



Capítulo

# 7

## Tectônica e sedimentação do Pré-sal da Bacia de Santos

### AUTORES

Nolan Maia Dehler<sup>1</sup> ([nolan@petrobras.com.br](mailto:nolan@petrobras.com.br)), Arlindo Akio Yamato<sup>1</sup>, Francisco Eduardo Gomes da Cruz<sup>1</sup>, Paulo Augusto Moretti Júnior<sup>1</sup>, Marcos Roberto Fetter Lopes, Eveline Ellen Zambonato<sup>1</sup>, Claudemir Severiano de Vasconcelos<sup>1</sup>, João Alberto Bach de Oliveira<sup>1</sup>, Leonardo Correia Gomes<sup>1</sup>, Marcia dos Santos Nogueira<sup>1</sup>, Gilvan Pio Hamsi Júnior<sup>1</sup> & João Trindade Rodrigues de Freitas<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Petrobras

Palavras-chave: Bacia de Santos, Pré-sal, Tectonossedimentação, Deformação Distribuída, Reativações.

### RESUMO

A Bacia de Santos foi formada durante o rifteamento Eocretáceo do *Gondwana* Ocidental, com sua história de preenchimento iniciada a partir dos registros de rochas vulcânicas basálticas das sequências K20-K34 (Fm. Camboriú), relacionadas ao magmatismo da *Large Igneous Province (LIP)* Paraná-Etendeka. Esse magmatismo foi controlado por falhamentos distensivos orientados N-NE a NE e *grabens* orientados N-NW a NW, direções associadas aos enxames de diques. Esse estilo deformacional é característico da fase Rifte I, penecontemporânea ao vulcanismo inicial e marcada pela implantação de *grabens* assimétricos preenchidos por espessos pacotes de conglomerados, arenitos e folhelhos talco-estevensíticos lacustres da Sequência K36 (Fm. Piçarras), além de derrames basálticos. A deposição da Sequência K36 foi condicionada por falhamentos distensivos de direções N-NE a NW, segmentados por zonas de transferência e acomodação NW-SE. Sobrejacente à Sequência K36, depositou-se a Sequência K38

(Fm. Itapema) em marcante discordância angular (Discordância Pré-Jiquiá – DPJ), hiato que marca a passagem para a fase Rifte II, posicionada durante a deposição da Sequência K38. Esta sequência é composta por *grainstones* e *rudstones* bioclásticos intercalados com folhelhos geradores escuros ricos em matéria orgânica, depositados em ambiente lacustre com afinidade hidroquímica continental. Variações nas condições ambientais e tectônicas controlaram a deposição da Sequência K38. A elevada produtividade de bivalves após a DPJ gerou depósitos em um padrão progradacional, controlados pela atividade das falhas e pela disponibilidade de espaço de acomodação. Localmente, com a diminuição progressiva na atividade das falhas e a mudança no padrão de deposição das sequências, observam-se feições de crescimento de seção discretas, com padrão de preenchimento agradacional. A atividade do Rifte I condicionou o início da formação de feições, como o Alto Externo e o “S” de Santos. Em discordância (Discordância Pré-Alagoas - DPA) sobre a Sequência K38, depositaram-se os carbonatos da Sequência K44 (Fm. Barra Velha) em fase de baixa atividade tectônica por falhamentos, com padrão agradacional e transgressivo, evidenciando alterações nas condições ambientais e marcante expansão da área de deposição dos lagos do Pré-sal. Dados isotópicos, petrográficos e fósseis confirmam essa mudança nas características dos lagos, inicialmente mais confinados, passando para lagos progressivamente com águas mais alcalinas e intensa evaporação, favorecendo a extinção dos bivalves. Nesta época, o preenchimento das bacias assumiu geometria do tipo *sag basin*. Esta mudança caracteriza a fase Rifte II, quando a reativação tectônica nas porções internas da bacia foi síncrona à deposição das sequências carbonáticas (K46-K48, Fm. Barra Velha) e salífera (K50, Fm. Ariri), modificando o paleorrelevo e condicionando a sedimentação. A deposição apresenta um padrão progradacional e regressivo marcado pelas clinoforamas de *grainstones* que migraram a partir de altos deposicionais.

O topo da seção carbonática, denominado informalmente de Marco Lula, caracteriza-se por uma sequência homogênea com espessura de aproximadamente 30 m, constituído pela alternância entre fácies laminitos e fácies *grainstones*, ambas com frequentes feições de exposição subaérea. Zonas de transferência E-NE interbaciais sinistrais e reativação das direções N-NW com cinemática dextral, associada a encurtamento discreto na direção N-NE e estiramento E-SE, bem como vulcanismo e hidrotermalismo tardio, relacionam-se à fase Rifte II. A atividade de falhas de *detachment* relacionadas à gênese de estruturas do tipo *core complexes* também compõe este quadro evolutivo final. Além disso, aponta para a persistência da atividade tectônica do rifteamento formador e deformador da Bacia de Santos, antes, durante e após a deposição do sal da Sequência K50, lançando luz na compreensão desta importante província do Pré-sal da margem sudeste brasileira.

## 1. INTRODUÇÃO

A descoberta pela Petrobras de imensas acumulações de hidrocarbonetos no intervalo tectonoestratigráfico denominado “Pré-sal” da Bacia de Santos, representa o clímax de uma trajetória exploratória ainda em curso, iniciada há décadas com a primeira descoberta de petróleo em solo brasileiro ocorrida em Lobato-BA. Com esta descoberta, constatou-se a vocação petrolífera do rifte da Bacia do Recôncavo. No imaginário dos exploracionistas pioneiros, talvez já residisse a pujança das reservas de hidrocarbonetos descobertas recentemente no Pré-sal, ou até mesmo o intervalo tectonoestratigráfico no qual as acumulações supergigantes estariam hospedadas. Tal qual o Recôncavo, embora distinto deste, a formação destas acumulações também se relaciona aos processos iniciais da ruptura do *Gondwana* Ocidental e da criação do Oceano Atlântico Sul. Entretanto, dificilmente aqueles pioneiros anteveriam que a vocação petrolífera brasileira seria consolidada na Bacia de Santos e que os controles das imensas acumulações até aqui descobertas se associam a singularidades geológicas tão marcantes.

Dentre as singularidades até então encontradas nesta trajetória, destaca-se a constatação de excelentes reservatórios carbonáticos lacustres do Aptiano, associados à atividade organoquímica (microbialitos) controlados por paleoaltos do rifte (Carminatti *et al.*, 2008), localmente, formados por processos abióticos (Wright, 2012 e 2021), ligados a fluidos ascendentes em zonas de falhas em paleoaltos (Souza *et al.*, 2018), ou até mesmo por mistura de salmouras em ambientes

evaporíticos (Farias *et al.*, 2019). A interpretação deposicional e paleoambiental desse expressivo registro do Pré-sal ainda é motivo de intenso debate, em grande parte pela ausência de análogos modernos. Destaca-se também a deposição de uma sequência salífera no Neoaptiano da Bacia de Santos, com espessuras originais maiores que 2.000 m e que, posteriormente, serviriam para manter trapeado o petróleo, apresentando-se como uma singularidade sob o ponto de vista do registro geológico (Mohriak *et al.*, 2009; Szatmari & Milani, 2016). A estas características, soma-se a presença de rochas geradoras previamente depositadas em lagos controlados por estruturas implantadas em um rifteamento oblíquo sinistral do Eocretáceo (Szatmari *et al.*, 1985), que resultou em uma das bacias rifte mais extensas já estudadas nas margens continentais (ver Zalán *et al.* 2011), associadas à implantação de cadeias vulcânicas (Mohriak *et al.*, 2000) ou a cinturões de manto exumado na transição oceano-continente (Zalán *et al.*, 2011), assim como a zonas de transferência interbaciais (Magnavita *et al.*, 2010a; Dehler *et al.*, 2016b).

Em vista de todo o conhecimento existente acima mencionado, este capítulo tem como objetivo apresentar e discutir o conhecimento acumulado pela Petrobras acerca da compartimentação tectônica da Bacia de Santos, dos eventos tectônicos regionais e de seus controles sobre as sequências deposicionais, que no final resultam nas tectonossequências caracterizadas; objetiva também apresentar as grandes discordâncias na seção Pré-sal, bem como os padrões de preenchimento e do paleorrelevo nos diferentes domínios da

Bacia de Santos. Dessa maneira, pretende-se tatear, em maior ou menor grau, tamanha complexidade evolutiva. Para tanto, neste trabalho a bacia foi subdividida em quatro domínios regionais: domínios Sul, Central, Norte e Externo. Tais domínios são compartimentos limitados e caracterizados por importantes estruturas ou feições morfotectônicas, definidas e descritas com base em levantamentos geofísicos de métodos potenciais e sísmicos, dados geológicos estratigráficos e estruturais, e de poços. Em síntese, esse método de análise permite interpretar de maneira consistente a evolução das tectonossequências no tempo e no espaço, de acordo com os padrões de terminação de estratos, características litológicas, padrões de preenchimento e espessamento e adelgaçamento. Assim, associando essas feições estratigráficas aos controles exercidos pelas principais estruturas que compõem a arquitetura tectônica do Pré-sal da Bacia de Santos.

## 2. CONTEXTUALIZAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA REGIONAL

A Bacia de Santos (Figura 2.1) está posicionada no Domínio Tectônico Central do Atlântico Sul (Moulin *et al.*, 2010), limitado a sul pela Zona de Fratura do Rio Grande e pela Dorsal de São Paulo (Kumar *et al.*, 1977; Gamboa & Rabinowitz, 1981). Esta última feição forma um proeminente alto, alinhado na direção E-W, separando o Atlântico Austral da porção distal de

ocorrência da seção do Pré-sal, que configura uma porção mais elevada do assoalho marinho denominada de Platô de São Paulo (Kumar & Gamboa, 1979). Este platô define o limite sul da bacia salífera no Atlântico Sul (Kumar & Gamboa, *op. cit.*; Conceição *et al.*, 1988; Davison, 2007), equivalente à área de ocorrência da Sequência K50 de Moreira *et al.* (2007).

O desenvolvimento da Bacia de Santos relaciona-se à evolução das bacias marginais da costa leste brasileira, vinculada ao rifteamamento intracontinental diacrônico entre as placas Sul-Americana e Africana do Neojurássico ao Eocretáceo, que culminou com a ruptura continental do *Gondwana* Ocidental e subsequente formação do Oceano Atlântico Sul (Szatmari, 2000; Mohriak *et al.*, 2008; Torsvik *et al.*, 2009; Heine *et al.*, 2013). Na latitude da bacia, o estágio que precede o rifte é caracterizado por intenso magmatismo basáltico, interpretado como resultante do efeito da pluma de Tristão da Cunha (O'Connor & Duncan, 1990; Gibson *et al.*, 2006). Tal magmatismo é, em parte, representado pelos extensos fluxos de lava e intrusões de enxames de diques da LIP Paraná-Etendeka, com idades concentradas no intervalo ~134 a 132 Ma (Turner *et al.*, 1994; Renne *et al.*, 1996, Thiede & Vasconcelos, 2010). Este magmatismo é correlacionado ao vulcanismo basáltico das sequências basais da Bacia de Santos, correspondendo ao início do preenchimento vulcanossedimentar na região e registrando, portanto, as primeiras manifestações distensivas relacionadas à abertura do oceano Atlântico Sul na região (Coutinho, 2008; Almeida *et al.*, 2013).

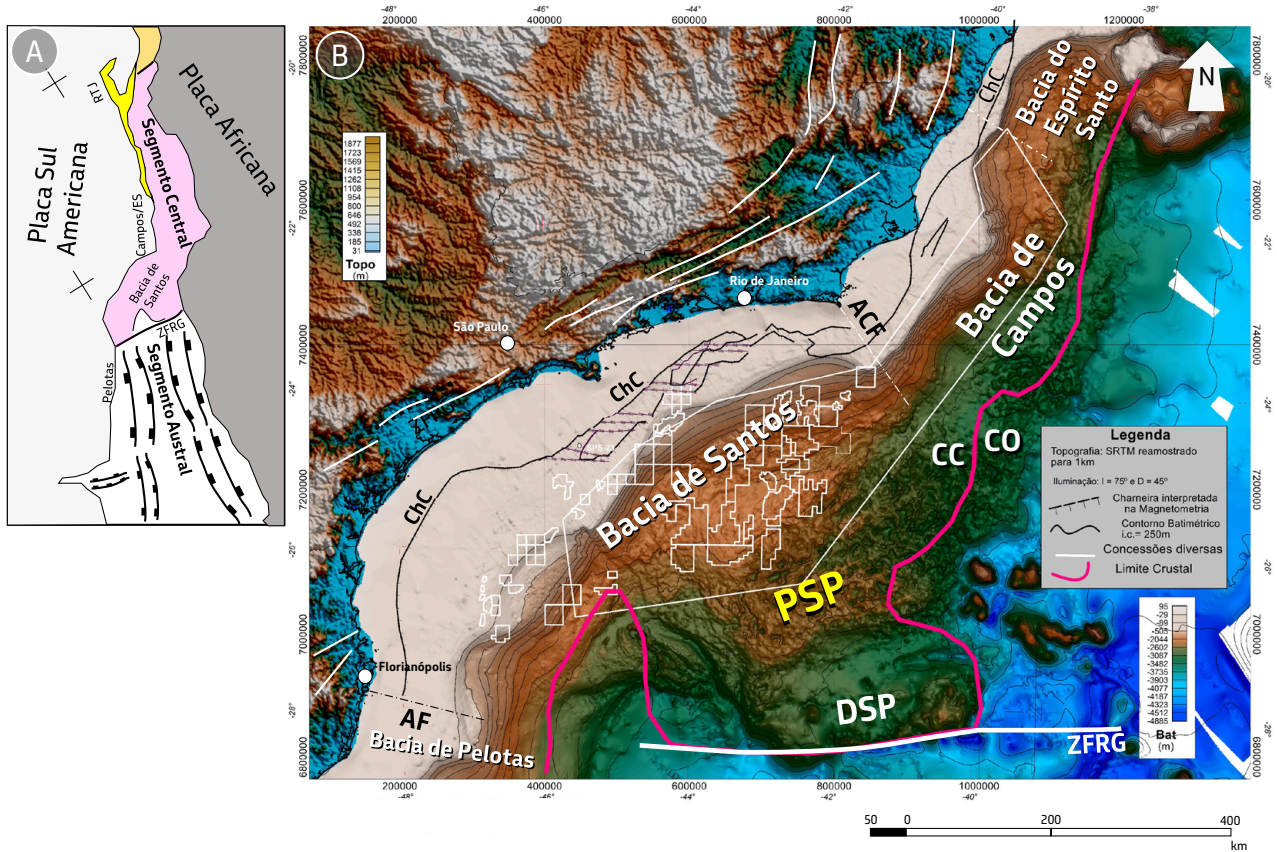


Figura 2.1 - A Bacia de Santos no contexto da Margem Atlântica Brasileira: (a) *Cartoon* da reconstrução paleogeográfica de Moulin *et al.* (2010) a 112 Ma, mostrando a Bacia de Santos no contexto da compartimentação do Atlântico Sul e o Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). Observar a variação em orientação da linha de costa de um regional N-NE para E-NE na bacia, e o limite entre o segmento Central e Austral do Atlântico Sul na Zona de Fratura do Rio Grande (ZFRG), no limite da Bacia de Santos com a Bacia de Pelotas (Gamboa & Rabinowitz 1981); (b) Composição entre a batimetria da Bacia de Santos e a topografia da área emersa contígua, mostrando OS limites da bacia e as principais feições morfoestruturais. Alto de Cabo Frio (ACF) e Alto de Florianópolis (AF); Feições regionais: Charneira Cretácea (ChC) (Zalán & Oliveira 2005); Crosta Oceânica (CO) e CROSTA Continental (CC) (Carminatti *et al.* 2008); Platô de São Paulo (PSP) e Dorsal de São Paulo (DSP) (Kumar *et al.* 1977, Kumar & Gamboa 1979). Observar os lineamentos principais assinalados na área continental (direção geral das zonas de cisalhamento pré-cambrianas), que condicionam a linha de costa e charneira cretácea na região.

A formação de *horsts* e *grabens* em direção ao mar ocorreu concomitantemente ao preenchimento por sedimentos das sequências rifte mais antigas da bacia, que sucederam ao magmatismo inicial (Milani *et al.*, 2007). Após o vulcanismo inicial, o estiramento litosférico, de orientação aproximada E-W, se desenvolveu oblíquo à estruturação NE-SW do embasamento, constituído por rochas da Faixa Ribeira (Ebert & Hasui, 1998; Heilbron *et al.*, 2004). Esses controles geométricos resultaram em um regime transtrativo sinistral de

abertura (Szatmari *et al.*, 1985; Meisling *et al.*, 2001; Milani *et al.*, 2005), que exerceu importante controle cinemático no desenvolvimento e evolução do arcabouço estrutural da bacia, com falhamentos sin-rifte que formaram zonas de charneira, altos e baixos regionais e zonas de transferência.

Durante a fase rifte, ocorreram ainda diversos pulsos magmáticos no interior da bacia (Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015), em distribuição espacial mais restrita e com menores

volumes do que o magmatismo inicial supracriado. Alguns pulsos desempenharam importante papel na evolução do sistema petrolífero, seja na conformação da paleofisiografia, na interação de fluidos com os sedimentos ou na compartimentação de reservatórios.

O preenchimento vulcanossedimentar do Pré-sal na Bacia de Santos, registrado em diversos trabalhos anteriores que abordaram a litoestratigrafia da área (Ojeda & Cesero, 1973; Ojeda & Silva, 1975; Ojeda & Aranha, 1980; Pereira, 1986; Pereira & Feijó, 1994), está representado neste capítulo por cinco sequências deposicionais (K20-K34, K36, K38, K44, K46-K48), propostas por Moreira *et al.* (2007). Segundo esses autores, o registro magmático e sedimentar estaria subdividido em dois intervalos principais: Superssequência Rifte (K20-K34, K36 e K38) e Superssequência Pós-Rifte (K44 e K46-K48).

A Carta Estratigráfica da Bacia de Santos aqui adotada, apresenta uma possibilidade de correlação sintética e os termos comumente utilizados na Petrobras até o presente momento, entre as sequências deposicionais descritas por Moreira *et al.* (2007), o zoneamento bioestratigráfico e a litoestratigrafia do Pré-sal na Bacia de Santos, e as principais discordâncias e tectonossequências (Figura 2.2). Destaca-se também, duração e fases do rifte discutidas

neste trabalho e idade da Sequência K50 com o posicionamento das sequências e eventos.

Na porção basal da bacia, encontram-se as sequências K20-K34 depositadas sobre o embasamento Pré-Cambriano, compostas pelos basaltos da Formação Cabiúnas, correlatos ao LIP Paranã-Etendeka. Imediatamente acima dessas vulcânicas, ocorre a Sequência K36, que corresponde litoestratigraficamente à Formação Piçarras, composta por conglomerados e arenitos polimíticos em sua porção proximal e por arenitos, folhelhos e siltitos de composição talco-estevensítica nas porções francamente lacustres, tendo sido depositada sobre os basaltos de 130 Ma idade da Formação Camboriú (Moreira *et al.*, 2007; Mohriak, 2003). A Sequência K36, de idade Barremiano (andar local Buracica), tem o limite superior configurado pela discordância da base da Sequência K38, denominada Discordância Pré-Jiquiá (DPJ), de caráter frequentemente angular. A deposição da Sequência K36 foi fortemente controlada por falhamento distensivo, que formou *grabens* encaixados e profundos, preferencialmente assimétricos, típicos dos riftes imaturos. A deposição desta sequência marcaria o início da atividade sin-rifte na bacia segundo Moreira *et al.* (2007), caracterizada pelo típico padrão de falhamento e subsidência mecânica regional.

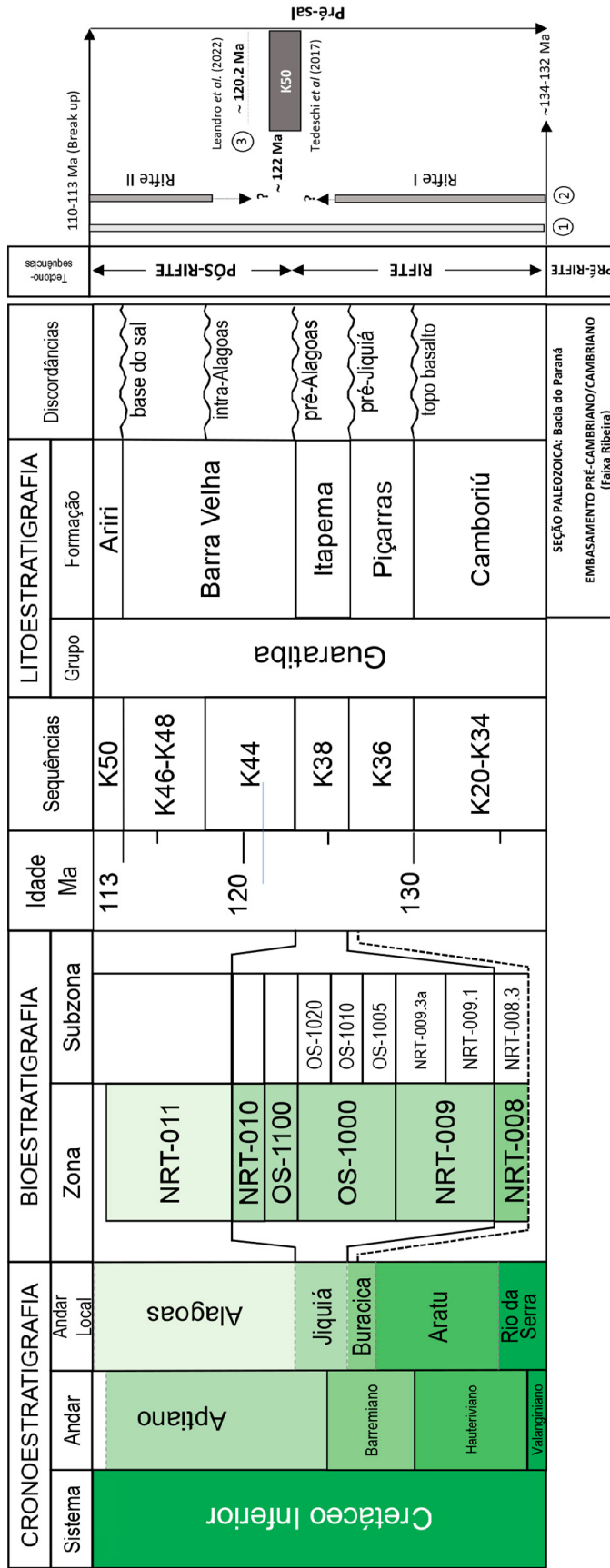


Figura 2.2 - Carta Estratigráfica sintética do Pré-sal da Bacia de Santos, mostrando os principais limites cronoestratigráfico, as biozonas, as discordâncias e as tectonossequências, conforme proposto por Moreira et al. (2007). É representada também a seção Pré-rifte da bacia, composta por rochas da faixa Ribeira (Moreira et al. 2007) e, hipoteticamente, por rochas de idade paleozoica da Bacia do Paraná (Zalán, 2016); As barras ao lado mostram: 1 - a duração do rifte (Rigoti et al. 2022, este volume); 2 - as fases do rifte propostas e discutidas neste trabalho; e 3 - a proposta para a idade da Sequência K50 do Aptiano Inferior (Tedeschi et al. 2017) e o posicionamento das sequências e dos eventos sob esta perspectiva de idade da sequência salífera DP Atlântico Sul.

