<sub>title>Holocene Environments, Sediments and Geological Evolution</sub>. American Association of Petroleum Geologists, 1987.

LOUREIRO, A.; SCHNÜRLE, P.; KLINGELHÖFER, F. *et al.* Imaging exhumed lower continental crust in the distal Jequitinhonha basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 84, p. 351–372, 2018. Doi:10.1016/j.jsames.2018.01.009.

LOURENÇO, F. S.; ALKMIM, F. F. DE; ARAÚJO, M. N. C. DE; *et al.* The Piúma lineament, southern Espírito Santo: structural expression and tectonic significance. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 4, p. 531–546, 2016. Doi:10.1590/2317-4889201620150038.

LUNDIN, E. R.; REDFIELD, T. F.; PÉRON-PINDIVIC, G. Rifted Continental Margins: Geometric Influence on Crustal Architecture and Melting. **Sedimentary Basins: Origin, Depositional Histories, and Petroleum Systems**, 2014. SEPM Society for Sedimentary Geology. Doi:10.5724/gcs.14.33.0018.

LUNDIN, E. R.; DORÉ, A. G.; REDFIELD, T. F. Magmatism and extension rates at rifted margins. **Petroleum Geoscience**, v. 24, n. 4, p. 379–392, 2018. Doi:10.1144/petgeo2016-158.

MANATSCHAL, G. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a

review of data and concepts from West Iberia and the Alps. **International Journal of Earth Sciences**, v. 93, n. 3, 2004. Doi:10.1007/s00531-004-0394-7.

MANATSCHAL, G.; BERNOULLI, D. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. **Tectonics**, v. 18, n. 6, p. 1099-1119, 1999. Doi:10.1029/1999TC900041.

MANATSCHAL, G.; ENGSTRÖM, A.; DESMURS, L.; et al. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean-Continent Transition. **Journal of Structural Geology**, v. 28, n. 10, p. 1849-1869, 2006. Doi:10.1016/j.jsg.2006.07.014.

MANATSCHAL, G.; LAVIER, L.; CHENIN, P. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. **Gondwana Research**, v. 27, n. 1, p. 140-164, 2015. Doi:10.1016/j.gr.2014.08.006.

MARESCHAL, J.-C.; JAUPART, C. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. **Tectonophysics**, v. 609, p. 524-534, 2013. Doi:10.1016/j.tecto.2012.12.001.

MARTON, G. L.; TARI, G. C.; LEHMANN, C. T. **Evolution of the Angolan passive margin, West Africa**, with emphasis on post-salt structural styles, p. 129-149, 2000. Doi:10.1029/GM115p0129.

MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; et al. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v. 284, n. 5414, p. 616-618, 1999. Doi:10.1126/science.284.5414.616.

MASINI, E.; MANATSCHAL, G.; TUGEND, J.; MOHN, G.; FLAMENT, J.-M. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). **International Journal of Earth Sciences**, v. 103, n. 6, p. 1569-1596, 2014. Doi:10.1007/s00531-014-1023-8.

MASLANYJ, M. P.; LIGHT, M. P. R.; GREENWOOD, R. J.; BANKS, N. L. Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 9, n. 6, p. 590-601, 1992. Doi:10.1016/0264-8172(92)90032-A.

MATOS, R. M. D. **Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic**. p. 331-354, 2000. Doi:10.1029/GM115p0331.

MATOS, R. M. D. Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 129, p. 105077, 2021. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.105077.

MATTHEWS, K. J.; MALONEY, K. T.; ZAHIROVIC, S. et al. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. **Global and Planetary Change**, v. 146,

p. 226–250, 2016. Elsevier B.V. Doi:10.1016/j.gloplacha.2016.10.002.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, n. 1, p. 25–32, 1978. Doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7.

MCKENZIE, D.; BICKLE, M. J. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. **Journal of Petrology**, v. 29, n. 3, p. 625–679, 1988. Doi:10.1093/petrology/29.3.625.

MCMASTER, M.; ALMEIDA, J.; HEILBRON, M. *et al.* Characterization and tectonic implications of the Early Cretaceous, Skeleton Coast Dyke Swarm, NW Namibia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 150, p. 319–336, 2019. Doi:10.1016/j.jafrearsci.2018.11.010.

MEERT, J. G.; TORSVIK, T. H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. **Tectonophysics**, v. 375, n. 1–4, p. 261–288, 2003. Doi:10.1016/S0040-1951(03)00342-1.

MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 85, 2001. Doi:10.1306/8626D0A9-173B-11D7-8645000102C1865D.

MILANI, E. J.; WIT, M. J. D. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. **Geological**

**Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 319–342, 2008. Doi:10.1144/SP294.17.

MILLER, R. M.C.G.; T. BECKER. **The Geology of Namibia**. Windhoek, Namibia: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey, 2008.

MILLER, W.; WIT, M. J. DE; LINOL, B.; ARMSTRONG, R. New Structural Data and U/Pb Dates from the Gamtoos Complex and Lowermost Cape Supergroup of the Eastern Cape Fold Belt, in Support of a Southward Paleo-Subduction Polarity, p.35–44, 2016. Doi:10.1007/978-3-319-40859-0\_4.

MINSHULL, T. A.; DEAN, S. M.; WHITE, R. S.; WHITMARSH, R. B. Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain. **Geological Society Special Publications**, London, v. 187, n. 1, p. 537–550, 2001. Doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.26.

MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J. Seismic-Scale Geometries and Sequence-Stratigraphic Architecture of Early Cretaceous Syn-Post Rift Lacustrine Carbonate Systems, Pre-Salt Section, South Atlantic Margins. **Sequence Stratigraphy: The Future Defined**, 2019. SEPM Society for Sedimentary Geology. Doi:10.5724/gcs.17.193.

MODIE, B.; HÉRISSE, A. Late Palaeozoic palynomorph assemblages from the Karoo Supergroup and their potential for biostratigraphic correlation, Kalahari Karoo Basin, Botswana. **Bulletin of Geosciences**, v. 84, 2009. Doi:10.3140/bull.geosci.1122.

MOHN, G.; KARNER, G. D.; MANATSCHAL, G.; JOHNSON, C. A. Structural and stratigraphic evolution of the Iberia–Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach. **Geological Society Special Publications**, London, v. 413, n. 1, p. 53–89, 2015. Doi:10.1144/SP413.9.

MOHRIAK, W. U.; HOBBS, R.; DEWEY, J. F. Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 7, n. 2, p. 94–122, 1990. Doi:10.1016/0264-8172(90)90035-F.

MOHRIAK, W.U., Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean. **VII Cong. Int. Soc. Bras. Geof.**, Salvador, BA. Exp. Abst., SBGf, p. 1594, 2001.

MOHRIAK, W.; NEMČOK, M.; ENCISO, G. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 365–398, 2008. Doi:10.1144/SP294.19.

MOHRIAK, W. U.; NÓBREGA, M.; ODEGARD, M. E.; GOMES, B. S.; DICKSON, W. G. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 231–245, 2010. Doi:10.1144/1354-079309-910.

MOHRIAK, W. U.; LEROY, S. Architecture of rifted continental margins and break-up

evolution: insights from the South Atlantic, North Atlantic and Red Sea–Gulf of Aden conjugate margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 497–535, 2013. Doi:10.1144/SP369.17.

MOHRIAK, W. Pre-Salt Carbonate Reservoirs in the South Atlantic and World-wide Analogs. **AAPG Geoscience Technology Workshop, Carbonate Plays around the World – Analogs to Support Exploration and Development**, v. 51086, 2015.

MOHRIAK, W. Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. **Geo-Marine Letters**, v. 40, n. 1, p. 1–33, 2020. Doi:10.1007/s00367-019-00631-w.

MORAIS NETO, J. M.; GREEN, P. F.; KARNER, G. D.; DE ALKMIM, F. F. Age of the Serra Do Martins formation, Borborema plateau, northeastern Brazil: Constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v. 16, n. 1, p. 23–52, 2007.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, 2007.

MORGAN, J. P.; TARAMÓN, J. M.; ARAUJO, M.; HASENCLEVER, J.; PEREZ-GUSSINYE, M. Causes and consequences of asymmetric lateral plume flow during South Atlantic rifting. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 117, n. 45, p. 27877–27883, 2020. doi:10.1073/pnas.2012246117.

- MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Corrigendum to “A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean” [Earth Science Reviews 98 (2010), 1–37]. **Earth-Science Reviews**, v. 103, n. 3–4, p. 197–198, 2010. Doi:10.1016/j.earscirev.2010.10.001.
- MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; RABINEAU, M.; PATRIAT, M.; MATIAS, L. Kinematic keys of the Santos–Namibe basins. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 369, n. 1, p. 91–107, 2013. Doi:10.1144/SP369.3.
- MOUNTNEY, N.; HOWELL, J.; FLINT, S.; JERRAM, D. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. **Journal of the Geological Society**, v. 156, n. 4, p. 771–777, 1999. Doi:10.1144/gsjgs.156.4.0771.
- MULDASHEV, I. A.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; DE ARAÚJO, M. N. C. KineDyn: Thermomechanical forward method for validation of seismic interpretations and investigation of dynamics of rifts and rifted margins. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 317, p. 106748, 2021. Doi:10.1016/j.pepi.2021.106748.
- MÜLLER, R. D.; HASSAN, R.; GURNIS, M.; FLAMENT, N.; WILLIAMS, S. E. Dynamic topography of passive continental margins and their hinterlands since the Cretaceous. **Gondwana Research**, v. 53, p. 225–251, 2018. Doi:10.1016/j.gr.2017.04.028.
- MUTTER, J. C.; TALWANI, M.; STOFFA, P. L. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by “subaerial sea-floor spreading”. **Geology**, v. 10, n. 7, p. 353, 1982. Doi:10.1130/0091-7613(1982)10<353:OOSRIO>2.0.CO;2.
- MUTTER, J. C. Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins. **Tectonophysics**, v. 114, n. 1–4, p. 117–131, 1985. Doi:10.1016/0040-1951(85)90009-5.
- NANCE, R. D.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; KEPPIE, J. D. *et al.* Evolution of the Rheic Ocean. **Gondwana Research**, v. 17, n. 2–3, p. 194–222, 2010. Doi:10.1016/j.gr.2009.08.001.
- NETTO, R. G.; BALISTIERI, P. R. M. N.; LAVINA, E. L. C.; SILVEIRA, D. M. Ichnological signatures of shallow freshwater lakes in the glacial Itararé Group (Mafra Formation, Upper Carboniferous–Lower Permian of Paraná Basin, S Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 272, n. 3–4, p. 240–255, 2009. Doi:10.1016/j.palaeo.2008.10.028.
- NEUHARTH, D.; BRUNE, S.; GLERUM, A.; HEINE, C.; WELFORD, J. K. Formation of Continental Microplates Through Rift Linkage: Numerical Modeling and Its Application to the Flemish Cap and Sao Paulo Plateau. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 22, n. 4, 2021. Doi:10.1029/2020GC009615.
- NIELSEN, T. K.; HOPPER, J. R. From rift to drift: Mantle melting during continental breakup.

**Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 5, n. 7, 2004. Doi:10.1029/2003GC000662.

NORTON, I. O.; CARRUTHERS, D. T.; HUDEC, M. R. Rift to drift transition in the South Atlantic salt basins: A new flavor of oceanic crust. **Geology**, v. 44, n. 1, p. 55-58, 2016. Doi:10.1130/G37265.1.

NYAMBE, I. A.; UTTING, J. Stratigraphy and palynostratigraphy, Karoo Supergroup (Permian and Triassic), mid-Zambezi Valley, southern Zambia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 24, n. 4, p. 563-583, 1997. Doi:10.1016/S0899-5362(97)00081-X.

OJEDA Y OJEDA, H. A. ESTRUTURA, ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DAS BACIAS MARGINAIS BRASILEIRAS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 257-273, 1981. Doi:10.25249/0375-7536.1981257273.

OSMUNDSSEN, P. T.; BRAATHEN, A.; REDFIELD, T. F.; PERON-PINVIDIC, G. **What is reactivated when at rifted margins? Comparing the Northwest Svalbard and Møre segments of the NE Atlantic margin**, v. 18, p. 15306, 2016.

PÁNGARO, F.; RAMOS, V. A. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 37, n. 1, p. 162-183, 2012. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.05.010.

PASSARELLI, C. R.; VERMA, S. K.; MCREATH, I.; BASEI, M. A. S.; SIGA, O. Tracing the history from Rodinia break-up to the Gondwana amalgamation in the Embu Terrane, southern Ribeira Belt, Brazil. **Lithos**, v. 342-343, p. 1-17, 2019. Doi:10.1016/j.lithos.2019.05.024.

PATON, D. A.; MORTIMER, E. J.; HODGSON, N.; VAN DER SPUY, D. The missing piece of the South Atlantic jigsaw: when continental break-up ignores crustal heterogeneity. **Geological Society Special Publications**, London, v. 438, n. 1, p. 195-210, 2017. Doi:10.1144/SP438.8.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, n. 1, p. 119-139, 1992. Doi:10.1007/BF00301125.