Assim, o magmatismo que precede o evento de falhamento regional generalizado do rifte, e que tradicionalmente corresponderia aos registros de um estágio Pré-rifte nesta área, representaria os registros da própria transição para a fase sin-rifte. Este magmatismo está geneticamente relacionado aos efeitos tectonotermiais resultantes da atividade de uma anomalia térmica profunda e, portanto, ao próprio processo de rifteamento nesta porção do *Gondwana* no Eocretáceo (Coutinho, 2008; Gomes *et al.*, 2015). A implantação desta anomalia estaria associada então a efeitos tectonotermiais expressivos como, por exemplo, o soerguimento Mesozoico generalizado de algumas regiões como o Arco de Ponta Grossa (Milani, 1997). Da mesma forma, o marcante controle estrutural na colocação dos enxames de diques pela cinemática de abertura do rifte (Almeida *et al.* 2013), e na própria expressão dos registros do magmatismo básico que caracterizam a *LIP* Paraná-Etendeka e a Formação Camboriú, que precedem a instalação de um ambiente tectônico de transição para um estágio de rifte continental (Stica *et al.*, 2014), são consistentes com a proposta de posicionamento do magmatismo das sequências K20-K34 no início dos registros litotectônicos do processo de rifteamento. Nesse contexto, tem sido interpretado por alguns autores a presença de uma seção paleozoica pré-rifte remanescente, correlata à Bacia do Paraná, e sotoposta aos basaltos da Formação Camboriú e à seção Pré-sal. Pacotes sedimentares paleozoicos estariam preservados no fundo de *grabens* em algumas áreas na Bacia de Santos (Zalán, 2016).

A Sequência K38 (Barremiano-Aptiano; andar local Jiquiá), cuja correspondente litoestratigráfica é a Formação Itapema, caracteriza-se pela presença de *rudstones*, *grainstones* e folhelhos escuros, comumente intercalados. O limite inferior desta sequência é a Discordância Pré-Jiquiá (DPJ), de idade Intrabarremiano, que separa os andares Jiquiá e Buracica. O limite superior, por sua vez, é definido pela Discordância Pré-Alagoas (DPA). Dentro desta sequência, são identificadas algumas biozonas de ostracodes não marinhos do Andar Jiquiá (NRT-009, OS-1005, OS-1010, OS-1020, OS-1100 e NRT-010), posicionados cronoestratigraficamente no Barremiano-Aptiano.

A deposição da Supersequência Rifte foi controlada por falhas normais a oblíquas orientadas preferencialmente N-NE (Milani *et al.*, 2005) e, localmente, NW-SE e E-NE (Magnavita *et al.*, 2010a). Entre os sistemas de falhas mais importantes, destacam-se os sistemas de Merluzza e de Tupi, nas regiões sul e central da bacia. Orientados segundo N-NE, os sistemas de falhas distensionais podem se estender desde a porção distal até as proximidades da charneira cretácea mais a norte. Importantes zonas de transferência ocorrem por toda a bacia, nas direções NW-SE (Mohriak *et al.*, 2000; Meisling *et al.*, 2001) e E-W (Pereira *et al.*, 1986; Macedo, 1990), além de zonas de transferência interbaciais regionais E-NE (Magnavita *et al.*, 2010a; Dehler *et al.*, 2016b). Estas zonas segmentam as falhas normais e exercem papel ativo no controle deposicional das sequências. A sedimentação das sequências K36 e K38, sob a influência da atividade dessas estruturas,



apresenta geometrias divergentes dos estratos, que indicam espessamento contra a falha em depocentros com preenchimento sedimentar acima de 4.000 m e exibem afinamentos em *onlap* em direção à borda flexural.

A Sequência K44, constituída por estromatólitos, esferulititos, *rudstones*, *grainstones*, *packstones*, laminitos e folhelhos, corresponde litoestratigraficamente à porção basal da Formação Barra Velha (Aptiano Inferior). O limite inferior dessa sequência é a Discordância Pré-Alagoas (DPA) e o seu limite superior é definido na Discordância Intra-Alagoas (DIA). Posicionada acima dessa discordância, as sequências K46-K48 representam a porção superior da Formação Barra Velha e seus tipos litológicos são basicamente os mesmos da Sequência K44, apesar de frequentemente apresentar um maior conteúdo de argilominerais magnesianos em seu intervalo basal e de prevalecerem estromatólitos e laminitos intercalados com *grainstones* no intervalo superior. Depositada no Aptiano Superior (Andar Alagoas), tem seu limite inferior dado pela Discordância Intra-Alagoas (DIA) e limite superior definido na base da Sequência K50 (Moreira *et al.*, 2007), caracterizada pelos estratos evaporíticos marinhos da Formação Ariri. As sequências K44 e K46-K48, ambas do Andar Alagoas, têm correspondência com o intervalo identificado pela biozona de ostracodes não marinhos NRT-011 (Figura 2.2).

Tradicionalmente, as sequências posicionadas acima da Discordância Pré-Alagoas (DPA) têm sido interpretadas como depositadas durante a fase pós-rifte (Moreira *et al.*, 2007, entre outros). Entretanto, no presente

capítulo, a evolução do rifte com a formação e a articulação dos grandes compartimentos da Bacia de Santos, até o momento da ruptura continental e inserção de crosta oceânica, foi interpretada, e aqui discutida, também sob uma ótica mais contemporânea acerca dos modelos de evolução das margens continentais. Atualmente, considera-se que os riftes evoluem no espaço e no tempo, tornando-se mais jovens para a região distal, onde o afinamento é maior e onde estão presentes importantes zonas de descolamento, especialmente nos domínios hiperestirados. Nesta região, pode ocorrer eventual exumação do manto e intenso vulcanismo, em uma complexa zona de transição até o limite continente-oceano (LCO), segundo Manatschal (2004), Péron-Pinvidic & Manatschal (2009), Péron-Pinvidic *et al.* (2013) e Tugend *et al.* (2020). A área de ocorrência mais expressiva dos principais reservatórios da seção do Pré-sal encontra-se nos domínios estirado e hiper-estirado do rifte, segundo Magnavita *et al.* (2010b) e Zalán *et al.* (2011). A discussão desse modelo polifásico, com o rejuvenescimento do rifte para regiões distais, reacende o debate sobre a natureza tectonossedimentar das sequências e a utilização de conceitos como 'seção rifte' (ou sin-rifte) e 'seção pós-rifte', *versus* termos referentes a conceitos aparentemente distintos mas relacionados, como seção sin e pós-tectônicas, além dos próprios mecanismos de subsidência (por exemplo termal *versus* mecânica por fluxo da crosta inferior). Estes estariam ativos durante o preenchimento sedimentar e a formação de bacias do tipo *sag basin* no Atlântico Sul, posteriormente colmatadas pela sequência salífera K50 (Karner & Driscoll, 1999; Karner & Gamboa, 2007).

### 3. ARCABOUÇO TECTÔNICO E OS DOMÍNIOS DEPOSICIONAIS DO PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos situa-se em uma região com morfoestrutura e evolução singulares no Atlântico Sul, posicionando-se no limite entre diferentes segmentos do rifte intracontinental do Eocretáceo, nesta porção do *Gondwana* e da própria margem continental. Por toda a borda norte da bacia, a linha de costa e a charneira cretácea têm orientação geral próxima a EW, em contraste com a orientação próxima a NS das mesmas feições e das próprias falhas do rifte, nas bacias de Campos e Espírito Santo a norte e, em direção a sul, na Bacia de Pelotas (Figuras 2.1 e 3.1). A Bacia de Santos ocupa, portanto, uma posição de conexão entre dois segmentos rifteados distintos do *Gondwana* Ocidental, orientados N-S a N-NE. Um segmento é relacionado à abertura do Atlântico Austral e o outro é relacionado à abertura do segmento Central (Moulin *et al.*, 2010; Heine *et al.*, 2013), em arranjo interpretado como um *mega-relay* por Magnavita *et al.* (2010a) e Scotchman *et al.* (2010).

A relação entre a orientação geral NE-SW da margem rifteada em Santos e em Sergipe-Alagoas e a direção geral E-W de abertura

do rifte levou Szatmari *et al.* (1985) e Milani *et al.* (2005) a proporem um regime transtrativo sinistral para o rifte nestes segmentos. Na Bacia de Santos, com a configuração regional da charneira variando a orientação de N-S para E-W (Figura 3.1), juntamente com a trama do embasamento da Faixa Ribeira orientada preferencialmente NE-SW a E-NE, constata-se que as principais unidades do embasamento aflorante cruzam a linha de costa e adentram à bacia no segmento sul, frente aos estados de Santa Catarina e Paraná, e ao norte, na costa do Estado do Rio de Janeiro. Na região central, a charneira é subparalela às zonas de cisalhamento NE-SW da Faixa Ribeira, vistas em afloramentos e bem-marcadas em anomalias magnéticas (Figura 3.1). A relação geométrica entre esses elementos na porção proximal permitiu reconhecer, na margem rifteada de Santos, três domínios, a saber: Domínio Sul de Santos (DSS), Domínio Central de Santos (DCS) e Domínio Norte de Santos (DNS). Um quarto domínio ocorre na região mais distal, sendo nomeado aqui Domínio Externo de Santos (DES), posicionado a leste da Zona de Transferência *Helmut* (ZTH) (Figura 3.2). Cada domínio apresenta distintas assinaturas geofísicas e história de preenchimento que serão descritas a seguir.

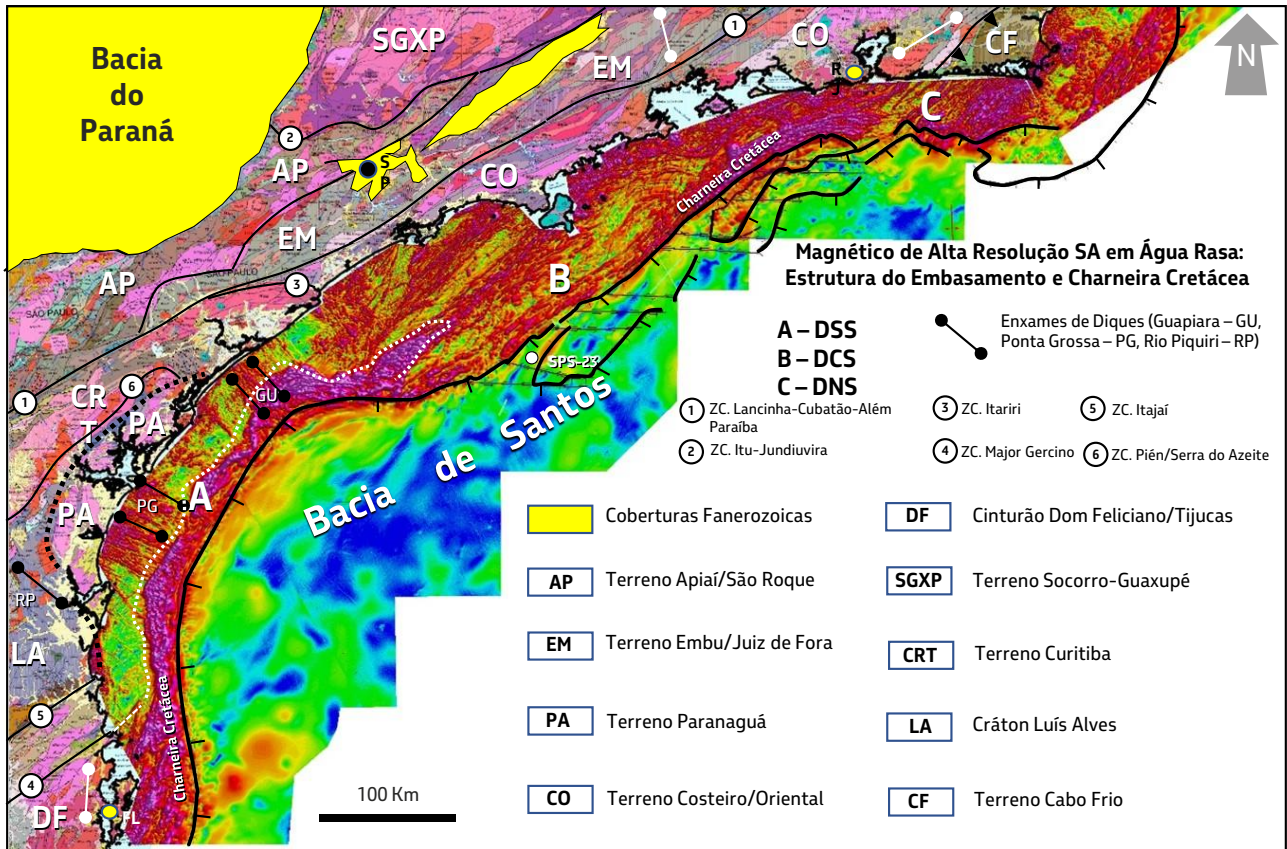


Figura 3.1 - Domínios tectônicos do embasamento da Faixa Ribeira ou Orógeno Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1973, Heilbron *et al.*, 2004) e a orientação regional da charneira cretácea da Bacia de Santos. Os terrenos da faixa orogênica são caracterizados neste segmento por marcante orientação NE-SW, segundo as zonas de cisalhamento transpressivas regionais. Os domínios tectonossedimentares da bacia são: (A) DSS - Domínio Sul de Santos; (B) DCS - Domínio Central de Santos; e (C) DNS - Domínio Norte de Santos, E refletem diferentes geometrias e orientações da charneira cretácea com relação aos terrenos do embasamento continental. Ver discussão no texto para Geologia (Bizzi *et al.*; 2001). NOTAR Zonas de cisalhamento regionais segundo Conte *et al.* (2020), Cabrita *et al.* (2017) e Dehler *et al.* (2007). a Porção *offshore*, está representada pelo Mapa Magnético Sinal Analítico e com a Charneira Cretácea na Bacia de Santos (adaptada de Zalán & Oliveira 2005).

O Domínio Sul de Santos (DSS), cuja evolução estaria ainda muito relacionada à da Bacia de Pelotas, corresponde à porção da bacia entre a charneira cretácea orientada NS a oeste e o sistema *Graben* de Merluza/ Propagador Abimael (Mohriak *et al.*, 2000; Carvalho, 2013) a leste, que limita este domínio do Domínio Central de Santos (DCS). O Domínio Central de Santos (DCS) situa-se entre os domínios Sul e Norte, limitado a sudoeste pelo sistema *Graben* de Merluza/Propagador Abimael e a nordeste pela Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI). Neste Domínio, destaca-se uma

feição morfoestrutural conhecida como Alto Externo de Santos (AES), onde encontram-se as principais acumulações de petróleo do Pré-sal. O Domínio Norte de Santos (DNS) está compreendido entre a ZTI, que o limita a oeste do DCS, e o Alto de Cabo Frio (Oreiro *et al.*, 2008), que o limita da Bacia de Campos a leste e com a qual estaria diretamente relacionado em termos evolutivos (Figuras 3.2 e 3.3). O Domínio Externo de Santos (DES), composto pelos terrenos hiperestirados do Platô de São Paulo (PSP), está limitado de todos os outros domínios pela Zona de Transferência *Helmut*

(ZTH), com cinemática transtrativa sinistral, ao final do processo de ruptura continental (Figuras 3.2 e 3.3).

Um dos aspectos regionais mais marcantes deste segmento da margem brasileira é o evidente condicionamento exercido pela orientação das principais estruturas e limites tectônicos preexistentes, na implantação e compartimentação das bacias. O embasamento da Bacia de Santos pertence à Faixa Ribeira, formada por diferentes terrenos intensamente segmentados, acrescidos e deformados no Neoproterozoico/Cambriano, condicionados por zonas de cisalhamento NE-SW regionais (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Campanha, 2002). Esses terrenos, por causa de suas diferentes naturezas e história geológica, podem representar também heterogeneidades mecânicas importantes, de acordo com estruturas e reologias próprias. Dessa forma, os diferentes terrenos, com suas respectivas idades termiais e estrutura interna, configuram, juntamente com o arranjo anastomosado das zonas de cisalhamento NE-SW, o embasamento reativado na região durante o rifteamento continental do Eocretáceo que formou a Bacia de Santos (Magnavita *et al.*, 2010a). Essa relação se expressa na diferença em orientação geral da charneira cretácea observada na bacia (*vide* Figura 3.1).

No DSS, a linha de costa em Santa Catarina e a charneira têm orientação N-S e são oblíquas aos contatos entre os principais domínios tectônicos, alinhados NE-SW, como o Cinturão Dom Feliciano/Tijucas e o Cráton Luiz Alves (Mantovani *et al.*, 1989; Fragozo César, 1991) (Figura 3.1). Mais ao norte, temos o DCS

exibindo uma linha de costa de direção NE, concordante com a fábrica do embasamento, representado pelas unidades do Cinturão Ribeira (Almeida & Hasui, 1984), notadamente os Terrenos Costeiro e Curitiba (Basei *et al.*, 1992; Siga Jr., 1995), a sudeste da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. Os terrenos Embu e Apiaí, a noroeste da referida zona de cisalhamento, compõem o Cinturão Ribeira naquela região (Campanha & Sadowski, 1999) (Figura 3.1). Avançando pelos litorais paulista e fluminense, a linha de costa assume a orientação E-W ao adentrarmos no DNS. Nesta área, compõem o Cinturão Ribeira tanto os granulitos do Terreno Juiz de Fora, tectonicamente intercalado ao longo da direção do orógeno ao Terreno Embu, quanto o Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Bizzi *et al.*, 2001; Heilbron *et al.*, 2004), correspondente ao Terreno Costeiro e aos metassedimentos que ocorrem para sudeste até o bloco Cabo Frio. Todos estes elementos mostram-se orientados NE-SW, oblíquos à linha de costa e à charneira na região (Figura 3.1). No extremo leste, aflora o Domínio Tectônico Cabo Frio - DTFC (Schmitt *et al.*, 2004), através de um contato sub-horizontal de direção NE. A Faixa Ribeira, embasamento da Bacia de Santos, constitui-se, portanto, em um arranjo mecanicamente heterogêneo de terrenos orientados NE-SW, limitados ou lenticularizados ao longo deste alinhamento, por zonas de cisalhamento regionais. Ocorrem terrenos do embasamento granulítico ou ortognáissico ao longo de toda a faixa, relativamente mais homogêneos e rígidos, geralmente também mais antigos. São intercalados tectonicamente às faixas metassedimentares mais heterogêneas, micáceas e bandadas, com tendência a uma reologia relativamente

menos competente. Como exemplo, citam-se os terrenos Açungui, Embu e Paraíba do Sul, ao longo de toda a faixa.

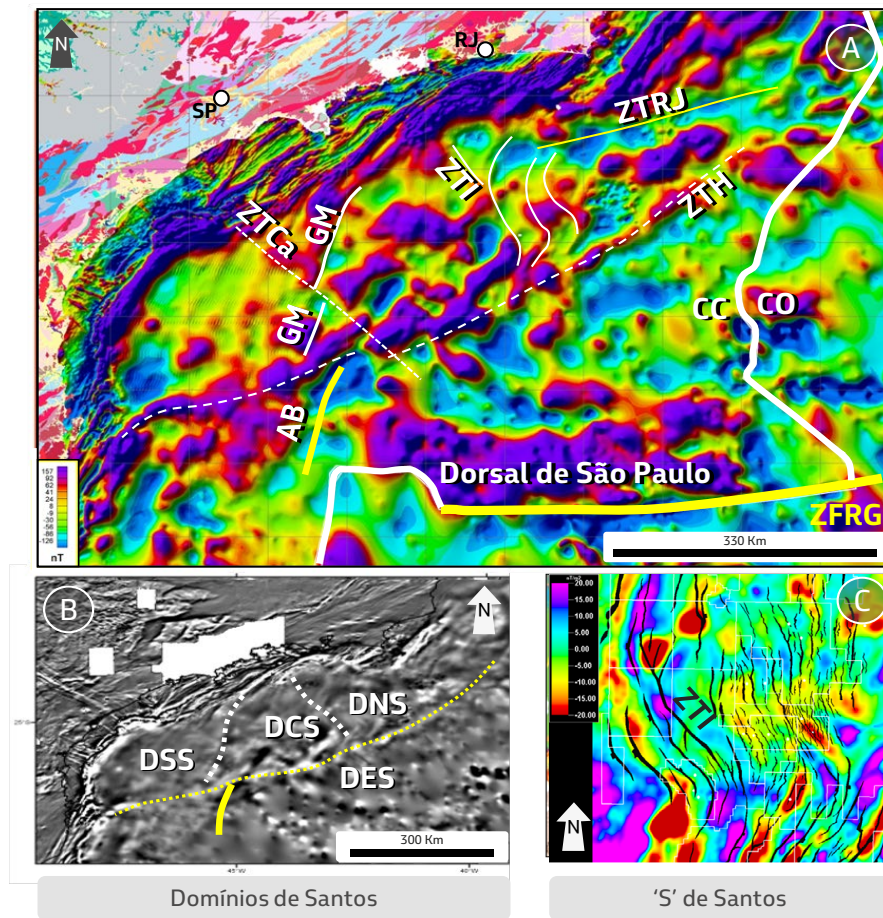


Figura 3.2 - Estruturas e feições tectônicas regionais da Bacia de Santos: (A) Mapa geológico da Faixa Ribeira na porção *onshore* (Bizzi *et al.*, 2001) e Mapa Magnético Reduzido ao Polo, com as principais feições regionais intrabaciais na porção *offshore* da bacia. O traçado da Charneira cretácea nos mapas em A e B foi omitido para uma melhor observação pelo leitor da expressão magnética da feição, evidenciada pela mudança na definição das anomalias magnéticas que ocorre da porção proximal para a distal, devido ao aprofundamento do embasamento da bacia. As principais estruturas e feições ilustradas são: ZTCa – Zona de Transferência ou Lineamento de Capricórnio; GM – Graben de Merluza; ZTI – Zona de Transferência de Iara-Iracema, ZTRJ – Zona de Transferência Interna ou Rio de Janeiro; ZTH – Zona de Transferência Helmut; AB – Cadeia Abimael; ZFRG – Zona de Fratura Rio Grande; CC e CO: Crosta continental e oceânica, respectivamente; (B) Mapa magnético Reduzido ao Polo com lineamentos magnéticos continentais e Domínios tectonossedimentares da Bacia de Santos: DSS – Sul de Santos, DCS – Centro de Santos, DNS – Norte de Santos, DES – Externo de Santos; (C) Mapa de anomalias magnéticas na região da ZTI ilustrando o controle da estruturação denominada de “S” de Santos sobre as anomalias (Rodrigues *et al.*, 2014).

A existência de dados magnéticos de boa qualidade em águas rasas permite discutir o prolongamento da geologia aflorante para a região oceânica, ou pelo menos até a charneira da bacia (vide Figuras 3.1 e 3.2). No DSS, percebe-se que as assinaturas magnéticas correlatas às unidades tectônicas aflorantes avançam até a charneira, onde têm sua

assinatura abruptamente atenuada devido ao aprofundamento do embasamento. Nota-se que, antes da charneira, ocorre uma zona com magnetização mais intensa, que se prolongaria aproximadamente até a latitude onde a referida feição inflete da direção N-NE para a EW, já no estado de São Paulo (Figura 3.1). Além disso, é aqui interpretada como

associada à Faixa de Granitoides de Florianópolis, conhecida por ser muito injetada por diques básicos. Cabe salientar a marcante presença de dois feixes de anomalias magnéticas de direção NW relacionados aos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa e Guapiara (Figuras 3.1 e 3.2), que podem individualmente alcançar largura de até 100 km, como no caso do enxame de Ponta Grossa (Portela Filho & Ferreira, 2003). Percebe-se que essas anomalias estão ausentes ou fortemente atenuadas a leste da charneira. Essas feições adentram transversalmente no DSS, em uma região em que a charneira recua mais que 60 km a oeste, persistindo, entretanto, com direção geral para N-NE.

Com a mesma orientação, ocorrem lineamentos que compartimentam a charneira e *grabens* internos como zonas de acomodação e transferência. Como exemplo, no sul da bacia e associado à mudança regional de orientação da charneira observada nesta área, ocorre o Lineamento Capricórnio (Bueno *et al.*, 2004) (Figuras 3.2 e 3.3). Essa feição linear pode ser traçada nos mapas magnéticos e gravimétricos residuais por centenas de quilômetros, com orientação NW-SE até o interior da bacia. O Lineamento Capricórnio ocorre imediatamente a norte do enxame de diques de Guapiara, deslocando a charneira na região proximal e articulando-se dentro da bacia como uma zona de transferência conhecida como Zona de Transferência de Merluza. Relacionada à evolução do *graben* homônimo situado mais a sul (Mohriak *et al.*, 2000; Carvalho, 2013), esta zona de transferência constitui, juntamente com o *Graben* de Merluza, o limite entre os domínios Sul e Central da Bacia

de Santos (Figuras 3.2 e 3.3). Para norte, já no DCS, o litoral assume direção NE, bem como a charneira, cuja interpretação, a partir dos dados de magnetometria, demonstra uma inflexão para E, retornando novamente à direção NE em Campos (Figura 3.1). Esta configuração parece mimetizar a atitude dos contatos entre os diferentes terrenos dentro do Cinturão Ribeira, no contexto da conexão Ribeira-Araçuaí (Karniol, 2008). Diferente da porção sul, onde interpreta-se uma charneira única com um relevo abrupto do embasamento, aqui nota-se a presença de um escalonamento com possíveis *rampas de revezamento* e arranjo *en échelon* das falhas (Figura 3.1). Em uma destas calhas intermediárias e pouco profundas, encontra-se o primeiro poço que atingiu a seção do Pré-sal na Bacia de Santos (1-SPS-23), tendo identificado, no entanto, apenas sedimentos terrígenos. Zalán e Oliveira (2005) descrevem, a partir dos mesmos dados magnéticos, a possível ocorrência de calhas paleógenas a neógenas nesta região, entre a linha de costa e a charneira cretácea, bem como sugerem a presença de alguns *plugs* vulcânicos associados aos eventos alcalinos mapeados no litoral do Estado de São Paulo e encontrados no Estado do Rio de Janeiro.

No DSS, a leste do Baixo de Cananéia (Vasconcelos *et al.*, 2009), encontra-se o principal baixo estrutural do embasamento nesta região, denominado Baixo de Paranaguá (Ojeda & Silva, 1975; Gonzaga, 2008), e destaca-se também, nos mapas geofísicos e estruturais, a feição conhecida como *Graben* de Merluza (Mohriak *et al.*, 2000; Pequeno, 2009; Carvalho, 2013) (Figura 3.3). Este *graben* corresponde a uma feição linear observada por

quase 200 km com direção geral para N-NE e constitui o limite do Baixo de Paranaguá com o DCS. Esta feição curva-se para NE nas proximidades da charneira em direção ao Baixo de Ilha Grande, onde há um aparente arranjo *en échelon* das anomalias magnéticas e gravimétricas. Nos mapas magnéticos e gravimétricos residuais, o *graben* é muito bem-marcado. Contudo, nos mapas gravimétricos

residuais, esta feição controla altos e baixos orientados N-NE segundo a estrutura mapeada na área. Para sul, o *Graben* de Merluza é segmentado pela ZTH na região do Alto de Itajaí (Vasconcelos *et al.*, 2009), a oeste da terminação do Propagador Abimael, ambas as feições controladas pela ZTH no contexto do limite sul da Bacia de Santos com a Bacia de Pelotas (Figuras 3.2 e 3.3).

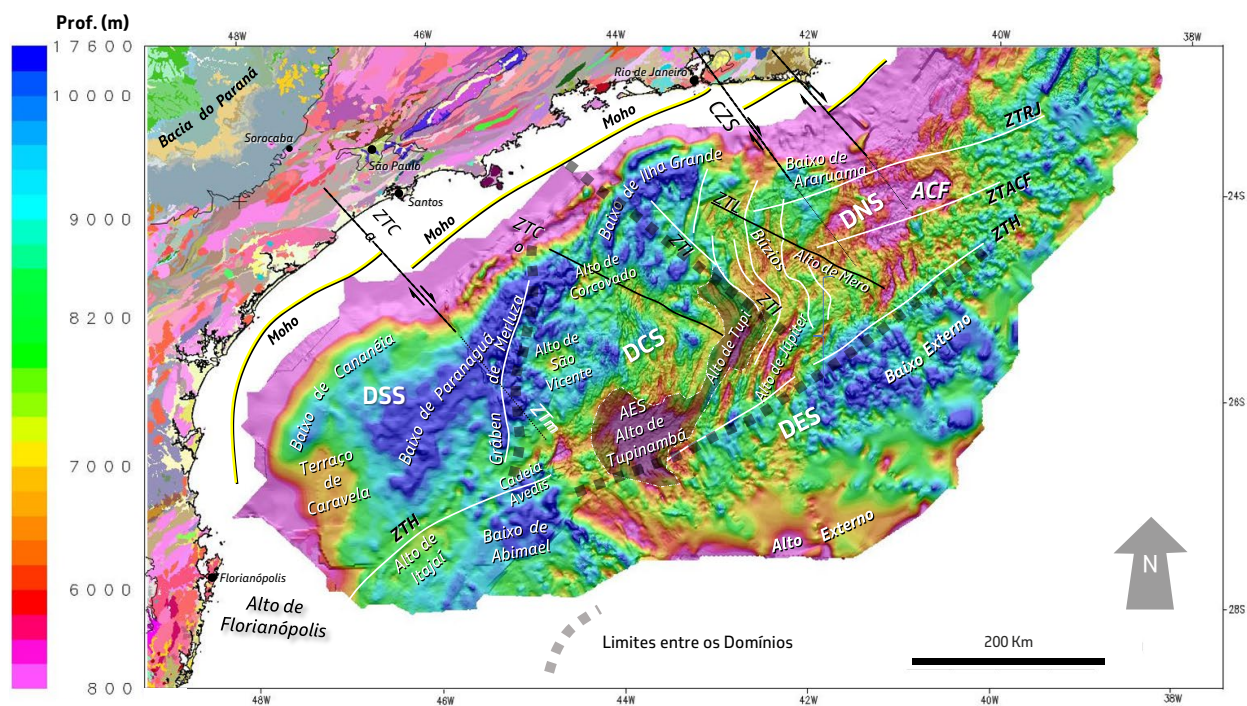


Figura 3.3 - Mapa estrutural do Embasamento da Bacia de Santos, mostrando a localização dos principais baixos e altos deposicionais, assim como a toponímia das principais feições e estruturas regionais da Bacia de Santos. ACF – Alto de Cabo Frio, ZTRJ – Zona de Transferência Rio de Janeiro; ZTACF – Zona de Transferência do Alto de Cabo Frio; ZTH – Zona de Transferência Helmut; ZTL – Zona de Transferência de Libra; ZTI – Zona de Transferência de Iara-Iracema; ZTCo – Zona de Transferência Corcovado; ZTCa – Zona de Transferência Capricórnio; ZTm – Zona de Transferência de Merluza; CZS – Cruzeiro do Sul. Sombreado: Alto Externo de Santos – AES. Alto da *Moho* próximo à charneira cretácea simplificada (em amarelo – ver Miesling *et al.*, 2001). Domínios tectono-sedimentares da bacia: Domínio Sul (DSS), Central (DCS), Norte (DNS) e Externo de Santos (DES).

Na porção leste do *Graben* de Merluza, já na região atribuída ao DCS ou mesmo compartimentando este domínio, como no caso da Zona de Transferência de Merluza (Demercian & Szatmari, 1999), têm sido descritos diversos lineamentos NW-SE que segmentam as anomalias geofísicas, classicamente

interpretadas como zonas ou falhas de transferência do rifte por Miesling *et al.* (2001) e Souza (2008). No DCS, destaca-se o Lineamento de Corcovado (Magnavita *et al.*, 2010a), aqui referido como Zona de Transferência de Corcovado (ZTCo), formado por um alinhamento NW-SE muito bem-marcado por

anomalias nos mapas magnetométricos, tendo sido constatado basaltos de idade equivalentes ao Pré-sal nos poços situados nesta área (Figura 3.2). Esta feição estende-se desde a região próxima à charneira até o Alto Externo de Santos, na inflexão deste alto para NW, devido à Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI) (Magnavita *et al.*, 2010a). Já no limite com o Domínio Norte de Santos, estão localizados a Zona de Transferência de Libra (ZTL) (Dehler & Yamato, 2015) e o Baixo de Ilha Grande (Vasconcelos *et al.*, 2009) (Figuras 3.2 e 3.3).

Na porção central do DCS, encontra-se o Alto Externo de Santos (AES) (Carminatti *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2009), onde ocorrem importantes acumulações de petróleo do Pré-sal (Figura 3.3). Este *trend* de altos estruturais orientados NE-SW se estende na direção SW até o denominado Alto de Pão de Açúcar (Gonzaga, 2008), aqui chamado Alto de Tupinambá - o mais pronunciado da bacia, e para NE até a Zona de Transferência de Iracema (Magnavita *et al.*, 2010a). Nesta posição, o AES é segmentado e tem sua extensão para NE interrompida por esta estrutura, que configura o limite entre os domínios DCS e DNS. O Campo de Tupi, a primeira descoberta supergigante no Pré-sal, e o Campo de Sapinhoá ocorrem nesta região do AES. Altos estruturais secundários, como o Alto de Tupi e o Alto de Tupinambá, que ocorrem ao longo deste alto externo, constituem importantes áreas deposicionais sobre grandes altos estruturais, em direção aos quais observa-se o afinamento de todas as sequências do Pré-sal. O Alto Externo de Santos e seus compartimentos são claramente observados nos mapas magnéticos e anomalia gravimétrica *ar livre*.

Como mencionado, o DCS é limitado a norte pela Zona de Transferência de Iracema, definida por Magnavita *et al.* (2010a), aqui denominada Iara-Iracema. Esta feição constitui-se em um dos mais espetaculares elementos tectônicos e geofísicos da Bacia de Santos e representa uma faixa com largura de dezenas de quilômetros. Nesta, as falhas do rifte inflectem-se para NW a N-NW, retornando à direção regional N-NE, tanto a norte quanto a sul, formando uma feição regional denominada por Magnavita *et al.* (2010a) como 'S' de Santos (Figuras 3.2C e 3.3). Em mapas magnéticos e gravimétricos residuais, esta feição é muito bem caracterizada por anomalias alinhadas NW-SE, com aproximadamente 70 km de largura, desde o Alto de Tupi até proximidades do Alto de Mero (Figuras 3.2 e 3.3).

Na direção norte, as falhas do rifte ao longo da ZTI assumem a orientação N-NE regional do rifte, limitando os baixos de Ilha Grande e de Araruama na porção proximal (Vasconcelos *et al.*, 2009). Estes baixos estruturais, juntamente com outras feições semelhantes, como por exemplo o Baixo de Paranaguá, representam baixos gravimétricos expressivos na bacia. Desde a extremidade leste do Baixo de Paranaguá e ao longo de toda a costa fluminense, o alinhamento da costa e da charneira ocorre segundo uma direção geral próxima a EW, que persiste até a região do Alto de Cabo Frio. Essa mudança também é percebida no arcabouço magnético, que se reflete também, grosso modo, sobre a linha de charneira. As anomalias de direção EW sofrem uma mudança brusca ao se aproximarem da longitude da Baía de Guanabara, onde as anomalias magnéticas assumem abruptamente uma direção NE (Figura 3.2).



Na Bacia de Santos, ocorrem também zonas de transferência regionais com orientação geral EW a E-NE (Magnavita *et al.*, 2010a; Dehler *et al.*, 2016b). Como exemplo destas feições internas à bacia (Figuras 3.2 e 3.3), podem ser citadas as zonas de transferência do Rio de Janeiro, Curitiba e Alto de Cabo Frio (Pereira *et al.*, 1986; Macedo, 1990). Estas feições são especialmente desenvolvidas no DNS e no limite do DES com todos os domínios da bacia, desde a Bacia de Pelotas até a Bacia de Campos. Esse limite é dado por uma anomalia magnética regional linear, localmente com geometria escalonada, que foi interpretada por Magnavita *et al.* (2010a) e Dehler *et al.* (2016b) como uma zona de transferência regional, com cinemática transtrativa sinistral ativa durante o Albo-aptiano e denominada Zona de Transferência *Helmut* (ZTH) (Figuras 3.2 e 3.3). Araújo *et al.* (2018) interpretam as estruturas regionais transversais ao rifte como zonas de transferência ou acomodação com movimentação normal.

Diversos trabalhos abordando modelagem e inversão gravimétrica, desenvolvidos separadamente ou como apoio à interpretação de dados sísmicos de reflexão profunda e de refração, propõem um zoneamento do afinamento crustal de modo simplificado, incrementando-se da região proximal em águas rasas até águas ultra profundas, segundo o proposto pelos modelos recentes de evolução de Margens Continentais (e.g. Manatschal, 2004; Péron-Pinvidic *et al.*, 2013). Nestes modelos, assim como de forma geral, o afinamento aumenta do domínio proximal para o distal da bacia, em regiões hiperestiradas próximas ao sítio de eventual exumação do manto, seguido pelo limite continente-oceano (Mohn *et al.*,

2010; Chenin *et al.*, 2017). No domínio proximal, os modelos sugerem crosta continental pouco afinada, com espessura original de aproximadamente 40-35 km (Magnavita *et al.*, 2010b; Rigoti, 2015), sendo o limite com o domínio distal e afinado da bacia marcado por uma zona de estrangulamento paralela à costa, associada à Charneira Cretácea. O afinamento resulta em uma diminuição de espessura crustal da ordem de 50%, atingindo valores próximos a 20-15 km na maior parte da bacia, e que representaria o domínio distal caracterizado por crosta hiperestirada e afinada (Magnavita *et al.*, 2010b; Evain *et al.*, 2015; Rigoti 2015).

No domínio estirado e hiperestirado da Bacia de Santos é que se desenvolve a maior parte do registro sedimentar do Pré-sal. Esta região abarca praticamente todos os domínios tectono-sedimentares da bacia, se estendendo em direção à região de águas profundas até a ZTH, na zona de transição para as regiões de crosta oceânica a leste do Platô de São Paulo (PSP) (Magnavita *et al.*, 2010b). Dentro deste domínio estirado a hiperestirado, regiões como o Baixo de Araruama e o Alto de Cabo Frio mostram-se relativamente mais afinadas e estiradas (Zalán *et al.*, 2011).

Na porção centro-sul da bacia, a região do Baixo de Abimael onde ocorre a feição denominada de Propagador Abimael (Mohriak *et al.* 2000 apud Demercian 1996) (Figuras 3.2 e 3.3), é caracterizada por expressiva anomalia gravimétrica positiva, associada a baixos estruturais que tem sido interpretada ora como uma região de manto exumado (Zalán *et al.*, 2011), ou como um centro de espalhamento oceânico abortado (Mohriak *et al.*, 2000;

Modica & Brush, 2004), a exemplo do que ocorre nas regiões mais a norte no PSP (Miesling *et al.*, 2001; Scotchman *et al.*, 2010; Evain *et al.*, 2015), e que estão separadas da região mais proximal da Bacia de Santos pela ZTH (Dehler *et al.*, 2016b). As seções geossísmicas regionais mostradas nas Figuras 3.4 A e B ilustram algumas das características e limites importantes dos domínios tectonossedimentares

da Bacia de Santos. Regionalmente, como pode ser observado em ambas as seções desde a região distal até o proximal (Figuras 3.4 A e B), fica evidente o truncamento da geometria original das sequências do Pré-sal por reativações tardias, controladas por estruturas regionais, como a ZTI e ZTH, ou de caráter distribuído na bacia, como observado a oeste do Alto de Tupi por exemplo.

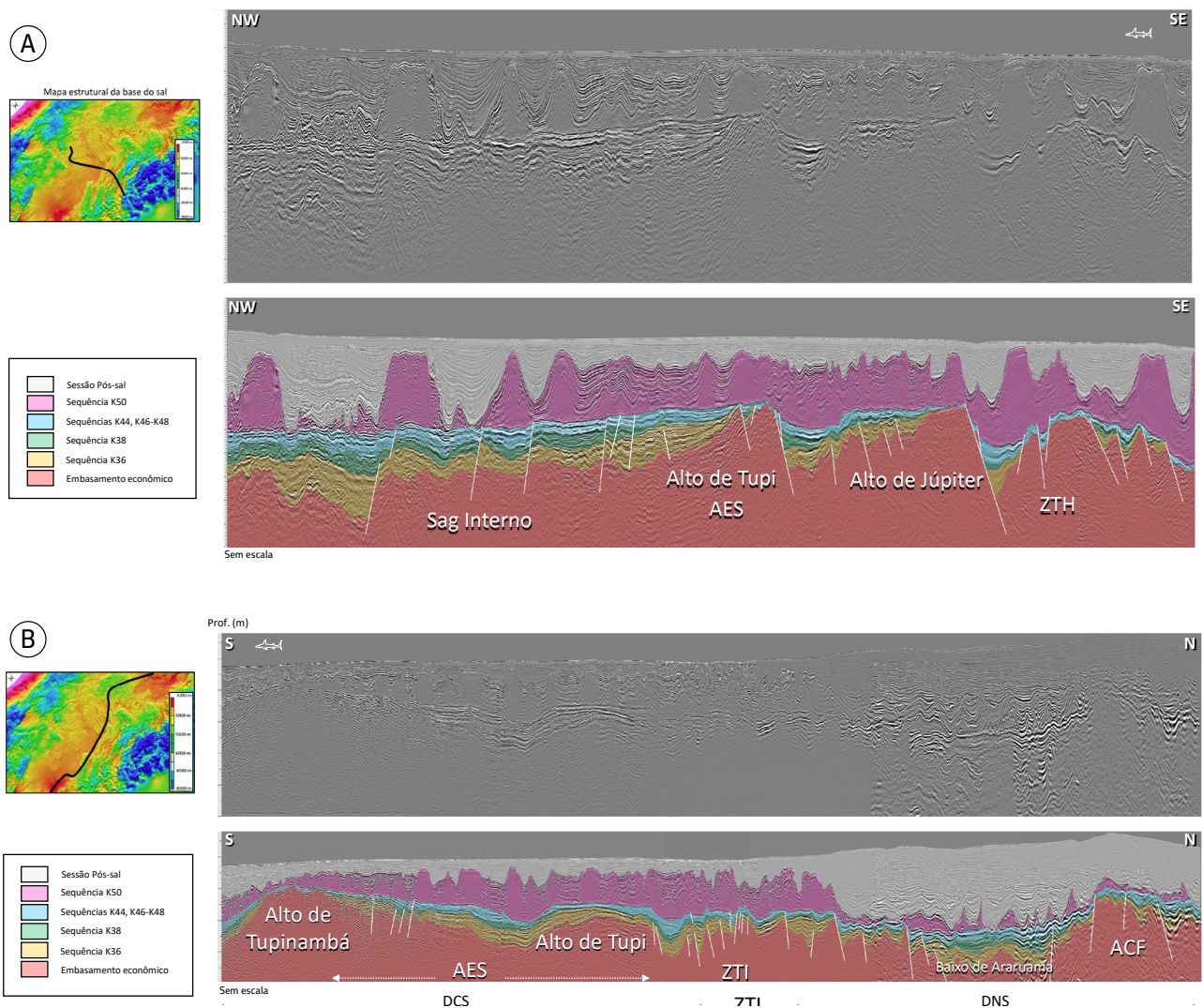


Figura 3.4 - Seções sísmicas e geossísmicas arbitrarias regionais em profundidade, amarradas aos resultados dos principais poços, passando por importantes feições morfoestruturais da Bacia de Santos. (A) Seção *dip* na porção central da bacia (DCS), transversal ao AES. A seção corta o Alto de Tupi e mostra a oeste a bacia SAG depositada discordantemente sobre os *grabens* assimétricos do rifte ativo durante a deposição da Sequência K36, reativado na base da Sequência K50.