PERCH-NIELSEN, K.; SUPKO, P. R.; BOERSMA, A.; et al. Site 356: Sao Paulo Plateau. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, 39, p.141-230, 1977. U.S. Government Printing Office. Doi:10.2973/dsdp.proc.39.105.1977.

PÉREZ-DÍAZ, L.; EAGLES, G. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. **Tectonics**, v. 33, n. 9, p. 1848-1873, 2014. Doi:10.1002/2014TC003644.

PÉREZ-DÍAZ, L.; EAGLES, G. South Atlantic paleobathymetry since early Cretaceous. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 11819, 2017. Doi:10.1038/s41598-017-11959-7.

- PEREZ-GUSSINYE, M.; MORGAN, J.; RESTON, T.; RANERO, C. The rift to drift transition at non-volcanic margins: Insights from numerical modelling. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 244, n. 1-2, p. 458-473, 2006. Doi:10.1016/j.epsl.2006.01.059.
- PÉREZ-GUSSINYÉ, M. A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia-Newfoundland conjugate margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 403-427, 2013. Doi:10.1144/SP369.19.
- PÉREZ-GUSSINYE, M.; ANDRÉS-MARTÍNEZ, M.; ARAÚJO, M.; et al. Lithospheric Strength and Rift Migration Controls on Synrift Stratigraphy and Breakup Unconformities at Rifted Margins: Examples From Numerical Models, the Atlantic and South China Sea Margins. **Tectonics**, v. 39, n. 12, 2020. Doi:10.1029/2020TC006255.
- PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. **International Journal of Earth Sciences**, v. 98, n. 7, p. 1581-1597, 2009. Doi:10.1007/s00531-008-0337-9.
- PERON-PINVIDIC, G.; OSMUNDSEN, P. T. The Mid Norwegian - NE Greenland conjugate margins: Rifting evolution, margin segmentation, and breakup. **Marine and Petroleum Geology**, v. 98, p. 162-184, 2018. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.08.011.
- PHILIPPON, M.; WILLINGSHOFER, E.; SOKOUTIS, D.; et al. Slip re-orientation in oblique rifts. **Geology**, v. 43, n. 2, p. 147-150, 2015. doi:10.1130/G36208.1
- PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D. M.; TEDESCHI, L. R. *et al.* Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 507, p. 60-80, 2018. Doi:10.1016/j.palaeo.2018.06.043.
- PIETZSCH, R. Comment on "Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin – Genesis and tectonic implications". **Marine and Petroleum Geology**, v. 133, p. 104963, 2021. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.104963.
- PLANERT, L.; BEHRMANN, J.; JOKAT, W. *et al.* The wide-angle seismic image of a complex rifted margin, offshore North Namibia: Implications for the tectonics of continental breakup. **Tectonophysics**, v. 716, p. 130-148, 2017. Doi:10.1016/j.tecto.2016.06.024.
- PONTE, F. C.; ASMUS, H. E. Geological framework of the Brazilian continental margin. **Geologische Rundschau**, v. 67, n. 1, p. 201-235, 1978. Doi:10.1007/BF01803262.
- RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. B11, p. 5973, 1979. Doi:10.1029/JB084iB11p05973.
- RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W. *et al.* Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. **Tectonics**, v. 5, n. 6, p. 855-880, 1986. Doi:10.1029/TC005i006p00855.