Observar a mudança de polaridade das falhas normais a oeste e a leste do Alto de Tupi, mergulhando respectivamente para o continente e para a bacia profunda (*down-to-basin*); (B) Seção *strike* passando pelo Alto de Tupinambá e Tupi a Sul, transversal à ZTI, entre o DCS e o DNS. Observar na região o Baixo de Araruama e o Alto de Cabo Frio (ACF), já no limite com a Bacia de Campos. Falhas parcialmente interpretadas para manter a clareza das seções. Exagero vertical aproximado de 6x.

Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Um exame mais detalhado das seções geosísmicas mostradas na Figura 3.4 A e B, revela algumas relações tectonossedimentares importantes que serão apresentadas em mais detalhe ao longo do texto, na descrição dos domínios tectonossedimentares da bacia. Como exemplo, pode-se assinalar o caráter tardio da estruturação em *horst* do Alto de Tupi (Figura 3.4 A), onde falhamentos normais, predominantemente antitéticos em relação ao mergulho regional da bacia e observados a noroeste do alto principal, são reativados tardiamente, estruturando o pacote sedimentar do SAG e afetando a base da Sequência K50 (Gambôa *et al.*, 2009). Adicionalmente, a sudeste do Alto de Tupi, as falhas de grande rejeito estão associadas a intensa rotação de blocos e omissão eventual das sequências do Pré-sal no *footwall* da estrutura. Frequentemente, observa-se uma discordância erosiva na base da Sequência K50, a exemplo do constatado na região do Alto de Júpiter. Nas seções da figura 3.4 B, é importante destacar a Zona de Transferência lara-Iracema (ZTI), caracterizada por falhamentos mais localizados que delimitam uma área relativamente soerguida entre o Alto de Tupi e o Baixo de Araruama, na região do Campo de Búzios. Observa-se também uma geometria em plataforma com bordas norte e sul bem definidas e topo marcado pela base da Sequência K50 na região do Alto de Tupi.

### 3.1. Domínio Sul de Santos – DSS

A evolução da seção Pré-sal no sul de Santos e seus controles tectonossedimentares são relativamente pouco conhecidos, principalmente devido à quantidade limitada de poços exploratórios e de dados sísmicos que foram

obtidos apenas com foco no intervalo da seção Pós-sal. Os registros sedimentares do Pré-sal neste domínio estão compreendidos entre a Charneira Cretácea a oeste e a norte, o *Graben* de Merluza a leste e o Alto de Florianópolis e Itajaí mais para sul, em direção à Bacia de Pelotas, separada do DSS pela ZTH (Figura 3.3). Regionalmente, a Charneira Cretácea na região sul da bacia segue na direção N de forma linear, desde o Alto de Florianópolis até sofrer um deslocamento para oeste. Este deslocamento é condicionado pela zona de influência dos alinhamentos Rio Piquiri e Rio Ivaí até o *cluster* de lineamentos NW-SE, dado pelo enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e Guapiara (Portela Filho & Ferreira, 2003) (vide Figura 3.1). Nesta região formada pelo deslocamento para noroeste da charneira, ocorre o Baixo de Cananéia, limitado a norte pela charneira com orientação EW, na mesma região onde ocorre o Arco de Guapiara e o Lineamento Capricórnio (Figuras 3.1 e 3.3).

A esse trecho de variação na orientação da charneira - aproximadamente NS a N-NE a sul para E-NE a norte - correspondem também às orientações, respectivamente, do enxame de diques de Florianópolis, orientado preferencialmente N-NE (Raposo *et al.*, 1998; Almeida *et al.*, 2013; Florisbal *et al.*, 2014) a sul, e dos enxames de diques NE-SW a NW-SE do Cretáceo Inferior da Serra do Mar (Guedes *et al.*, 2005; Valente *et al.*, 2007), mais a norte. Em conjunto com os enxames de diques de Ponta Grossa e Guapiara, orientados NW-SE (Piccirillo *et al.*, 1990; Strugale *et al.*, 2007), formam um sistema de intrusões radiais relacionadas à LIP Paranã-Etendeka (134-132 Ma), cuja interseção se daria sob a forma de

uma junção tríplice no sul da Bacia de Santos (Coutinho, 2008) (Figura 3.1.1), denotando também a afinidade magmática do rifteamento neste domínio da bacia.

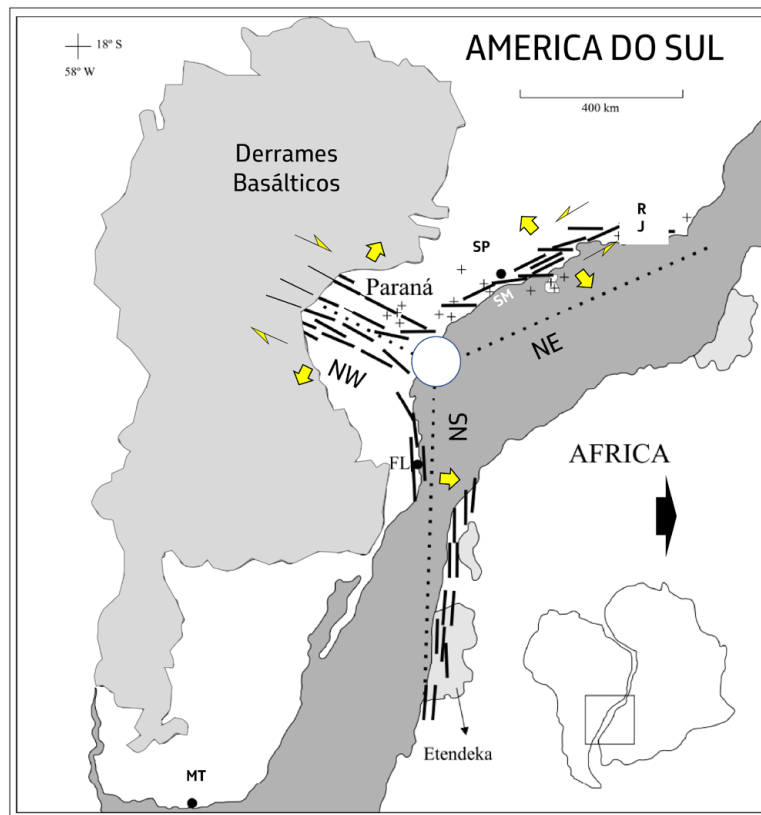


Figura 3.1.1 - Junção tríplice no sul da Bacia de Santos no Eocretáceo (133-130 Ma), conforme interpretada por Coutinho (2008). Os ramos da feição são constituídos pelos enxames de diques que ocorrem nesta porção do *Gondwana*. O ramo NW é constituído pelos enxames de diques de Ponta Grossa e Guapiara, o ramo NS pelo enxame de Florianópolis e o ramo NE-SW pelo enxame de diques da Serra do Mar. A cinemática de abertura nesta idade é consistente com abertura geral EW, conforme deduzida da análise estrutural dos enxames de diques em que também é assinalada (segundo Strugale *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2013). RJ – Rio de Janeiro; SP – São Paulo; FL – Florianópolis; MT – Montevidéu.

Segundo Almeida *et al.* (2013), a tectônica de colocação destes enxames de diques é consistente com estiramento regional E-SE ocorrido entre 133-131 Ma, concomitantes ao início do preenchimento da bacia, com o magmatismo das sequências K20-K34, cujo topo é proposto a 130 Ma (Moreira *et al.*, 2007). O processo de afinamento crustal torna-se mais jovem para leste, como consequência do rifteamento ocorrido no Barremiano e Aptiano desde a Bacia de Campos até a Bacia de Pelotas (Misuzaki *et al.*, 1992; Sticca *et al.*, 2014). No DSS, o rifte é estruturado

por falhas normais preferencialmente orientadas N-NE, segmentadas por zonas de acomodação e transferência NW-SE, paralelas aos enxames de diques e falhas que cortam a trama milonítica do embasamento emerso na região. Como exemplo desta estruturação do rifte na região, destaca-se o *Graben* de Merluza (Mohriak *et al.*, 2000; Carminatti *et al.*, 2008). Com geometria levemente curvada para NE nas proximidades da charneira e para SW nas proximidades do 'Propagador' Abimael e da Zona de Transferência *Helmut* em direção ao sul (Figura 3.1.2), este

*graben* corresponde a uma calha profunda com aproximadamente 170 km de extensão, segmentada por zonas de transferência e de

acomodação com direção NW-SE (Demercian & Szatmari, 1999), destacando-se na porção centro-ocidental da bacia (Carvalho, 2013).

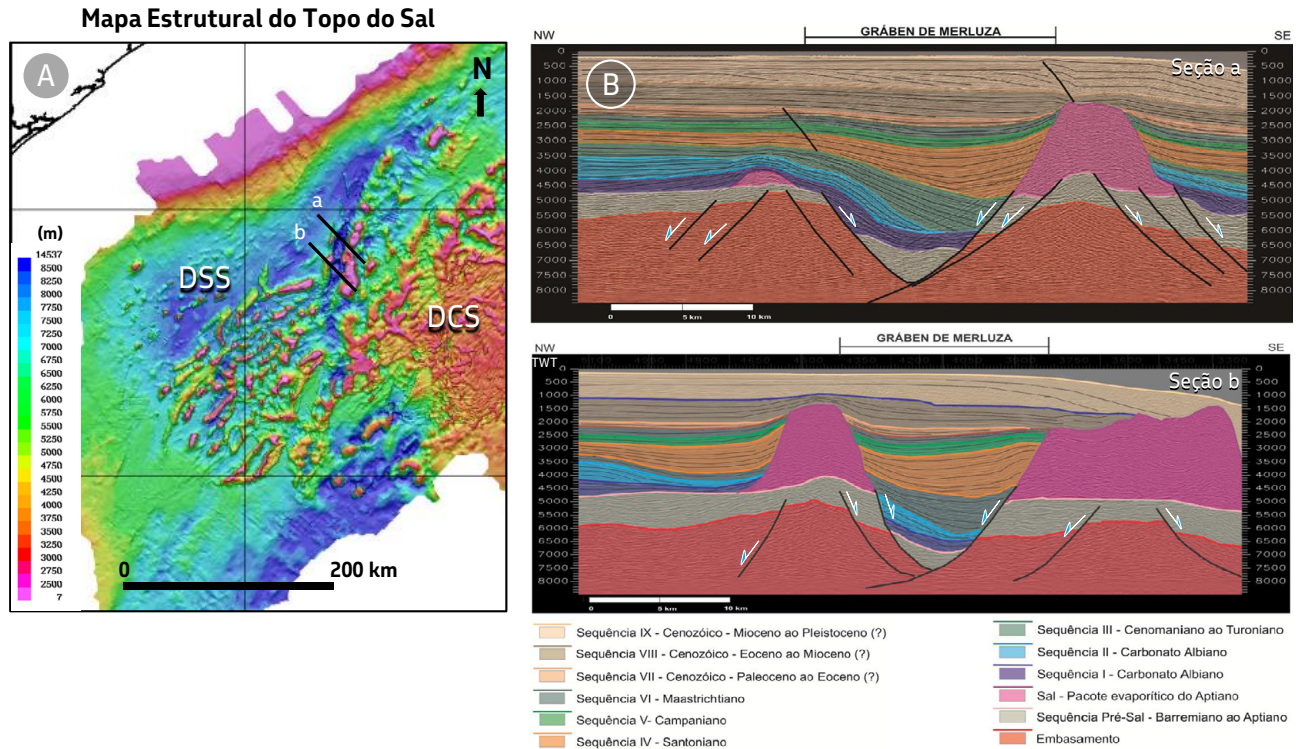


Figura 3.1.2 - A - Mapa estrutural do topo do sal no DSS, mostrando a expressão do *Graben* de Merluza neste horizonte, assim como a localização das duas seções geossísmicas mostradas em B; B - *Graben* de Merluza no Domínio Sul de Santos, conforme interpretado por Carvalho (2013). Seção a: espessamento discreto da seção Pré-sal, sugerindo uma atividade precoce da estrutura; Seções a e b: espessamento significativo do intervalo do Cretáceo Superior associado à ascensão e acúmulo de sal no bloco alto da falha principal. Esta ascensão poderia ou não estar vinculada a uma reativação tectônica mais jovem da estrutura no nível do embasamento. Observar que o sal está ausente nas porções mais profundas da calha em ambas as seções e que o crescimento do pacote do Santoniano e parte do Cenomaniano ocorre contra as paredes do domo salino. DSS e DCS – Domínio Sul e Central de Santos respectivamente.

A geometria da calha é levemente assimétrica, delimitada por falhas que ora são mais ora menos desenvolvidas, com mergulhos preferencialmente para o continente. Rejeitos da ordem de 3000 m são observados na base da Sequência K50 (sequência salífera), na porção norte do *graben* (Carvalho, 2013). Carvalho, *op. cit.*; propõe o Aptiano como idade mínima para atividade desta estrutura, com importantes reativações no Cretáceo Superior. O imageamento sísmico deste *graben* possui baixa qualidade, devido à expressiva seção

pós-sal com espessuras acima de 12 km, o que dificulta as interpretações sísmicas da seção Pré-sal ao longo desta feição.

Para oeste do *Graben* de Merluza, a morfoestrutura do embasamento vulcânico é caracterizada por altos e baixos alinhados N-NE, arranjados em *grabens* assimétricos (Figura 3.1.3) cujo *timing* de atividade, como sugerido pelos espessamentos junto às falhas, indica um controle tectônico sobre a deposição tanto da Sequências K50 como da base

da Sequência K60, já de idade pós-sal (Albiano Inferior) (Figura 3.1.3). As seções geossísmicas sugerem também o espessamento contra as falhas normais de sequências mais antigas do Pré-sal, embora de idade incerta, uma vez que as informações provenientes de poços são relativamente escassas nesta região da bacia. Nesse contexto, observa-se também que, em seções orientadas N-NE, *strike* com relação à estrutura geral do rifte, refletores também mostram feições discretas de espessamento contra falhas

orientadas NW-SE (Figura 3.1.3, seção c). Assim, estas estruturas aparentemente também controlaram a deposição de uma seção vulcanossedimentar de idade Pré-sal, que então marcaria a atividade das falhas e estruturas transversais W-NW no DSS. Estas feições, juntamente com as falhas normais orientadas N-NE, são interpretadas como sendo um dos principais controles tectônicos no preenchimento das sequências K20-K34 e, eventualmente, da Sequência K36 na Bacia de Santos.

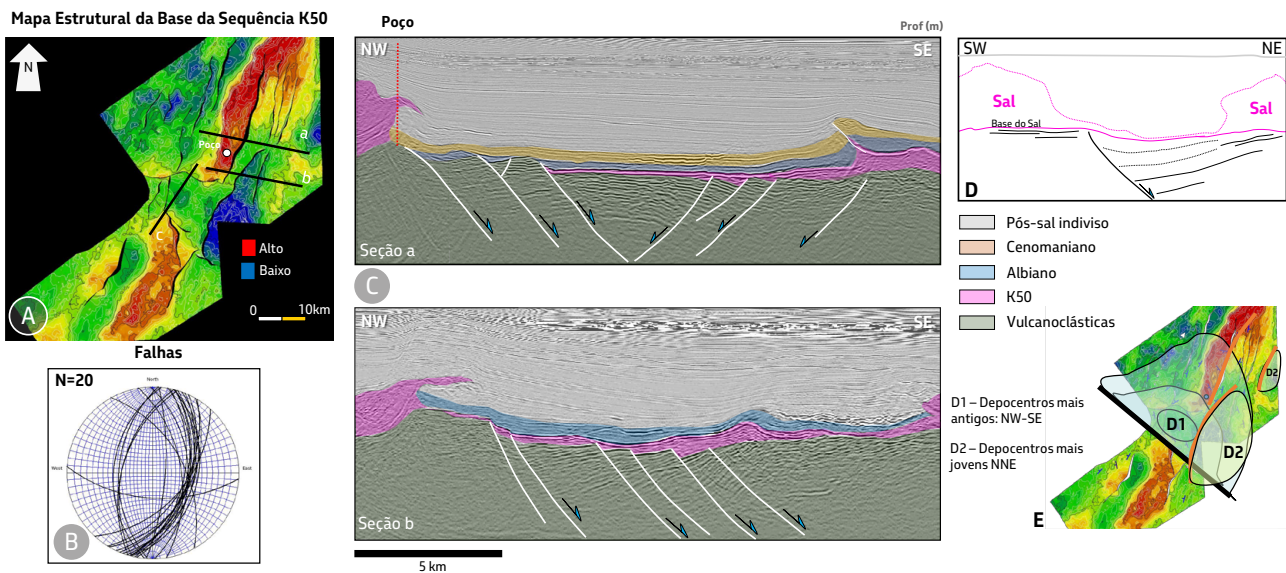


Figura 3.1.3 - Estrutura e *timing* do rifte no DSS. (A) - Mapa estrutural do horizonte da Base do Sal, mostrando uma estruturação N-NE bem-marcada pela orientação das falhas normais que controlam os altos e baixos deste horizonte, como pode ser interpretado da projeção ciclográfica dos planos de falha do rifte mostrada em (B). Observar a presença subordinada de estruturas orientadas NW, regionalmente atribuídas à estruturação mais antiga relacionada aos enxames de diques (ver discussão no texto e *line drawing* mostrado em D); (C) - Seções geossísmicas sem exagero vertical em posição *dip*, consistentes com atividade tectônica desde a idade da sequência salífera até o Albiano, denotando uma atividade mais jovem do rifte. Notar que as características sísmicas do embasamento nas seções permitem interpretá-lo como de natureza vulcânica, associada aos estágios iniciais do rifteamento no DSS. É mostrada também a projeção do poço na seção a; D - *Line drawing* da linha sísmica c. Observar o leve espessamento contra a falha dos refletores no Pré-sal, sugerindo um controle deposicional das sequências mais antigas por estruturas NW-SE; E - Depocentros superpostos no espaço e no tempo, controlados por estruturas com orientação NW e N-NE. estas últimas ativas ao final do processo de rifteamento.

Os registros sísmicos e de poços das sequências K36 e K38 neste domínio são escassos. Da mesma maneira, apenas três poços identificaram um intervalo de rochas carbonáticas na seção Pré-sal. As descobertas limitadas neste domínio não alavancaram a perfuração

de novos poços ou a obtenção de novos dados sísmicos abrangendo toda região a oeste do *Graben* de Merluza. Em toda esta região, ocorrem sismofácies de rochas vulcânicas por vezes testadas em poços. Os poços 1-SCS-15 e 1-SPS-90 identificaram grandes espessuras

de basalto subaquoso, abaixo do intervalo de sal. Na região proximal, o poço 1-SCS-1, situado no Alto de Florianópolis (Figura 3.1.4), onde não há registro da deposição de sal (K50), perfurou um edifício vulcânico com rochas de composição alcalina, datadas em  $113,2 \pm 0,1$  Ma (pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), subjacente aos carbonatos albianos. Essa idade foi interpretada como idade máxima para a deposição do sal por Dias *et al.* (1994). Portanto, esse vulcanismo ocorreria em posição estratigráfica equivalente à deposição do sal. Na seção da figura 3.1.4, observa-se o espessamento de carbonatos do pós-sal no *graben* mais a SE, interpretados como de idade albiana segundo

os dados geocronológicos absolutos disponíveis para a área, à despeito das sugestões de idades mais antigas feitas por Tedeschi (2017). A ausência de sal e de típicas feições de riftes nessa região, indicam que a sedimentação dos carbonatos albianos se dá diretamente sobre o embasamento vulcânico nesta seção. A oeste do *Graben* de Merluza, encontra-se o Baixo de Paranaguá, que se apresenta como um *graben* assimétrico identificado na seção Pré-sal deste mesmo domínio. O *Graben* de Merluza e o Baixo de Paranaguá são duas feições marcantes que se juntam em um grande rifte no formato de um *graben* assimétrico único na parte norte deste domínio (vide Figura 3.3).

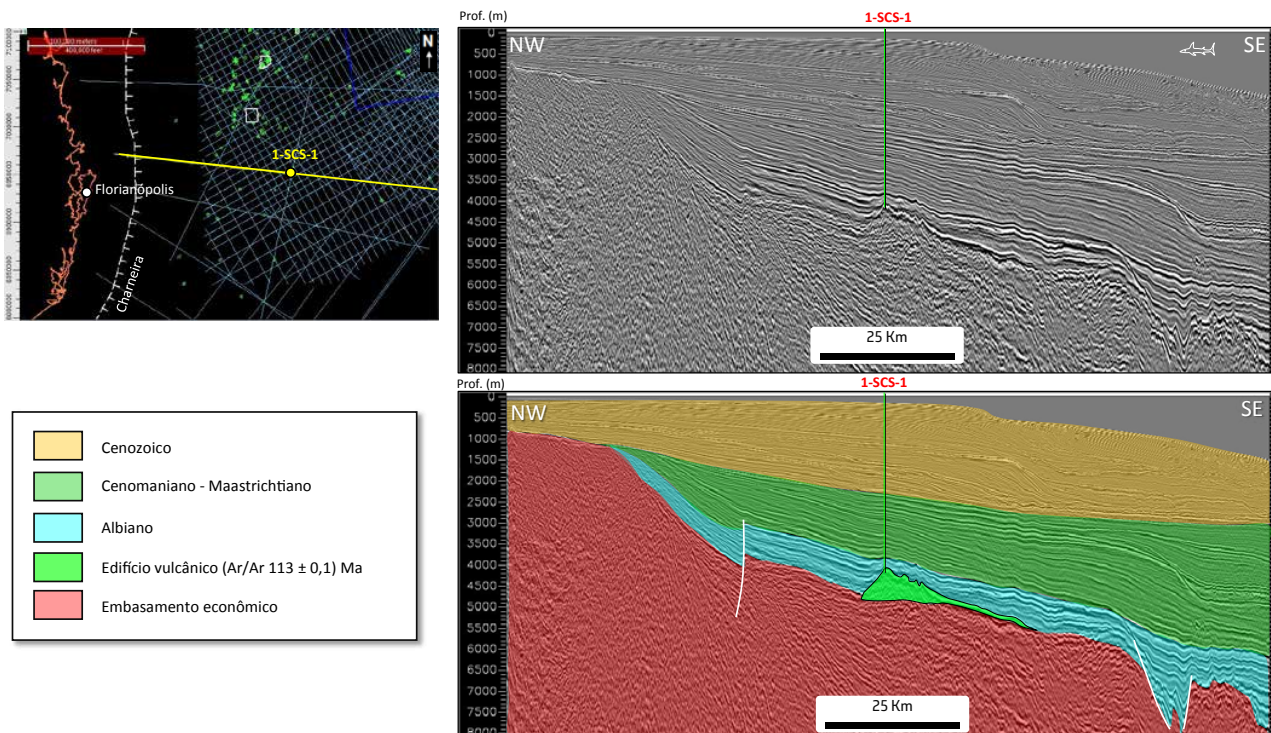


Figura 3.1.4 - Seção sísmica em profundidade (com e sem interpretação), sobre o poço 1-SCS-1 situado no Alto de Florianópolis, na porção proximal e Domínio Sul da Bacia de Santos. Nessa região não há registro da presença de sal da Sequência K50, Formação Ariri. Também não são comuns feições de riftes com sequências pré-sal, diferentemente de outros domínios da Bacia de Santos. O poço constatou um edifício vulcânico subjacente aos carbonatos do Albiano, que revelou traqui-andesito com tendência alcalina. A rocha foi datada por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e indicou idade de  $113 \pm 0,1$  Ma. Esse vulcanismo ocorre na posição estratigráfica que representaria tempo equivalente à deposição do sal. Notar espessamento de carbonatos do Albiano em baixo deposicional distal e ausência de sal.

### 3.2. O Domínio Central de Santos - DCS

Este domínio, conforme aqui subdividido, ocorre desde o *Graben* de Merluza (GM), a oeste, até a Zona de Transferência de Iracema (ZTI), a leste (Figuras 3.2 e 3.3). Transversal ao GM e com orientação NW-SE, ocorre a Zona de Transferência de Capricórnio (ZTCa), observada também por todo o DCS, ao longo de sua extremidade ocidental. A norte, o DCS é limitado pela Charneira Cretácea e a sul, pela ZTH (Figuras 3.2 e 3.3). Na porção central desta região, ocorre uma estrutura conhecida como o Alto Externo de Santos (AES), que se caracteriza por ser uma feição elevada do embasamento e da base da Sequência K50, orientada NE-SW por todo o Domínio Central. Além disso, controla as principais acumulações de hidrocarbonetos na bacia (Carminatti *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2009). Os resultados dos primeiros poços exploratórios nesta região marcaram a guinada exploratória da Petrobras para o Pré-sal nos anos 2000, após a comprovação do potencial para acumulações gigantes de hidrocarbonetos com a descoberta do Campo de Tupi, localizado em um alto estrutural homônimo. Analogamente à Bacia de Campos, esta grande feição regional na Bacia de Santos foi denominada de Alto Externo e encontra-se segmentada por zonas de transferência NW-SE, originando diversos altos estruturais secundários, a exemplo dos altos de Tupinambá, na porção sul, e de Tupi, situado mais a norte (Figura 3.2.1).

O alinhamento de altos estruturais ao longo do AES se estende desde S-SW, na região do Alto de Tupinambá, até o Alto de Tupi, no seu limite

NE, onde é segmentado pela Zona de Transferência de Iracema, orientada NW-SE (Figura 3.2.1). A grande feição do AES com altos secundários, como o Alto de Tupi e o Alto de Tupinambá, constitui importante área para deposição dos carbonatos, sendo onde se observa o afinamento de todas as sequências do Pré-sal. Tupi é um alto mais estreito e alongado, enquanto o Alto de Tupinambá é mais amplo e apresenta uma mudança de direção no seu limite a sul, com orientações para NW a partir da ZTH (Figura 3.2.1 a). Outro aspecto importante é a provável ausência das sequências K38, K44 e K46-K48 nas regiões apicais do Alto de Tupinambá. Diferente do que se observa no Alto de Tupi, pois apesar de eventuais ausências das sequências K38 e K44, nota-se que as sequências K46-K48 estão presentes ao longo de toda a estrutura, ainda que adelgada.

Em direção a W-NW neste domínio, a partir do AES, o mergulho regional do embasamento é para NW, em direção à charneira e a uma falha antitética regional do Pós-sal, conhecida como Falha de Cabo Frio (Szatmari *et al.*, 1996). A atividade desta falha controlou o acúmulo de milhares de metros de sedimentos no Cretáceo Superior e Paleógeno. Denominada de progradação Jureia por Moreira *et al.* (2007), o efeito da sobrecarga causada por este expressivo pacote sedimentar poderia ser compensado, flexuralmente, pelo soerguimento do AES, segundo interpretação de Davison (2007). Esta relação pode ser vista na seção regional da Figura 3.2.1 c. O AES está limitado à NW pela Zona de Transferência de Iracema, na região dos campos de Búzios, Atapu, Sururu e Berbigão.



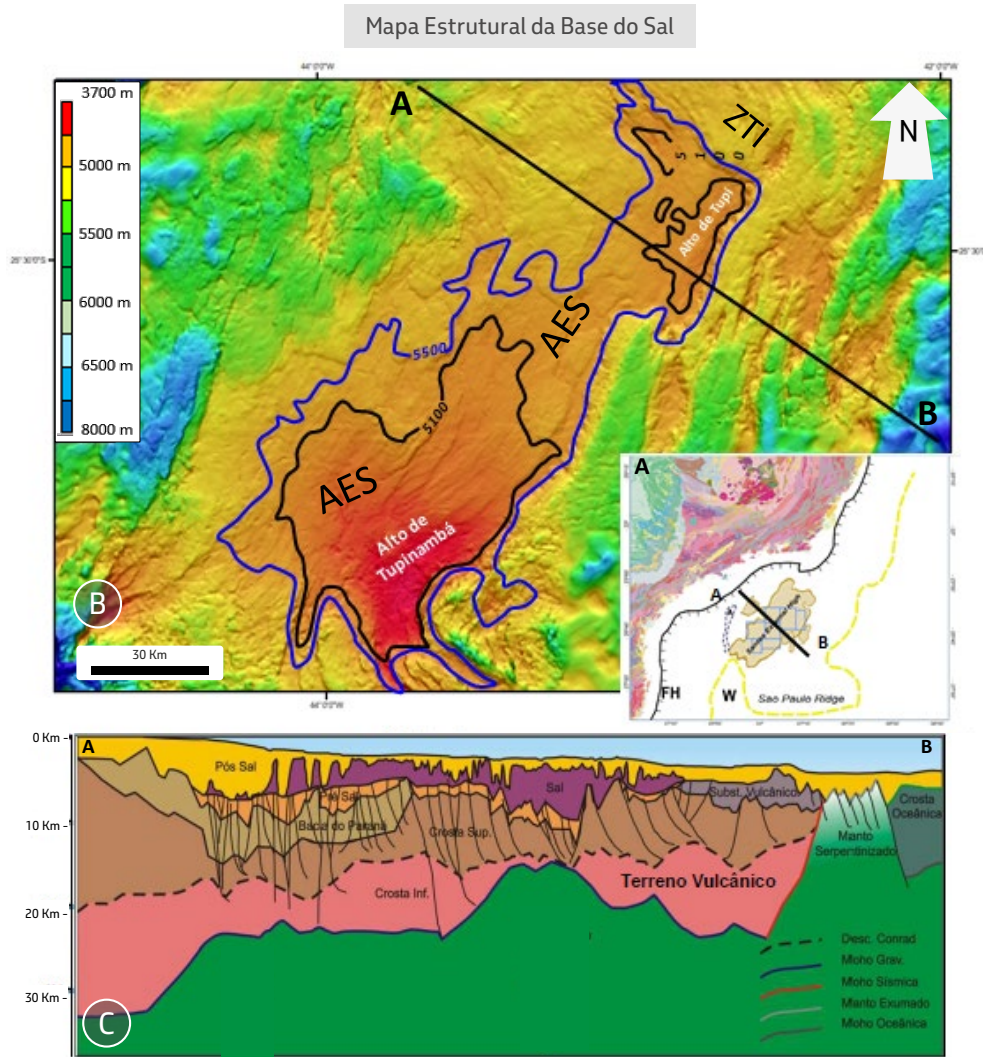


Figura 3.2.1: A e B - O Alto Externo de Santos (AES) na concepção de Carminatti *et al.* (2008) e Gomes *et al.* (2009); B - O AES no mapa estrutural da Base do Sal. Esta feição morfoestrutural contém alguns dos principais campos de petróleo do Pré-sal, como os campos de Tupi e Sapinhoá; (C) Seção Regional extraída de Magnavita *et al.* (2010b) com a localização do Alto de Tupi, situado sobre um domínio do rifte com crosta continental mais espessa. Observar a geometria em rampa mergulhando para NW do horizonte da Base do Sal, tanto em (B) quanto em (C).

A abrangência, compartimentação e evolução do AES dependem fundamentalmente da interpretação de cada autor. Carminatti *et al.* (2008) e Magnavita *et al.* (2010b) interpretam o AES como uma região menos afinada do rifte, que se estende na direção NE-SW desde seu limite sul, na região sob influência do propagador Abimael, até a região do Alto de Cabo Frio, já no limite com a Bacia de Campos. Gomes *et al.* (2002 e 2009) propõem que a estruturação do AES seria controlada por falhas

e cadeias vulcânicas abortadas, orientadas NE-SW, e segmentadas por zonas de transferência NW-SE (Meisling *et al.*, 2001), limitando sua área de ocorrência à porção central da Bacia de Santos.

A sudoeste do AES, ocorrem expressivos baixos estruturais da região do Propagador Abimael e da Cadeia Avedis (Demercian, 1996; Mohriak *et al.*, 2000; Modica & Brush, 2004) e a Zona de Transferência *Helmut*, que limita

tectonicamente estes baixos a norte (Dehler *et al.*, 2016b). Nesta região podem ocorrer falhas distensionais oblíquas, orientadas E-NE com rejeitos na base da Sequência K50 da ordem de milhares de metros, e em cujo *footwall* (lapa) encontra-se o denominado Alto de Pão de Açúcar (Gonzaga, 2008; Gomes *et al.*, 2009) (Figura 3.2.2), correspondente ao Alto de Tupinambá. A evolução desta feição é complexa, abarcando fenômenos tectonotermiais relacionados tanto à história do Pré-sal quanto a reativações ao longo das fases evolutivas da bacia (Gomes *et al.*, 2009).

### 3.2.1. Padrão de Preenchimento e Deformação das Tectonossequências

Na Bacia de Santos, os diferentes controles geométricos e cinemáticos regionais, assim como o *timing* do rifteamento do Eocretáceo, configuraram dois compartimentos principais durante a sedimentação da seção Pré-sal, separados pelo Alto Externo de Santos (AES). Esta feição marca um importante limite entre diferentes sistemas de falhas do rifte da bacia, que são distintos tanto em sua geometria como nos *timings* de evolução e, conseqüentemente, nos controles sobre a

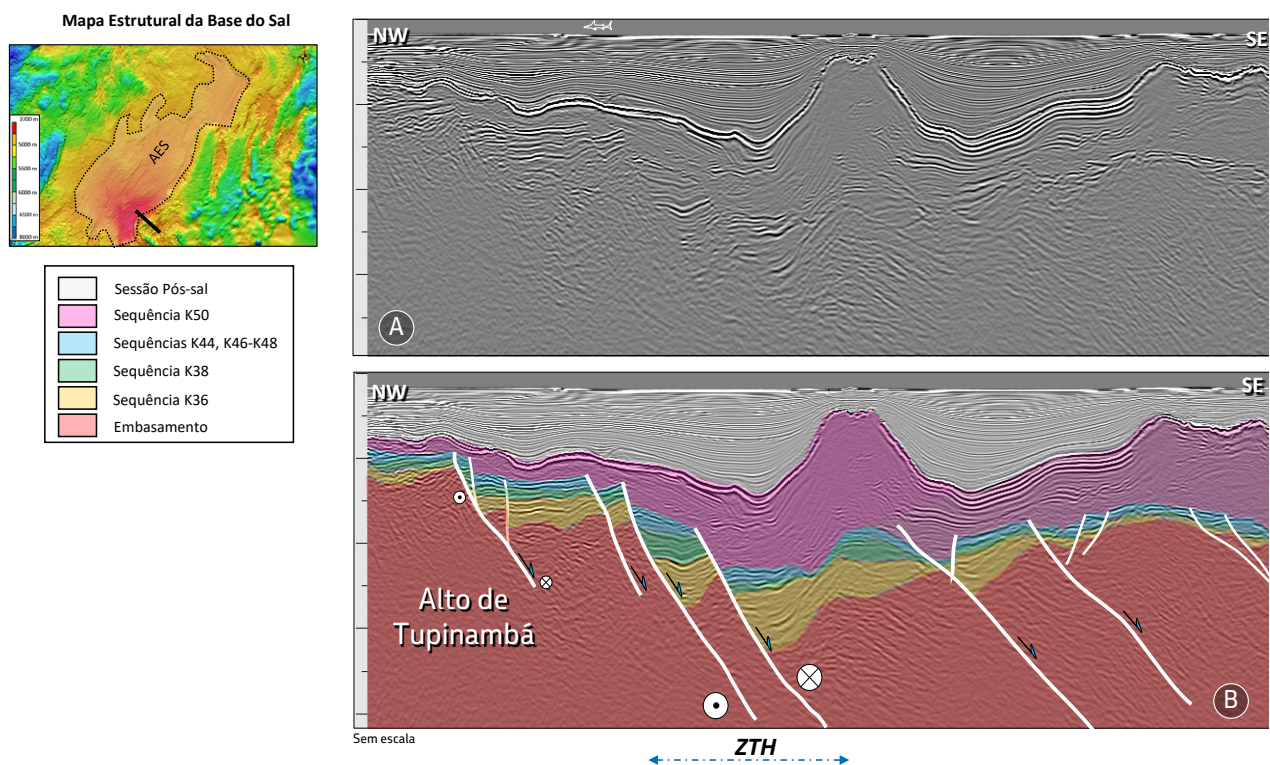


Figura 3.2.2 - Limite sul do AES, na região do Alto de Tupinambá e da ZTH. A seção geossísmica é transversal à ZTH, que representa o limite entre o DCS e o DES nesta região da Bacia de Santos. Observar a deformação pós-deposicional que afeta toda as sequências do Pré-sal, notadamente o seu topo, que corresponde à base da Sequência K50. Notar também as variações abruptas nas espessuras dos pacotes sedimentares, sugestivas de componente lateral de movimento, e que as sequências do pós-sal não são aparentemente envolvidas na deformação. Observar também a aparente inversão das sequências na parte central das seções, sob o diápiro de sal na posição central da figura. Exagero vertical: 1.3 x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

sedimentação das sequências deposicionais (Figura 3.2.1.1). Desse modo, considerando o AES como referência morfoestrutural para esta subdivisão, propõem-se a seguinte compartimentação para o Domínio Central de Santos (DCS): (a) Domínio Oeste do AES, até a região do Centro de Santos, na região do *Graben* de Merluza; (b) Domínio Leste do AES, para a região que se estende do Alto de Tupi, que marca o AES em sua porção norte, passando pela região do Alto de Júpiter e alcançando até o Domínio Externo de Santos

(DES) e o Domínio Norte de Santos (DNS). A oeste, as falhas normais do rifte mergulham preferencialmente para o continente apresentando direção geral N-NE, tendo sua movimentação distensiva mais intensa durante a deposição das sequências K36 e K38, particularmente da primeira. Assim, é anterior ao desenvolvimento de espessos pacotes com geometria tipo *sag basin* na área e ao magmatismo basáltico. A movimentação distensiva controla, então, blocos basculados para leste neste domínio.

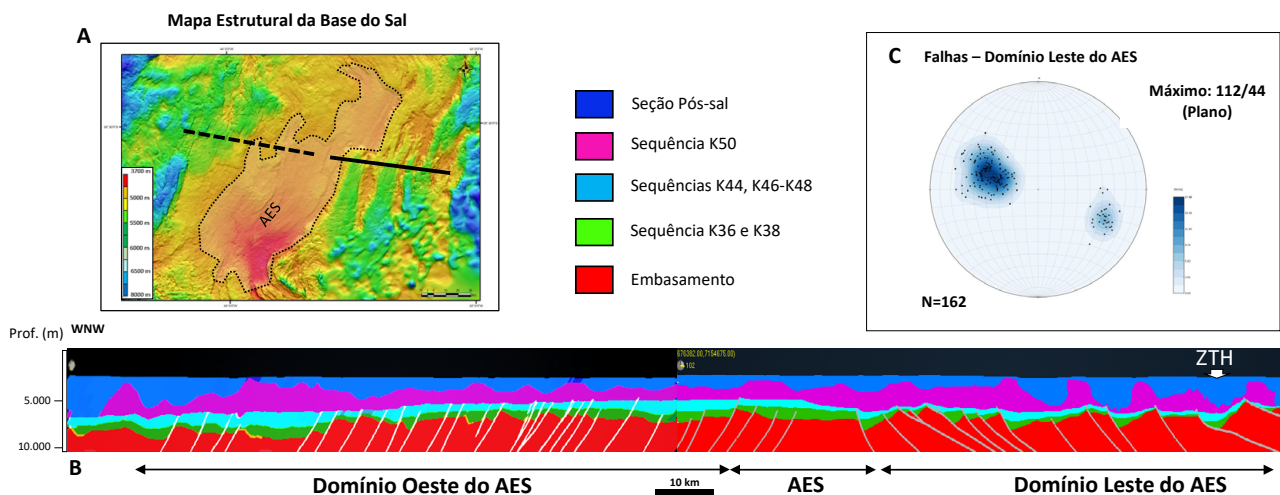


Figura 3.2.1.1 - Geometria regional do DCS, conforme a articulação em posição aproximada, de duas seções geossísmicas regionais transversais, localizadas em domínios distintos do AES: (A) – Mapa estrutural da Base do Sal, com a posição aproximada da seção geossísmica regional. Traçado da seção geológica composta formada pelos segmentos a oeste (tracejado) e a leste (contínuo), transversal ao AES; (B) – Seção geossísmica regional composta. Observar os diferentes domínios a leste e oeste do AES, expressos pela polaridade distinta das falhas normais em cada domínio, e o AES como um *horst* neste esquema regional; e (C), projeção estereográfica das falhas do rifte no domínio a leste do AES (hemisfério inferior). notar a estrutura geral das falhas normais com mergulho moderado abaixo para E-SE e a posição da ZTH, onde as falhas assumem a posição sub-horizonta, na extremidade SE da seção.

No domínio a leste, as falhas do rifte formam um sistema em dominó rotacionado, com falhas mergulhantes para E-SE e ausência do desenvolvimento de geometria tipo *sag basin* significativa. Todas as sequências são controladas por este sistema de falhas, frequentemente exibindo espessamento contra as estruturas.

### 3.2.1.1. Domínio Oeste do Alto Externo de Santos (AES)

Os estágios iniciais do rifteamento neste domínio são evidenciados por intensa atividade magmática, marcada por derrames basálticos intercalados com sedimentos da Sequência K36. Este material vulcanossedimentar preenche *grabens* assimétricos, com

crescimentos de seção associada às bordas falhadas (Figura 3.2.1.1.1). Na direção mais a oeste do AES, predominam *grabens* controlados, em geral, por falhas de borda mergulhando para oeste, ativas durante a deposição da Sequência K36 e, localmente, durante a deposição da Sequência K38. A evolução do rifteamento causou o basculamento dos horizontes sísmicos para leste, formando um padrão em dominó rotacionado. Na área do Alto de Tupi, no seu limite NW nas vizinhanças do alto principal, as sequências deposicionais apresentam preenchimento com geometria em rampa muito bem desenvolvida, com extensão de 20-25 km e mergulho

sistemático das camadas para oeste, e com poucas falhas ativas durante o final do rifteamento (vide Figura 3.4A). A atividade tectônica nesta região é denunciada pela própria rotação diferencial das camadas, associada à atividade da falha mestra que delimita o Alto de Tupi a SE, cuja movimentação relaciona-se à configuração do domínio, localizado a leste do AES. Na porção norte do Campo de Tupi, as sequências K46-K48 transpassam o alto, não sendo afetada significativamente pela rotação do *footwall*. Neste se encontra o mencionado alto, devido à atividade da falha mestra localizada a leste (ver também Figura 3.2.1.2.2).