- RANERO, C. R.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M. Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins. **Nature**, v. 468, n. 7321, p. 294-299, 2010. Doi:10.1038/nature09520.
- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J.; CASQUET, C.; et al. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. **Geology**, v. 26, n. 8, p. 707, 1998. Doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0707:EEOTPA>2.3.CO;2.
- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J.; FANNING, C. M.; GRECCO, L. E. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. **Journal of the Geological Society**, v. 160, n. 4, p. 613-628, 2003. Doi:10.1144/0016-764902-112.
- REEVES, C. V. Aeromagnetic and gravity features of Gondwana and their relation to continental break-up: More pieces, less puzzle. **Journal of African Earth Sciences**, v. 28, n. 1, p. 263-277, 1999. Doi:10.1016/S0899-5362(98)00086-4.
- RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; et al. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975-979, 1992. Doi:10.1126/science.258.5084.975.
- RESTON, T. J. Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, n. 3-4, p. 561-576, 2005. Doi:10.1016/j.epsl.2005.06.019.
- RESTON, T. J. The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: the example of the West Iberian margin. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 77-110, 2007. Doi:10.1144/SP282.5.
- RESTON, T. J. The extension discrepancy and syn-rift subsidence deficit at rifted margins. **Petroleum Geoscience**, v. 15, n. 3, p. 217-237, 2009. Doi:10.1144/1354-079309-845.
- RESTON, T.; MANATSCHAL, G.; BROWN, D.; RYAN, P. Rifted Margins: Building Blocks of Later Collision. **Arc-Continent Collision**. v. 4, p.3-21, 2011. Doi:10.1007/978-3-540-88558-0\_1.
- RIGOTI, C. A.; VIANA, A. R.; VALERIANO, C. M. *et al.* The Uniqueness of Santos Basin Among all Other South Atlantic Marginal Basins. AAPG International Conference & Exhibition, Istanbul, Turkey. **Anais...** p.1, 2014.
- 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.** Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2015.
- RILEY, T. R.; MILLAR, I. L.; WATKEYS, M. K.; et al. U-Pb zircon (SHRIMP) ages for the Lebombo rhyolites, South Africa: refining the duration of Karoo volcanism. **Journal of the Geological Society**, v. 161, n. 4, p. 547-550, 2004. Doi:10.1144/0016-764903-181.

- ROS, E.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; ARAÚJO, M.; et al. Lower Crustal Strength Controls on Melting and Serpentinization at Magma-Poor Margins: Potential Implications for the South Atlantic. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, n. 12, p. 4538–4557, 2017. Doi:10.1002/2017GC007212.
- ROWAN, M. G. The South Atlantic and Gulf of Mexico salt basins: crustal thinning, subsidence and accommodation for salt and pre-salt strata. **Geological Society Special Publications**, London, v. 476, n. 1, p. 333–363, 2020. Doi:10.1144/SP476.6.
- SALDA, L. H. D.; LÓPEZ DELUCHI, M. G.; CINGOLANI, C. A.; VARELA, R. Laurentia-Gondwana collision: the origin of the Famatinian-Appalachian Orogenic Belt (a review). **Geological Society Special Publications**, London, v. 142, n. 1, p. 219–234, 1998. Doi:10.1144/GSL.SP.1998.142.01.11.
- SALOMON, E.; KOEHN, D.; PASSCHIER, C.; HACKSPACHER, P. C.; GLASMACHER, U. A. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. **Gondwana Research**, v. 28, n. 3, p. 1152–1167, 2015. Doi:10.1016/j.gr.2014.09.006.
- SAPIN, F.; RINGENBACH, J.-C.; CLERC, C. Rifled margins classification and forcing parameters. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 8199, 2021. Doi:10.1038/s41598-021-87648-3.
- SANTOS, P. R. DOS; CAMPOS, A. C. R.; CANUTO, J. R. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 125, n. 1–4, p. 165–184, 1996. Doi:10.1016/S0031-0182(96)00029-6.
- SANTOS, R. V.; GLASMACHER, U. A.; GELDMACHER, J. Scientific Drilling in the South Atlantic. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 95, n. 27, p. 249–249, 2014. Doi:10.1002/2014EO270007.
- SAVASTANO, V. L. M.; SCHMITT, R. DAS.; ARAÚJO, M. N. C. DE; INOCÊNCIO, L. C. Rift brittle deformation of SE-Brazilian continental margin: Kinematic analysis of onshore structures relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin. **Journal of Structural Geology**, v. 94, p. 136–153, 2017. Doi:10.1016/j.jsg.2016.11.012.
- SAVVA, D.; MERESSE, F.; PUBELLIER, M.; et al. Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam. **Tectonophysics**, v. 608, p. 72–83, 2013. Doi:10.1016/j.tecto.2013.07.010.
- SCHMITT, R. DA S.; TROUW, R. A. J.; SCHMUS, W. R. VAN; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 133, n. 1–2, p. 29–61, 2004. Doi:10.1016/j.precamres.2004.03.010.
- SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PASSCHIER, C. W. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind

underwater. **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 279-296, 2008. Doi:10.1144/SP294.15.

SCHMITT, R. S., FRAGOSO, R. A., & COLLINS, A. S. Suturing Gondwana in the Cambrian: The Orogenic Events of the Final Amalgamation. In: O. S. Siegesmund S., Basei M., Oyhantçabal P. (ed.), **Geology of Southwest Gondwana** (p. 411-432). Regional Geology Reviews. Springer, Cham. 2018.