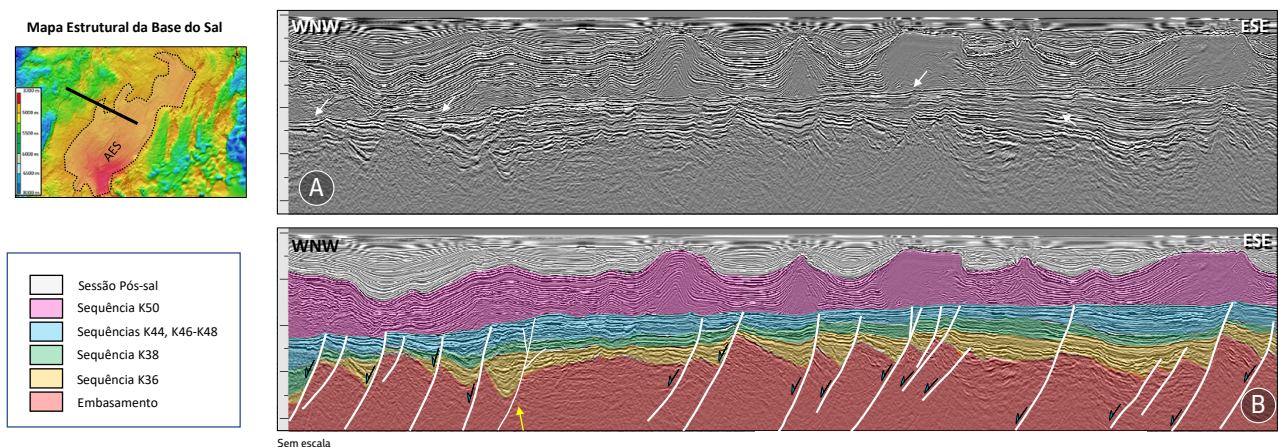


Figura 3.2.1.1.1: Estrutura do DCS a oeste do AES – Seção sísmica (A) e geossísmica (B), mostrando a estruturação do rifte nesta porção da bacia, dada predominantemente por falhas normais com mergulho para SE, formando *grabens* assimétricos rotacionados, basculados em um estilo dominó para oeste. Observar a presença de *buildups* associados a espessamento das sequências K44, K46-K48 (setas), relacionados a falhamentos profundos, e os rejeitos na base da Sequência K50, notadamente no Alto de Júpiter. Exagero vertical de 1.5x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Neste domínio, as sequências apresentam padrão subparalelo ou divergente nas áreas mais baixas e padrão progradacional em sigmoides nos altos e nos flancos dos altos a partir da deposição da Sequência K38. A passagem entre as sequências anteriores e a K38 se dá por uma discordância angular, típicas da fase sin-rifte, onde as sequências mais antigas são controladas por falhas de mergulho moderado para

oeste. Essas falhas tornam-se sub-horizontais em profundidade, sendo ativas durante a deposição da Sequência K36 e, mais restritamente, durante a deposição da Sequência K38. No geral, constata-se uma diminuição na atividade das falhas controlando esta sedimentação, embora localmente possam ser importantes. A Sequência K38 se apresenta em preenchimento tipo *sag basin*, uma vez que apenas em

algumas falhas ativas durante a deposição podemos observar crescimento de seção. Contudo, comumente, apresentam característica de deposição em *onlap* em relação aos grandes altos deposicionais citados. Em alguns altos, houve desenvolvimento de depósitos de coquinas retrabalhadas (*rudstones* e *grainstones* intraclásticos), por vezes com feições progracionais. No entanto, durante a deposição das sequências K44 e K46-K48, a atividade tectônica foi ainda mais restrita, predominando amplamente a geometria de preenchimento inicialmente paralela a subparalela com terminação em *onlap* em uma extensa rampa em direção ao AES. Eventualmente os refletores paralelos têm terminações contra as falhas, ou as colmatam, sem feições de crescimento aparentes (ver a Figura 3.2.1.2.2), passando em direção ao topo para um padrão progracional, em formas sigmoides principalmente nos flancos das estruturas mais altas.

Para oeste, em direção às porções centrais da bacia, desenvolveu-se um grande lago, ainda compartimentado ao final da deposição da Sequência K38. Entretanto, esse lago atingiu sua máxima extensão durante a deposição das sequências K44 e K46-K48, precedendo a deposição da Sequência K50 já em ambiente marinho. Esta feição foi sugerida por Fetter *et al.* (2018) a NW do AES e pode ser interpretada pela observação da geometria do preenchimento deposicional das sequências, com geometria de bacias SAG, observadas a oeste do AES nas seções das Figuras 3.2.1.1, 3.2.1.1.1 e 3.2.1.1.2.

Neste domínio, juntamente com o espesso preenchimento tipo *sag basin* das sequências

K44, K46-K48 e K50 (Gamboa *et al.*, 2009), ocorrem extensos e espessos derrames de lavas basálticas, extravasadas a 115 Ma (Destro *et al.*, 2009). Esse evento magmático foi denominado de Basalto Parati (Gomes *et al.*, 2015) e constituiu o embasamento da deposição das sequências K46-K48 na área (Figura 3.2.1.1.2). Uma característica deposicional desta idade foi a ampla ocorrência de derrames basálticos que ocorrem nos limites da morfologia de rampa do Alto de Tupi e que se estendem até a região do *Graben* de Merluza. Esses derrames, denominados Parati, ocorrem entre as sequências K44 e K46-K48 e, quando observados em seções sísmicas, mostram espessuras que podem atingir até 1.000 metros em alguns depocentros. O Alto Externo de Santos limita a leste esta região estruturalmente mais baixa, que se estabelece a partir do AES em direção oeste durante o rifteamento, segundo o mergulho regional das falhas normais nesta região. Desta maneira, acumularam-se espessuras consideráveis de vulcânicas e sedimentos do Pré-sal nesta área.

O AES representa a região mais elevada e menos afinada deste sistema distensivo. Desta forma, o padrão tectonossedimentar do preenchimento das sequências K44, K46-K48 e K50 na região central de Santos, do Alto Externo até o *Graben* de Merluza a oeste, sugere a presença de grandes lagos, provavelmente contínuos por grandes áreas e interconectados lateralmente entre os altos desenvolvidos pela compartimentação tardia do embasamento. Estes compartimentos foram gerados pela reativação das falhas do rifte, eventualmente controlados também por zonas de transferências com orientações NW e E-NE.

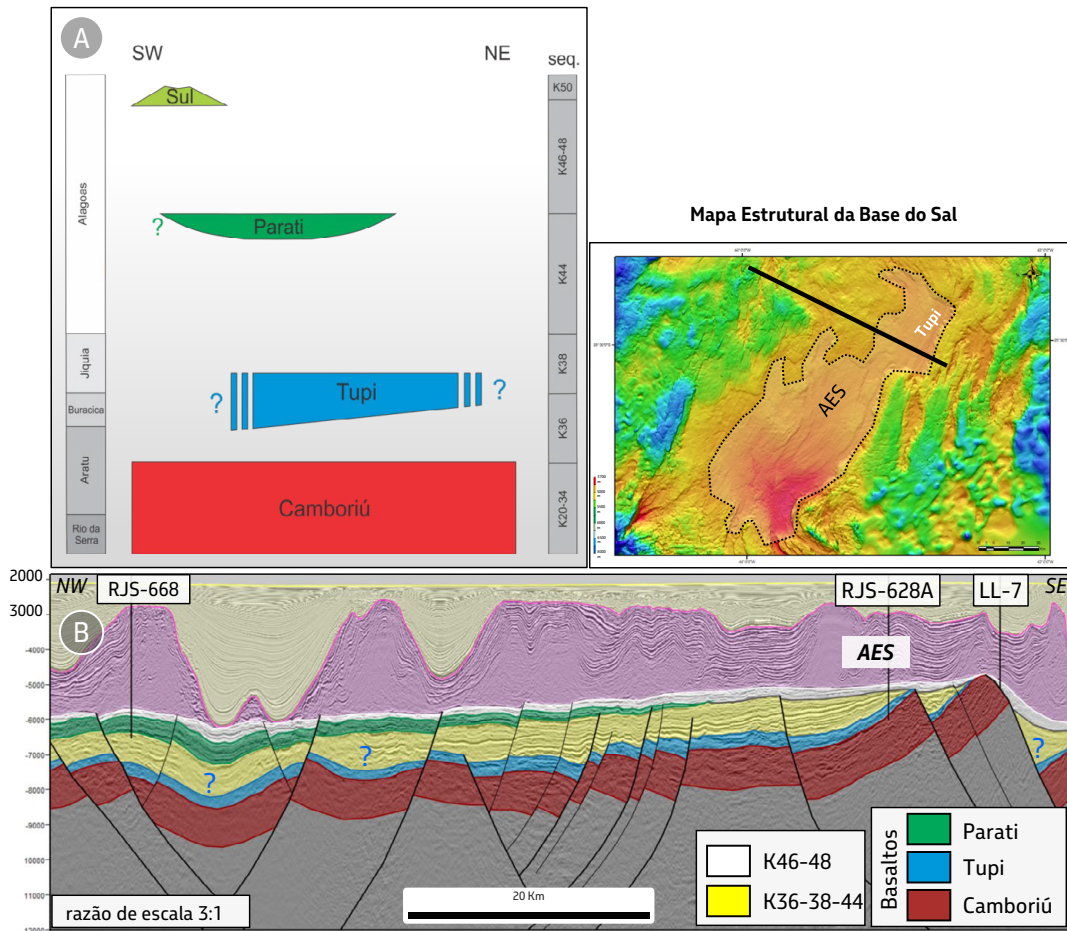


Figura 3.2.1.1.2 - Distribuição dos principais pulsos magmáticos na Bacia de Santos: A - Posicionamento cronoestratigráfico dos eventos Camboriú (K20-34), Tupi (K36- 38), Parati (K44) e Sul de Santos (K46- 48); B - Distribuição em seção dos eventos Camboriú, Tupi e Parati na região central da bacia. O basalto Camboriú apresenta sismofácies plano-paralelas e tem espessura constante em grande parte da bacia. o basalto Tupi recobre o Alto Externo e apresenta tendência de espessamento em direção ao Domínio Central. já o basalto Parati tem geometria de *Sag* com depocentro no Domínio Central da bacia. Os poços da figura mostraram seções representativas dos eventos Parati (RJS-668), Tupi (RJS-628A) e Camboriú (LL-7).

No Domínio Oeste do AES, pode-se inferir, a partir das relações sismoestratigráficas observadas, a ocorrência de um evento de reativação de falhas do rifte e geração de novas falhas, posterior ou imediatamente após o extravasamento dos basaltos dados de 115 Ma (Basalto Parati). Este evento é aparentemente sintectônico à deposição das sequências K46-K48 e, no mínimo, ainda ativo no início da deposição da Sequência K50, afetando o horizonte da base do sal. Esta reativação provavelmente teve início com a efusão de extensos derrames basálticos na área e pode ser vista na seção

sísmica que ilustra o Campo de Bacalhau (Figura 3.2.1.1.3). Assim, para a deposição das sequências K46-K48 e K50 naquela região, sugere-se que a subsidência que resultou na formação da geometria tipo *sag basin* teria sido síncrona aos processos de distensão litosférica, conforme proposto por Karner & Gamboa (2007), e associada a falhamentos em regime transtrativo generalizado e distribuído. A evolução mais antiga, relacionada aos *grabens* que controlam o empilhamento das sequências K36 e K38, parece relacionar-se com o intenso magmatismo que caracteriza o Domínio Sul de Santos.

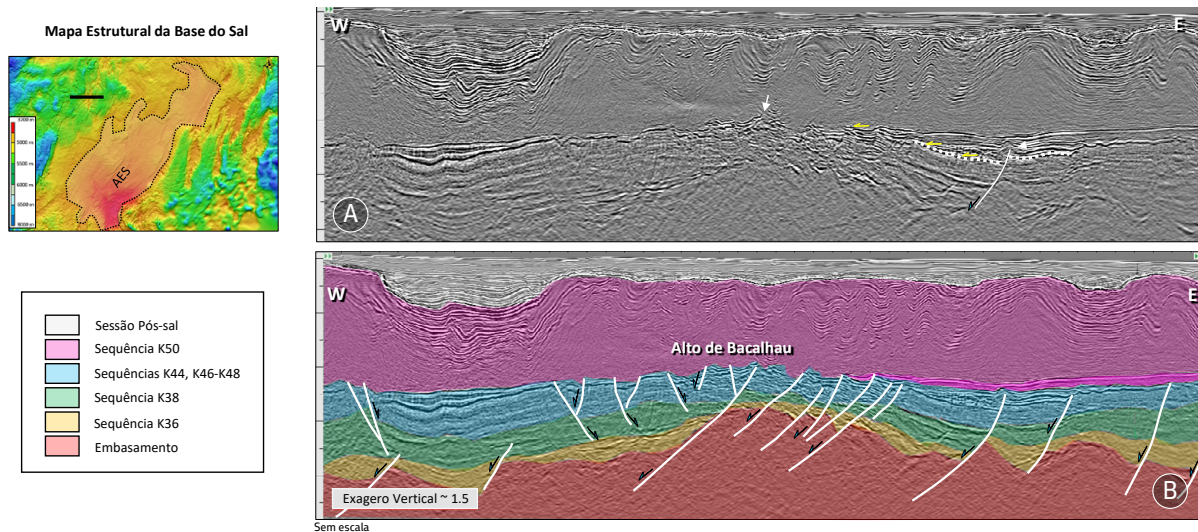


Figura 3.2.1.1.3 - Seções sísmica (A) e geossísmica (B) mostrando a estrutura do Campo de Bacalhau, a oeste do AES. Observar as terminações em *onlap* a leste do alto principal do campo dos refletores, representando a halita mais antiga (rosa escuro - Gamboa *et al.* 2009), interpretada aqui como o início da deposição da Sequência K50 nesta área. As setas amarelas mostram as terminações em *onlap* tanto do topo da halita quanto das sequências pouco mais antigas, depositadas no intervalo compreendido entre a base da halita e o topo dos basaltos datados em 115 Ma (pontilhado branco). Posto que o topo dos derrames basálticos seria originalmente plano, sugere-se que a formação do alto pela atividade das falhas, tem a idade destes pacotes depositados entre os derrames e a halita basal. Observar que a atividade das falhas normais rotaciona o horizonte do topo dos basaltos e rompe posteriormente a base da Sequência K50. *Buildups* relacionados à atividade das falhas podem ser observados tanto no alto principal quanto no baixo a leste (seta branca). Exagero vertical ~ 1.5. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG,

### 3.2.1.2. Domínio Leste do Alto Externo de Santos (AES)

O AES está limitado a leste por um importante sistema de falhas normais e *grabens* assimétricos rotacionados, relacionado à evolução da falha mestra a leste do Alto de Tupi. Estas falhas têm arranjo assimétrico e mergulham para E-SE, sendo associadas à atividade e evolução de descolamentos (*detachments*) sub-horizontais que mergulham nesta direção até o Alto de Júpiter (Figuras 3.2.1.2.1). A movimentação neste sistema de falhas controla a deposição das sequências K36 e K38 ao longo de riftes orientados N-NE. A movimentação e intensa rotação imposta por estas falhas, o controle na deposição das

sequências K44 e K46-K48 e a deformação na base da Sequência K50 aumentam para leste e para sul, em direção ao domínio distal da bacia, tanto transversalmente quanto ao longo do *strike* das principais falhas nesta região. Assim, o AES apresenta uma geometria original consistente com uma área menos afinada do rifte, conforme proposto por Magnavita *et al.* (2010b), constituindo-se em alto persistente e de evolução complexa na história deposicional da bacia. Formou, aparentemente, a região de *footwall*, e, portanto, a mais elevada de dois sistemas distensionais distintos e com desenvolvimento penecontemporâneo. No entanto, com diferenças significativas na evolução entre os domínios, os controles e as geometrias das sequências do Pré-sal.

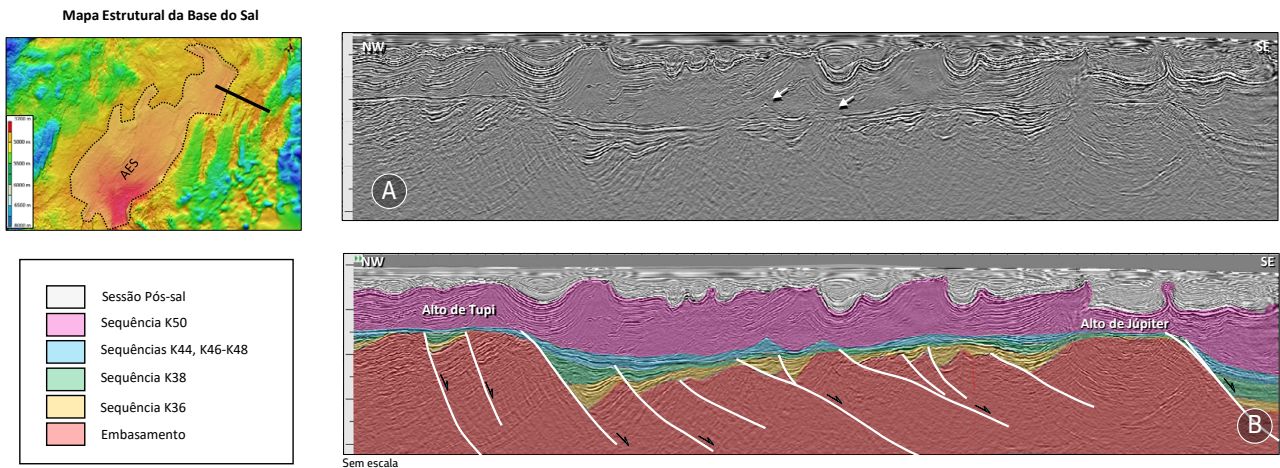


Figura 3.2.1.2.1 - Estrutura do DCS a leste do AES – Seção sísmica (A) e geossísmica (B), mostrando a estruturação do rifte nesta porção da bacia, dada predominantemente por falhas normais com mergulho para SE, formando *grabens* assimétricos rotacionados, basculados em um estilo dominó para oeste. Observar a presença de *buildups* associados a espessamento das sequências K44, K46-K48 (setas), relacionados a falhamentos profundos, e os rejeitos na base da Sequência K50, notadamente no Alto de Júpiter. Exagero vertical de 1.5x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Os altos secundários do AES (Alto de Tupi e o Alto de Tupinambá) comportam-se como altos deposicionais, onde são observados os afinamentos de todas as sequências do Pré-sal em diversas direções e proporções para as diferentes sequências. O Alto de Tupi é mais estreito e alongado, enquanto o Alto de Tupinambá é mais amplo e marca mudança de direção, ocorrendo orientações noroeste nas regiões distais a sul a partir da ZTH. Outro aspecto importante é que se nota a provável ausência das sequências K38, K44 e K46-K48 nas regiões apicais do Alto de Tupinambá (vide Figura 3.4 b). No Alto de Tupi, as sequências K36, K38 e K44 são rotacionadas por falhas e sobrepostas por forte discordância angular (DIA), sobre a qual depositou-se as sequências K46-K48, configurando um padrão de preenchimento tipo *sag basin* (Figura 3.2.1.2.2). Localmente, esta sequência ocorre em *onlap* sobre unidades de embasamento, evidenciando que parte deste alto, assim

como o Alto de Tupinambá, permaneceu como área de não deposição durante todo Pré-sal.

As sequências K44 e K46-K48, de idade Alagoas, apresentam comportamento de preenchimento deposicional distinto da região a oeste do AES, mostrando tênue espessamento junto às falhas que limitam os *grabens* assimétricos, com adelgaçamento e rotação para a borda flexural (Figura 3.2.1.2.2). Esta observação sugere que, pelo menos localmente, havia um controle pela atividade de falhas semelhante ao descrito para a Sequência K38, onde também são observadas falhas ativas com crescimento de seção. Comumente, a atividade destas falhas está associada aos estágios iniciais do rifteamento. No entanto, pode mostrar evidências de reativação no final da deposição das sequências K46-K48 e, por vezes, inclusive reativando e afetando a Sequência K50, como a falha mestra no Alto de Júpiter (Figura 3.2.1.2.1).