SCHMITT, R. DA S.; FRAGOSO, R. DE A.; COLLINS, A. S. **Suturing Gondwana in the Cambrian**: The Orogenic Events of the Final Amalgamation, p.411-432, 2018. Doi:10.1007/978-3-319-68920-3\_15.

SCRIBANO, V.; CARBONE, S.; MANUELLA, F. C.; et al. Origin of salt giants in abyssal serpentinite systems. **International Journal of Earth Sciences**, v. 106, n. 7, p. 2595-2608, 2017. doi:10.1007/s00531-017-1448-y.

SENGÖR, A. M. C.; BURKE, K. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. **Geophysical Research Letters**, v. 5, n. 6, p. 419-421, 1978. Doi:10.1029/GL005i006p00419.

SÉRANNE, M.; ANKA, Z. South Atlantic continental margins of Africa: A comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. **Journal of African Earth Sciences**, v. 43, n. 1-3, p. 283-300, 2005. Doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.010.

SHARPLES, W.; MORESI, L.-N.; JADAMEC, M. A.; REVOTE, J. Styles of rifting and fault spacing in numerical models of crustal extension. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 120, n. 6, p. 4379-4404, 2015. Doi:10.1002/2014JB011813.

SHEPLEV, V.; VLADIMIR, R. A Contribution to the Further Investigation of McKenzie's Rifting Model. **Geophysica**, v. 34, p. 63-76, 1998.

STANTON, N.; SCHMITT, R.; GALDEANO, A.; MAIA, M.; MANE, M. Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: New kinematic constraints. **Tectonophysics**, v. 490, n. 1-2, p. 15-27, 2010. Doi:10.1016/j.tecto.2010.04.008.

STANTON, N.; PONTE-NETO, C.; BIJANI, R.; et al. A geophysical view of the Southeastern Brazilian margin at Santos Basin: Insights into rifting evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 55, p. 141-154, 2014. Doi:10.1016/j.jsames.2014.07.003.

STANTON, N.; KUSZNIR, N.; GORDON, A.; SCHMIT, R. How inheritance and magmatism influence rifted margins - A case study of the Campos Basin (Brazil). Proceedings of the 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & Expogef. **Anais...** p.1-4, 2019. Brazilian Geophysical Society. Doi:10.22564/16cisbgf2019.190.

STICA, J. M.; ZALÁN, P. V.; FERRARI, A. L. 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**, v. 50, p. 1-21, 2014. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015.

STOAKES, F. A.; CAMPBELL, C. V.; CASS, R.; UCHA, N. Seismic Stratigraphic Analysis of the Punta Del Este Basin, Offshore Uruguay, South America (1). **AAPG Bulletin**, v. 75, 1991. Doi:10.1306/0C9B278B-1710-11D7-8645000102C1865D.

STRUGALE, M.; SCHMITT, R. DA S.; CARTWRIGHT, J. Basement geology and its controls on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Basin Research**, v. 33, n. 3, p. 1906-1933, 2021. Doi:10.1111/bre.12540.

SUTRA, E.; MANATSCHAL, G. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. **Geology**, v. 40, n. 2, p. 139-142, 2012. Doi:10.1130/G32786.1.

SVARTMAN DIAS, A. E.; LAVIER, L. L.; HAYMAN, N. W. Conjugate rifted margins width and asymmetry: The interplay between lithospheric strength and thermomechanical processes. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 120, n. 12, p. 8672-8700, 2015. Doi:10.1002/2015JB012074.

SVENSEN, H. H.; TORSVIK, T. H.; CALLEGARO, S.; et al. Gondwana Large Igneous Provinces: plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes. **Geological Society Special Publications**, London, v. 463, n. 1, p. 17-40, 2018. Doi:10.1144/SP463.7.

SZATMARI, P. **Evaporite-bearing sequences in the Zechstein and Salina Basins, with a discussion on the origin of their cyclic features**, 1. jan. 1972.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. **Geology**, v. 27, n. 12, p. 1115, 1999. Doi:10.1130/0091-7613(1999)027<1115:MRINBD>2.3.CO;2.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. **Marine and Petroleum Geology**, v. 77, p. 567-596, 2016. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.06.004.

SZATMARI, P.; RIGOTI, C. A.; MORE LIMA, C. *et al.* Evaporation or Serpentinization? Origin of the Cretaceous South Atlantic Salt Giant. Goldschmidt Abstracts. **Anais...** p. 2520-2520, 2020. Geochemical Society. Doi:10.46427/gold2020.2520.

SZATMARI, P.; MORÉ DE LIMA, C.; FONTANETA, G. *et al.* Petrography, geochemistry and origin of South Atlantic evaporites: The Brazilian side. **Marine and Petroleum Geology**, v. 127, p. 104805, 2021. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104805.

TALWANI, M.; ABREU, V. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. **East Coast margin and conjugate South Atlantic margins**, p. 211-233, 2000. Doi:10.1029/GM115p0211.

- TEDESCHI, M.; NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A.; et al. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 167-186, 2016. Doi:10.1016/j.jsames.2015.11.011.
- TEDESCHI, L. R.; JENKYN, H. C.; ROBINSON, S. A.; et al. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1a. **Geology**, v. 45, n. 6, p. 543-546, 2017. Doi:10.1130/G38886.1.
- TEJADA, M. L. G.; SUZUKI, K.; KURODA, J.; et al. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. **Geology**, v. 37, n. 9, p. 855-858, 2009. Doi:10.1130/G25763A.1.
- THINON, I.; MATIAS, L.; RÉHAULT, J. P.; et al. Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. **Journal of the Geological Society**, v. 160, n. 1, p. 99-116, 2003. Doi:10.1144/0016-764901-103.
- TORSVIK, T. H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M. A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**, v. 177, n. 3, p. 1315-1333, 2009. Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x.
- TORSVIK, T. H.; VAN DER VOO, R.; PREEDEN, U.; et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. **Earth-Science Reviews**, v. 114, n. 3-4, p. 325-368, 2012. Doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.
- TROUW, R. A. J.; WIT, M. J. DE. Relation between the Gondwanide Orogen and contemporaneous intracratonic deformation. **Journal of African Earth Sciences**, v. 28, n. 1, p. 203-213, 1999. Doi:10.1016/S0899-5362(99)00024-X.
- TRUMBULL, R. B.; REID, D. L.; DE BEER, C.; VAN ACKEN, D.; ROMER, R. L. Magmatism and continental breakup at the west margin of southern Africa: A geochemical comparison of dolerite dikes from northwestern Namibia and the Western Cape. **South African Journal of Geology**, v. 110, n. 2-3, p. 477-502, 2007. Doi:10.2113/gssajg.110.2-3.477.
- TUCHOLKE, B. E.; SAWYER, D. S.; SIBUET, J.-C. Breakup of the Newfoundland-Iberia rift. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 9-46, 2007. Doi:10.1144/SP282.2.
- TUGEND, J.; MANATSCHAL, G.; KUSZNIR, N. J. et al. Formation and deformation of hyper-extended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. **Tectonics**, v. 33, n. 7, p. 1239-1276, 2014. Doi:10.1002/2014TC003529.
- TUGEND, J.; MANATSCHAL, G.; KUSZNIR, N. J.; MASINI, E. Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. **Geological Society Special**

**Publications**, London, v. 413, n. 1, p. 171-203, 2015. Doi:10.1144/SP413.3.

UNTERNEHR, P.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; SUTRA, E. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 207-215, 2010. Doi:10.1144/1354-079309-904.

VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A. *et al.* U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, v. 130, n. 1-4, p. 27-55, 2004. Doi:10.1016/j.precamres.2003.10.014.

VEEVERS, J. J. **Pangea**: Evolution of a supercontinent and its consequences for Earth's paleoclimate and sedimentary environments. p.13-24, 1994. Doi:10.1130/SPE288-p13.

VEEVERS, J. J. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. **Earth-Science Reviews**, v. 68, n. 1-2, p.1-132, 2004. Doi:10.1016/j.earscirev.2004.05.002

WANG, L.; LIU, C.; FEI, M.; *et al.* First SHRIMP U-Pb zircon ages of the potash-bearing Mengyejing Formation, Simao Basin, southwestern Yunnan, China. **Cretaceous Research**, v. 52, p. 238-250, 2015. Doi:10.1016/j.cretres.2014.09.008.

WARREN, J. K. **Evaporites**: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2006. Doi:10.1007/3-540-32344-9.

WARREN, J. Salt as sediment in the Central European Basin system as seen from a deep time perspective. **Dynamics of Complex Intracontinental Basins**: The Central European Basin System, p. 249-276, 2008.

WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 22, n. 1, p. 108-125, 1985. Doi:10.1139/e85-009.

WHIPP, P. S.; JACKSON, C. A.-L.; SCHLISCHE, R. W.; WITHJACK, M. O.; GAWTHORPE, R. L. Spatial distribution and evolution of fault-segment boundary types in rift systems: observations from experimental clay models. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 439, n. 1, p. 79-107, 2017. Doi:10.1144/SP439.7.