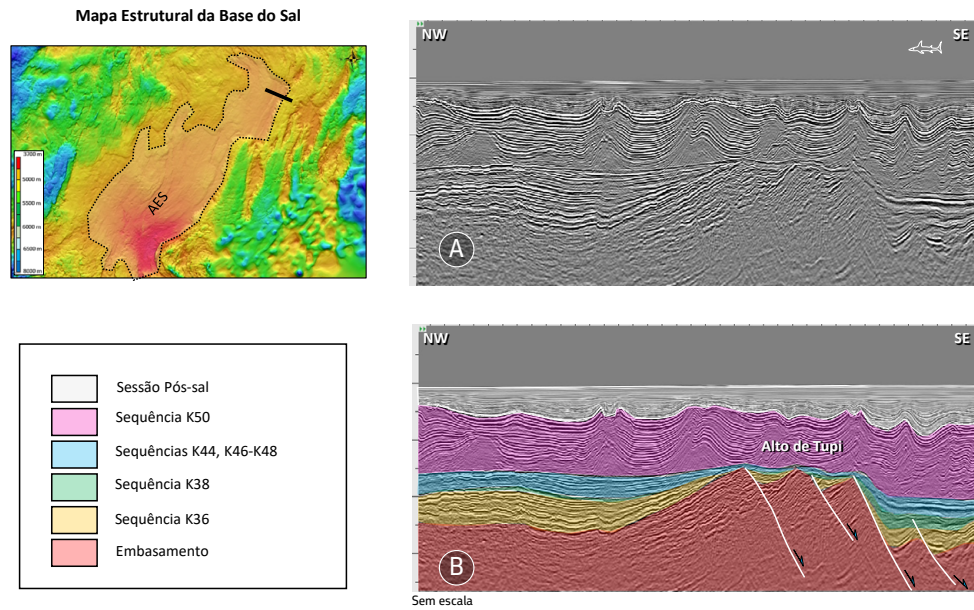


Figura 3.2.1.2.2: Seção sísmica (A) e geossísmica (B), transversal ao Campo de Tupi. A seção mostra o sistema de falhas de borda do campo, posicionando-o na porção flexural (*footwall*) do degrau mais a oeste, controlando espessamentos da Sequência K38 a sudeste, terminações em *onlap* e rotação da mesma sequência a noroeste. No alto a Sequência K36, é preservada no interior de *grabens* soerguidos. Observar também que as sequências K46-K48 colmatam o alto nesta seção. Exagero vertical: 1.8 x.

### 3.3. Domínio Norte de Santos (DNS)

Este domínio abrange uma área, ao norte da Bacia de Santos, que inclui a Zona de Transferência de Iara-Iracema, estendendo-se até o limite com a Bacia de Campos, definido pelo Alto de Cabo Frio.

#### 3.3.1. Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI)

A Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI) limita o DCS e o DNS, além de corresponder a uma região onde as falhas do rifte são orientadas N-NW-SSE a NS, fortemente

segmentadas por zonas de transferência NW-SE e reativadas continuamente durante a evolução do rifte. Esta feição caracteriza a estrutura do embasamento da bacia entre os campos de Tupi e Mero. Observa-se na ZTI uma inflexão da fábrica estrutural do embasamento para N-NW, distinta da orientação N-NE típica do rifte, tanto a sul quanto a norte desta zona, e do alinhamento NE-SW do embasamento Pré-Cambriano típico da Faixa Ribeira. Como citado anteriormente, esta inflexão define, no limite entre o Domínio Norte e Central da bacia, a estrutura regional conhecida informalmente como “o S da Bacia de Santos” (Figura 3.3.1.1).

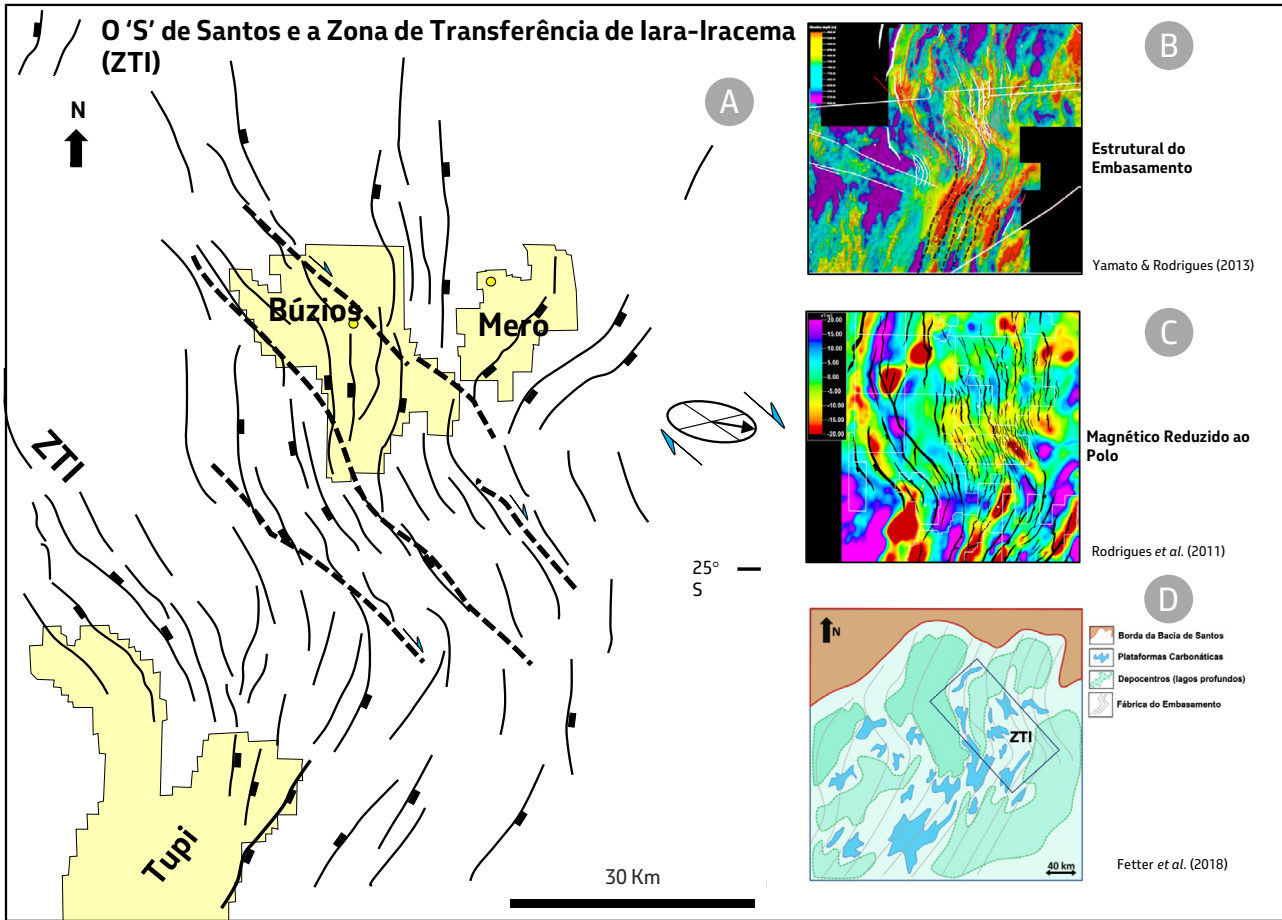


Figura 3.3.1.1 - O 'S' de Santos entre o DCS e o DNS. Observar a marcante orientação N-NW das falhas do rifte nesta porção da Bacia de Santos, distinta da orientação regional N-NE destes mesmos elementos, que caracteriza a estruturação geral da bacia (A). A ZTI é subparalela a outras zonas de transferência NW-SE, características desta feição regional. Observar a expressão da feição no mapa estrutural do embasamento (B) (Yamato & Rodrigues, 2013), no mapa magnético Reduzido ao Polo (C) (Rodrigues *et al.*, 2014) e de forma esquemática ao final do rifteamento (D) (Fetter *et al.*, 2018), onde a relação da trama do embasamento na feição é mostrada juntamente com os altos e baixos deposicionais do Pré-sal na região. Os *ring fences* dos Campos de Tupi, Búzios e Mero são também assinalados.

Além da franca orientação NW-SE a N-S das falhas do rifte, a ZTI também é caracterizada por uma variação do estilo estrutural quando comparada a outros domínios da bacia. Esta zona é marcada por verticalização e reativação das falhas e por inversões estruturais, escalonamentos das estruturas e estruturas *pull-apart*, que são evidências cinemáticas típicas de deformação com importante componente direcional segundo a direção NW-SE (Figura 3.3.1.2). Esta característica contrasta com o padrão em dominó dos *grabens* assimétricos com orientação regional NE-SW,

observados mais a sul no DCS, na região dos campos de Tupi e Júpiter. Mais do que uma zona secundária de acomodação com papel cinemático típico de ambientes puramente distensivos (Morley, 1990; Rosendahl, 1987; entre outros), a estruturação da ZTI reflete a obliquidade do rifteamento nesta área da Bacia de Santos. Os altos estruturais de Iracema, Atapu (Iara) e Búzios exemplificam bem esta orientação N-NW-SSE e a maior complexidade estrutural que caracterizam a ZTI. Além disso, evidenciam a hierarquia de primeira ordem da ZTI no processo de deformação

distensional nesta porção da bacia (Figuras 3.3.1.1 e 3.3.1.2). A relação de obliquidades entre as falhas, associada ao *timing* de atividade e ao estilo deformacional, permite interpretar um componente dextral de movimento

segundo planos de cisalhamento NW-SE, pelo menos durante o intervalo cronoestratigráfico referente à deposição tipo *sag basin* e da bacia evaporítica, com provável início durante a deposição da Sequência K38 (Figura 3.3.1.2).

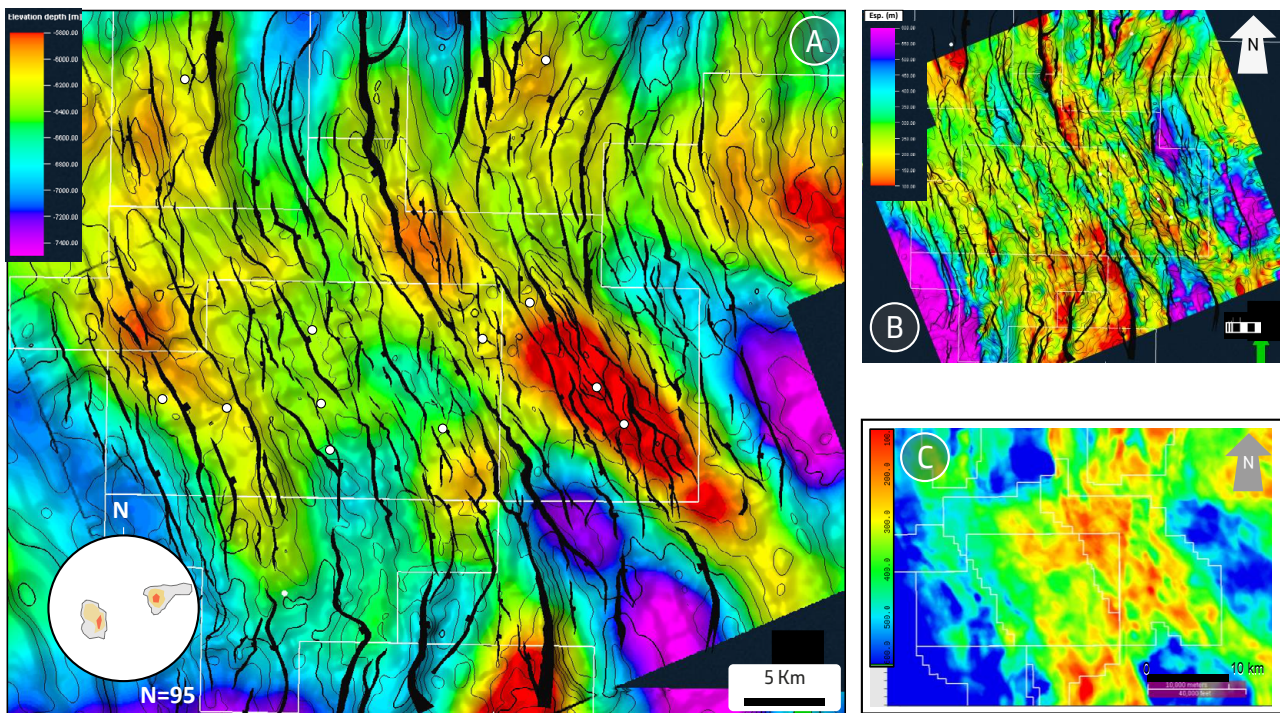


Figura 3.3.1.2 - Estilo estrutural e *timing* das falhas do rifte na região do 'S' de Santos (ZTI). (A) – Mapa estrutural do horizonte da base do Sal. Observar a geometria das falhas que rompem este horizonte, sugerindo atividade mais jovem e um padrão assimétrico sugestivo de componente dextral nestas estruturas; (B) mapa de isópacas da Sequência K38, superposto ao mapa de falhas da base do sal, com espessamentos e afinamentos controlados pela atividade das falhas N-NW na região; (C) mapa de isópacas das sequências K44 e K46-K48, com feições de espessamento e adelgaçamento das sequências, também controladas pela atividade das falhas N-NW. Observar a geometria losangular de alguns espessamentos e altos, dada pela atividade contemporânea de falhas NS e NW-SE. notar que a atividade das falhas, controlando o padrão deposicional desde as sequências mais antigas e afetando inclusive a base do sal, sugere também o caráter sintectônico da deposição da sequência salífera.

O preenchimento sedimentar na ZTI é igualmente mais complexo em relação ao padrão típico de *grabens* assimétricos e *graben-horst* observados a sul, resultando em *grabens* romboédricas (Figura 3.3.1.2). As sequências K36 e K38 são controladas por *grabens* orientados NW-SE a N-S, segmentados por zonas de transferência NW-SE, que são elementos importantes na estruturação de alguns campos do Pré-sal, como, por exemplo, o Campo de Búzios (Moliterno,

2014). Nesta área, as feições transversais controlam padrões de deposição da Sequência K38, onde, juntamente com a atividade do sistema de falhas N-S, condicionam o padrão progradacional de coquinas na ordem de centenas de metros (Figura 3.3.1.3). Além disso, a atividade nestas estruturas transversais e das falhas N-S promove um controle efetivo na sedimentação das sequências K38 e K46-K48, como ilustrado, respectivamente, pelo mapa de isópacas das Figuras 3.3.1.2B e

C e na seção sísmica da Figura 3.3.1.4. Nesta seção observam-se também os incrementos mais jovens da deformação, controlando

progradações das sequências K46-K48, rompendo e deslocando a base da sequência salífera K50.

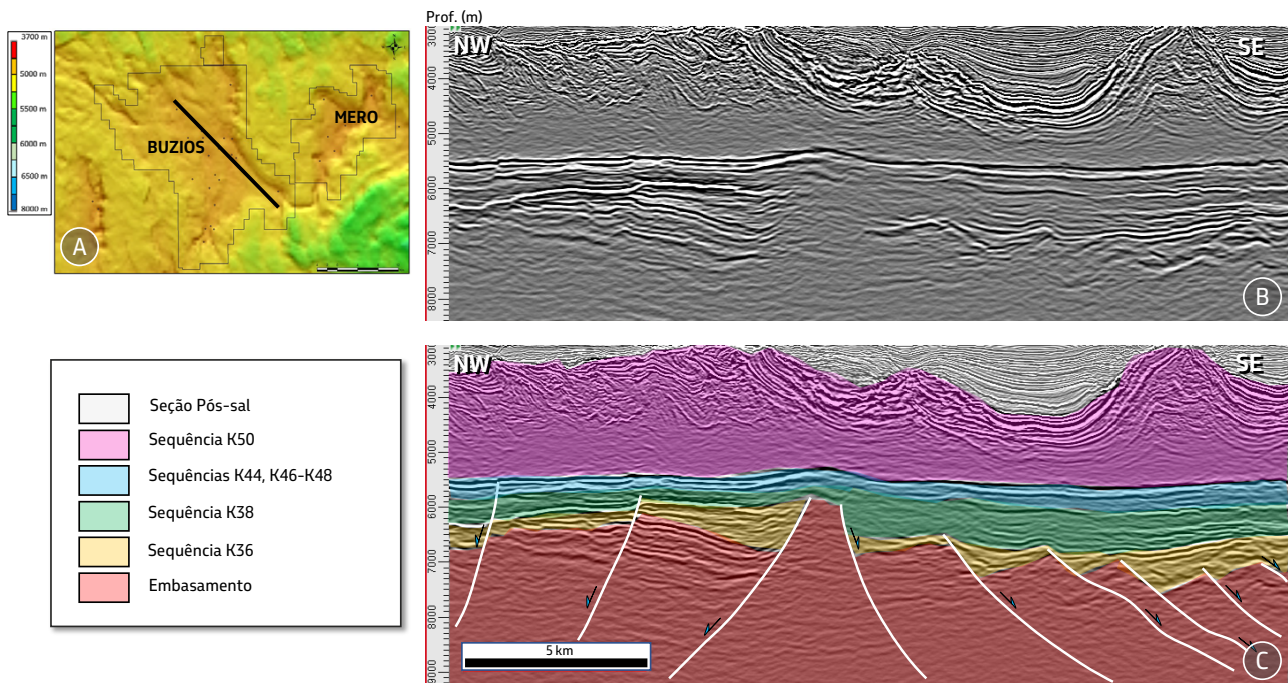


Figura 3.3.1.3 - Estilo estrutural das falhas e *timing* de atividade do rifte na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando as áreas dos Campos de Búzios e Mero. A interpretação da seção sísmica (B), mostrada na seção geossísmica (C), cuja interpretação é amarrada pelos poços perfurados na região, sugere uma estrutura em *horst* na área do Alto de Búzios, controlado aqui por falhas com direção N-NE. Observa-se espessamento contra falha com mergulho para SE da Sequência K38, e espessamento da Sequência K36 no ramo com mergulho para NW, sugerindo um controle na deposição destas sequências relacionado a uma movimentação diacrônica das falhas na estrutura; (C) – Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando as áreas dos Campos de Búzios e Mero. Seções sem exagero vertical.

A norte do Alto de Tupi, observa-se uma extensa rampa mergulhando para N-NE (Figura 3.3.1.5). O estilo monoclinial é bem evidente, com um padrão fortemente transgressivo de preenchimento marcado por *onlaps*, com alguns truncamentos na porção superior. O afinamento a SSW contra o Alto de Tupi e a rotação dos *onlaps* na terminação dos estratos

contra este alto, onde toda a seção sedimentar do Pré-sal se adelgaça, indicam que o Alto de Tupi foi uma estrutura ativa desde a deposição da Sequência K36 até o final do Aptiano. Além disso, o padrão em *onlap* contra o flanco monoclinial, junto à base do sal no centro da seção, evidencia a elevação relativa do embasamento até o final do Aptiano.

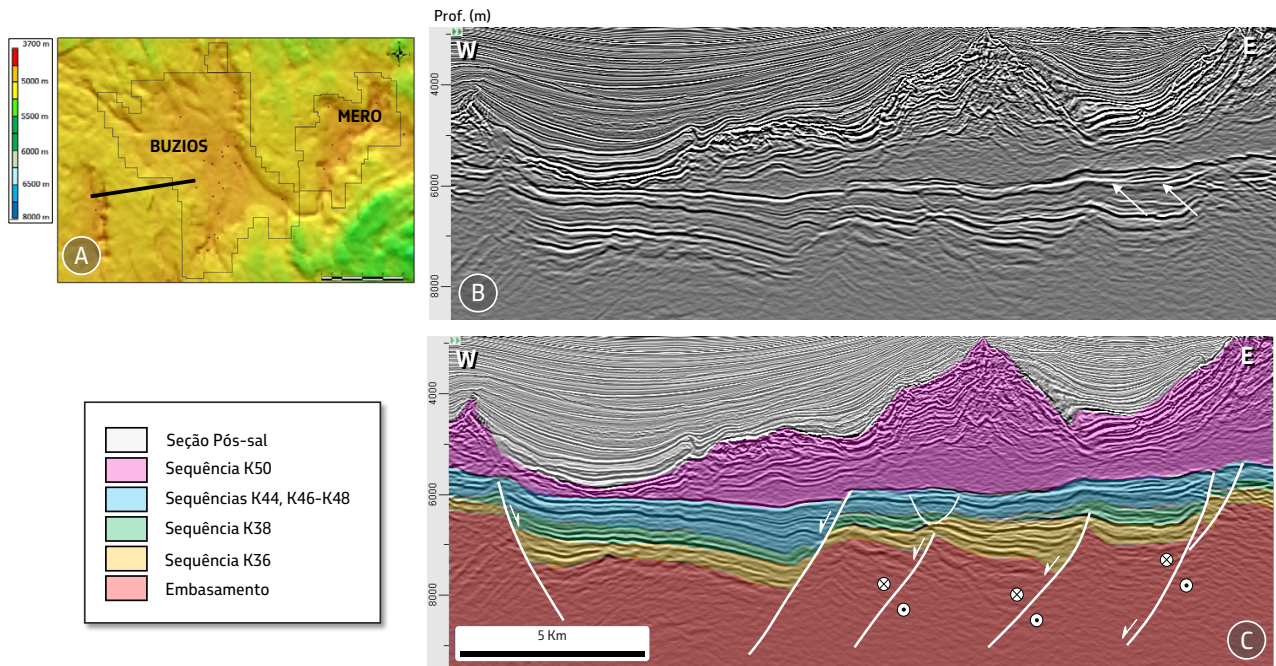


Figura 3.3.1.4 - Estilo estrutural das falhas e *timing* de atividade do rifte na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando as áreas dos Campos de Búzios e Mero. A interpretação da seção sísmica (B, seção geossísmica em C), amarrada pelos poços perfurados, sugere o espessamento contra falha N-NW das sequências K44 e K46-K48, compatível com o controle deposicional destas sequências pela atividade das falhas. Observar que algumas falhas também rompem a base do Sal e a geometria em *down lap* das sucessões mais jovens de idade Alagoas (sequências K46-K48, assinalada pelas setas). Ver texto para discussão adicional. Exagero vertical ~ 1.5.