WHITE, R.; MCKENZIE, D. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B6, p. 7685, 1989. Doi:10.1029/JB094iB06p07685.

WHITMARSH, R. B.; MINSHULL, T. A.; RUSSELL, S. M. *et al.* The role of syn-rift magmatism in the rift-to-drift evolution of the West Iberia continental margin: geophysical observations. **Geological Society Special Publications**, London, v. 187, n. 1, p. 107-124, 2001. Doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.06.

- VAN WIJK, J. W. Role of weak zone orientation in continental lithosphere extension. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 2, p. L02303, 2005. doi:10.1029/2004GL022192
- WILL, T. M.; FRIMMEL, H. E. Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. **Gondwana Research**, v. 53, p. 9-19, 2018. Doi:10.1016/j.gr.2017.04.014.
- WILSON, J. T. Did the Atlantic Close and then Re-Open? **Nature**, v. 211, n. 5050, p. 676-681, 1966. Doi:10.1038/211676a0.
- WILSON, R. W.; HOUSEMAN, G. A.; BUITER, S. J. H.; MCCAFFREY, K. J. W.; DORÉ, A. G. Fifty years of the Wilson Cycle concept in plate tectonics: an overview. **Geological Society Special Publications**, London, v. 470, n. 1, p. 1-17, 2019. Doi:10.1144/SP470-2019-58.
- WINTER, W. R.; JAHERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 511-529, 2007.
- WIT, M. J. DE; RANSOME, I. D.. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In M. J. De Wit & I. D. Ransome (ed.). **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa**. p. 15-22, 1992.
- WIT, M. J. DE; NEVES, B. B. DE; TROUW, R. A. J.; PANKHURST, R. J. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: (the ties that bind). **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 1-8, 2008. Doi:10.1144/SP294.1.
- XIE, X.; REN, J.; PANG, X.; LEI, C.; CHEN, H. Stratigraphic architectures and associated unconformities of Pearl River Mouth basin during rifting and lithospheric breakup of the South China Sea. **Marine Geophysical Research**, v. 40, n. 2, p. 129-144, 2019. Doi:10.1007/s11001-019-09378-6.
- YAN, P.; DENG, H.; LIU, H.; ZHANG, Z.; JIANG, Y. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 27, n. 5, p. 647-659, 2006. Doi:10.1016/j.jseaes.2005.06.005.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. DE J. *et al.* Bacia do Paran . **Origem e Evolu o de Bacias Sedimentares**. p.135-168, 1990.
- ZALAN, P. V. Influence of pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. **4 Simposio Bolivariano**. 1991.
- ZALÁN, P. V. A Evolu o Faneroz ica das Bacias Sedimentares Brasileiras. **Geologia do Continente Sul-Americano – evolu o da obra de Fernando Fl vio Marques de Almeida**. p. 595-612, 2004.
- ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. D. C. G.; RIGOTI, C. A.; *et al.* An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos , Campos and Esp rito Santo Basins , Brazil \*. Expanded abstract presentation at AAPG Annual Convention and

Exhibition, Houston, Texas, USA, April 10-13, 2011. **Anais...** p.12, 2011.

ZERFASS, H.; CHEMALE, F.; LAVINA, E. Tectonic Control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its Correlation to the Waterberg Basin, Namibia. **Gondwana Research**, v. 8, n. 2, p. 163-176, 2005. Doi:10.1016/S1342-937X(05)71115-1.

ZHANG, J.; WANG, Z.; YANG, H. *et al.* Origin and differential accumulation of hydrocarbons in Cambrian sub-salt dolomite reservoirs in Zhongshen Area, Tarim Basin, NW China. **Petroleum Exploration and Development**,

v. 44, n. 1, p. 40-47, 2017. Doi:10.1016/S1876-3804(17)30006-X.

ZHOU, D.; RU, K.; CHEN, H. Kinematics of Cenozoic extension on the South China Sea continental margin and its implications for the tectonic evolution of the region. **Tectonophysics**, v. 251, n. 1-4, p. 161-177, 1995. Doi:10.1016/0040-1951(95)00018-6.

ZHOU, D.; YAO, B. Tectonics and sedimentary basins of the South China Sea: Challenges and progresses. **Journal of Earth Science**, v. 20, n. 1, p. 1-12, 2009. Doi:10.1007/s12583-009-0001-8.