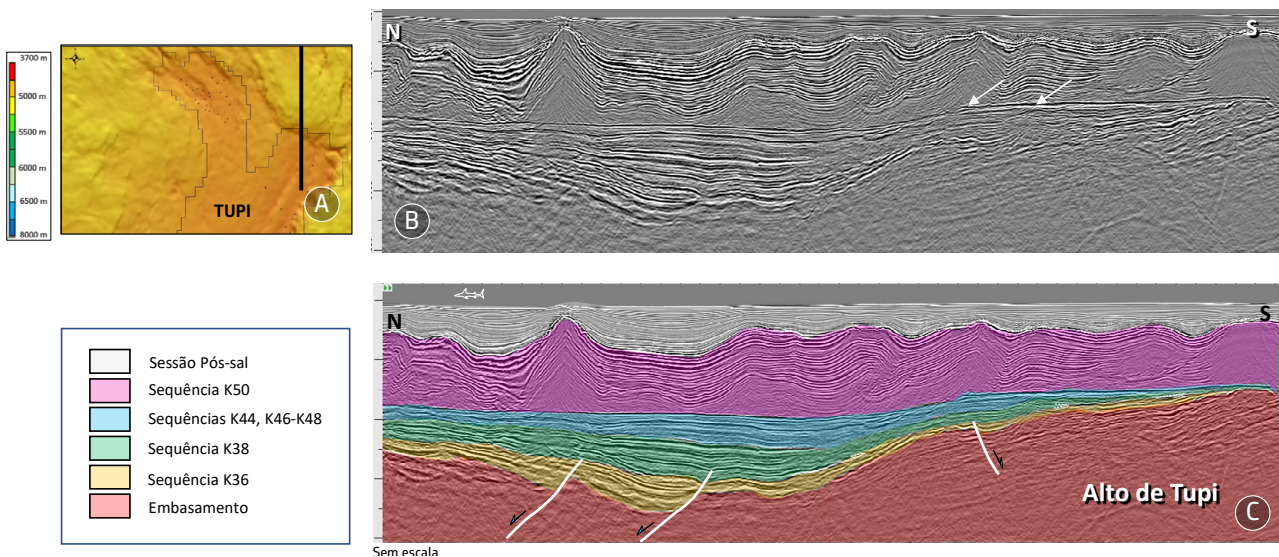


Figura 3.3.1.5 - *Timing* de atividade do rifte na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando a área do Campo de Tupi. A interpretação da seção sísmica (A, seção geossísmica em B), amarrada pelos poços perfurados na região, são consistentes com a terminação em *onlap* das sequências que afinam contra o Alto de Tupi mais a sul. Além disso, pode-se observar também o espessamento para norte, notadamente na porção estruturalmente mais baixa das sequências K38, K44 e K46-K48. Observar a progressiva rotação dos *onlaps* pela atividade da falha de borda do Alto de Tupi, localizada fora da seção, pouco mais a sul, e a geometria em plataforma das sequências K44 e K46-K48 neste alto (setas); (C) – Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal. Escala vertical igual a horizontal. Ver discussão adicional no texto. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Na porção central da ZTI, observam-se meios-*grabens* extensos, com depocentros alinhados segundo NNW-SSE. Na Figura 3.3.1.6, nota-se que o padrão de preenchimento transgressivo em *onlap*, com afinamento da seção sedimentar nos altos estruturais, ocorre tanto na borda principal do meio-*graben* (W na Figura 3.3.1.6) quanto na sua borda flexural na direção oposta. Nestas

situações, são percebidas feições que indicam inversão estrutural com encurtamento local e soerguimento dos depocentros, provavelmente devido a transpressão decorrente de movimentação dextral ao longo das falhas (porção central da Figura 3.3.1.6). O afinamento de seção nos altos invertidos indica que a inversão ocorreu no final do Aptiano.

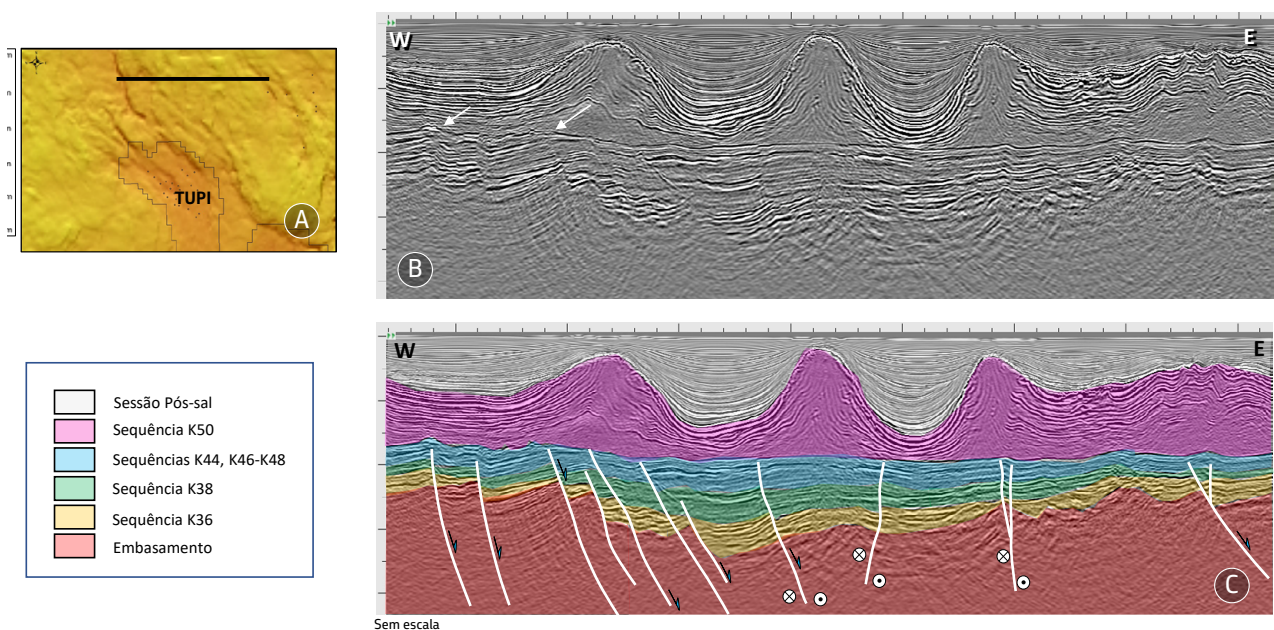


Figura 3.3.1.6 - *Timing* da atividade do rifte, reativações e geometria das sequências na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal; A interpretação da seção sísmica (B) e geossísmica (C), amarrada com os poços perfurados na região, mostram a geometria geral do preenchimento das sequências do Pré-sal, aqui controladas por amplos *grabens* assimétricos. Pode-se observar também a discordância erosiva na base da Sequência K50, no bloco alto das principais falhas que controlam o *graben* a oeste (setas), além de um arqueamento envolvendo o embasamento em sua porção central relacionado à inversões e movimentações dextrais tardias das falhas do rifte. Notar o caráter subvertical destas falhas, assim como variações em espessura através da estrutura. Escala vertical igual à horizontal. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG

As sucessões transgressivas do final do rifte, representadas principalmente pelas sequências K44 e K46-K48, recobrem os altos estruturais orientados segundo NNW-SSE na porção centro-leste da ZTI, formando extensas plataformas carbonáticas com geometria plano-paralela/sub-horizontal das sismofácies no topo. Além disso, comumente, exibem

margens bem definidas, onde observa-se padrão progradacional em direção ao talude (Figura 3.3.1.7). Junto aos principais altos estruturais, que continuaram ativos durante todo o processo de rifteamento, observam-se *grabens* assimétricos secundários e afinamentos da seção sedimentar carbonática durante a deposição das sequências K44, K46-K48.

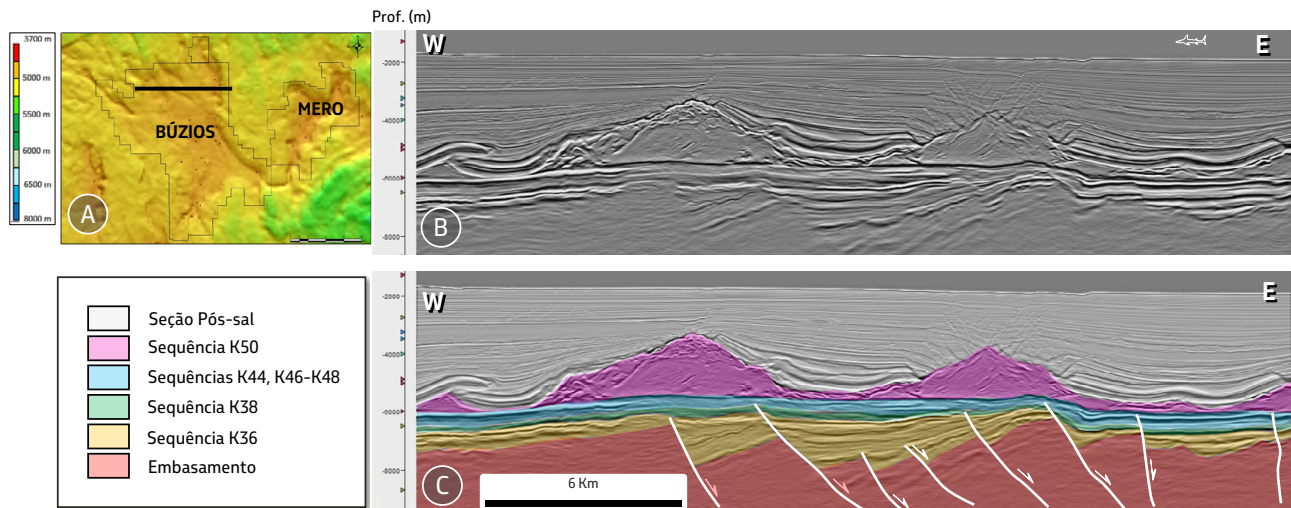


Figura 3.3.1.7 - Geometria das sequências e atividade das falhas na ZTI, área de Búzios. (A) mapa estrutural do horizonte da base do Sal com a seção sísmica mostrada em (b); a interpretação da seção amarrada aos poços, é mostrada na seção geossísmica (c). ambas as seções mostram a geometria geral do preenchimento das sequências. As sequências K38, K44 e K46-K48 mostram padrão de preenchimento agradacional, em nítida discordância angular sobre os *grabens* assimétricos que controlam a deposição da Sequência K36. Observar o caráter subvertical da falha a leste da seção geológica. Escala vertical igual à horizontal.

Contemporaneamente à deposição destas sequências em padrão agradacional (equivalente à geometria tipo *sag basin* de Moreira *et al.*, 2007), ocorrem inversões na ZTI, relacionadas a componente de movimentação lateral dextral (Figura 3.3.1.8). As estruturas são representadas por dobras, estruturas em arpão e estruturas-em-flor, observáveis em seções de direção N-NE, consistentes com a interpretação de componente contracional orientado nesta direção, relacionado à movimentação lateral e oblíqua em falhas orientadas NW-SE e, localmente, orientadas N-S. As relações de terminações e variações de espessura das sequências K44 e K46-K48 e a frequente deformação da base da Sequência K50 permitem interpretar estas estruturas como ativas após a deposição da Sequência K44, além de contemporâneas à deposição das sequências K46-K48 e K50 (Figuras 3.3.1.8 a). Geneticamente relacionados

ao regime oblíquo, meios-*grabens* orientados NE com espessamento das sequências K44 e K46-K48, afetando a base da K50, também ocorrem na ZTI (Figura 3.3.1.8 a). Estas observações apontam para um regime dextral na ZTI após a deposição das sequências K36 e K38, com um período com atividade de falhamentos menos intensa (K44), e retomada da atividade durante a deposição das sequências K46-K48 e K50. O limite inferior dessa movimentação é interpretado como da idade da Sequência K38, devido às expressivas espessuras de coquinas localmente preservadas (Figura 3.3.1.3), e que tem sido relacionada à atividade de estruturas NW-SE. O limite superior é também discutível, já que a atividade tectônica é vista com segurança até a base da Sequência K50. Entretanto, o envolvimento da Sequência K60 neste processo é possível, embora ainda não caracterizado.

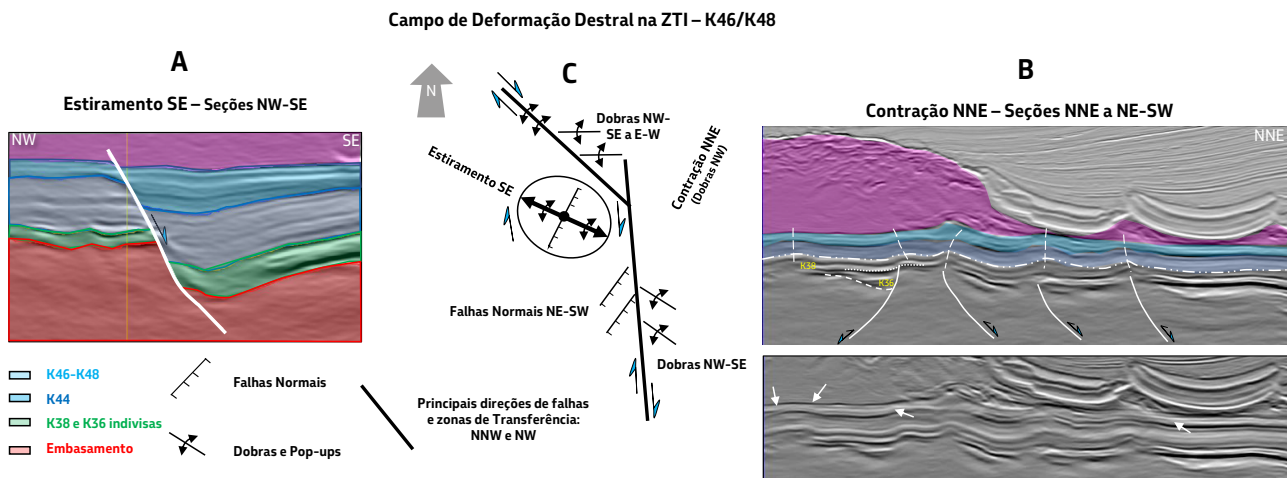


Figura 3.3.1.8 - Interpretação cinemática do rifte na ZTI. Em (A) – seção NW-SE mostrando feições típicas de riftes, com espessamento das sequências K46-K48 contra a falha com movimentação distensional. Observar que a falha desloca também a base da Sequência K50; (B) – dobras de crescimento sintectônico à deposição das sequências K46-K48, observadas em seções N-NE (aproximadamente ortogonais à seção em (A)). Observar as terminações em *onlap* e o adelgaçamento das sequências sintectônicas, contra a charneira das dobras, assim como a espessura praticamente constante da Sequência K44, afetada por estas dobras. Esta geometria é consistente com um componente lateral-direito da deformação na ZTI durante os estágios finais do rifte na Bacia de Santos, observados em planos de cisalhamento N-NW e NW-SE (C). Ver discussão adicional no texto. Seções sísmicas esquemáticas com escala vertical igual à horizontal.

### 3.3.2. O Baixo de Araruama e a Transição Santos-Campos

No Domínio Norte de Santos, em sua porção proximal, o imageamento sísmico da seção Pré-sal é muito pobre, não permitindo detalhamento geométrico e subdivisão das sequências deposicionais. Somente a partir das regiões dos Baixos de Araruama e de Ilha Grande, os dados sísmicos existentes permitem a interpretação e subdivisão das sequências do Pré-sal. O entendimento deste padrão é importante para definição do limite do Pré-sal carbonático em relação ao Pré-sal siliciclástico, naquela região. A análise dos mapas obtidos com levantamentos a partir de métodos potenciais permite interpretar um padrão de rifteamento *en échelon*, controlado pela orientação aproximada da charneira cretácea. Estrella *et al.* (2009) fazem a primeira tentativa em definir um limite de ocorrência dos

carbonatos, da seção Pré-sal, na qual ocorre um menor conteúdo de siliciclásticos, principalmente nas sequências K38, K44 e K46-K48.

A leste e nordeste da ZTI, tanto o estilo do rifte quanto seu padrão de preenchimento variam de norte (proximal) para sul (distal), segundo a direção geral das falhas distensionais neste segmento. Na porção proximal, o rifte é marcado por *grabens* assimétricos que controlam os depocentros da Sequência K36, cuja atividade precede a implantação de grandes baixos deposicionais das sequências K38, K44 e K46-K48, como os baixos de Ilha Grande e de Araruama (Figura 3.3.2.1). Nesta região, e de modo geral, as maiores falhas mergulham para leste e têm direção geral N-NE, desde a charneira até a região do Alto de Cabo Frio. Na parte sul da região do Alto de Cabo Frio, as falhas do rifte mudam para a orientação de



N-S a N-NW. Eventualmente, com geometria lítrica, assumem mergulhos muito baixos em profundidade, onde podem se conectar a expressivos *detachments*. As falhas normais associadas a este sistema controlaram a deposição das sequências K36 e K38. Além disso, podem também deformar a base da Sequência K50 (Figura 3.3.2.2).

No intervalo de idade Buracica, correspondente à Sequência K36, nos poucos poços que atingiram esta seção, constata-se a escassa presença de siliciclásticos, que são caracterizados pelo domínio de depósitos finos (siltitos), provenientes de altos locais. As maiores ocorrências de siliciclásticos são relacionadas à Sequência K36, pouco amostrada pelos poços. Interpretando os dados sísmicos disponíveis para as regiões dos baixos de Araruama e Ilha Grande, observa-se que esta seção pode apresentar espessuras que atingem mais de 2.000 metros, em grande parte podendo ser correspondentes a derrames basálticos do Neocretáceo, bem como diques e soleiras de eventos mais jovens (provavelmente Santoniano). Toda esta compartimentação demonstra o caráter complexo do rifteamento neste domínio, já que a variação da geometria e da idade da deformação do rifte é complexa, ocorrendo frequentemente ao longo da direção das próprias falhas. Percebe-se, portanto, que não ocorre na direção ortogonal a elas, como previsto por muitos modelos de evolução correntes. De forma geral, os registros sedimentares das sequências são descontínuos e fortemente controlados pela deformação mais intensa do rifte durante a

deposição das sequências do Aptiano (K38, K44, K46-K48 e K50), falhamento este por vezes controlados por importantes superfícies de *detachments*, ou por vezes superpostos a estes (Figura 3.3.2.2).

Zonas de acomodação com direção NW, e zonas de transferência interbaciais, orientadas E-NE, na região do Alto de Cabo Frio e mais a sul, conectam as bacias de Campos e Santos (Magnavita *et al.*, 2010a e Dehler *et al.*, 2016b). Essas estruturas são, em parte, responsáveis pela complexidade tectonossedimentar no Domínio Norte de Santos. Nesta região observa-se um padrão de evolução estrutural complexo, com atividade tectônica afetando as sequências deposicionais do Barremiano ao Aptiano, caracterizando o desenvolvimento do rifte neste domínio, conduzindo provavelmente a diferenças importantes nos controles da deformação e das geometrias deposicionais nesta região. Na porção mais proximal, além do importante controle tectônico sobre os lagos Buracica, Jiquiá e Alagoas pelo rifteamento, destacam-se grandes espessuras de sedimentos nos baixos de Araruama e de Ilha Grande, onde a arquitetura deposicional interpretada a partir de dados sísmicos é consistente com padrão de deposição semelhante ao tipo *sag basin* (Karner & Gamboa, 2007; Moreira *et al.*, 2007). Isso ocorre principalmente para as sequências deposicionais relacionadas às formações Itapema (K38) e Barra Velha (K44, K46-K48), caracterizadas por adelgaçamento de estratos para os altos adjacentes e espessamento no depocentro, resultando em camadas plano-paralelas (vide Figura 3.3.2.1 e 3.3.2.2).

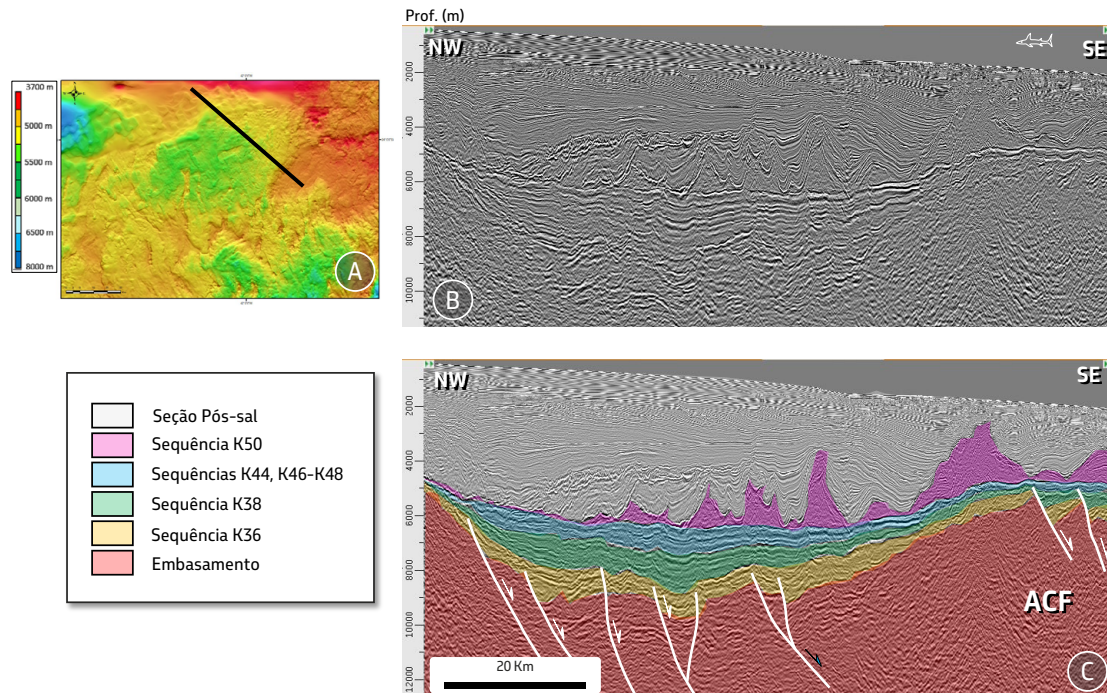


Figura 3.3.2.1 - O Baixo de Araruama no DNS. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal; (B) Seção sísmica e geossísmica (C), mostrando a típica geometria em SAG do preenchimento das sequências K38, K44 e K46-K48 em algumas áreas da Bacia de Santos. A espessura destas sequências pode alcançar 2.000 m em algumas regiões, com afinamento progressivo para as bordas com a típica geometria em ‘prato’ do preenchimento. Observar os falhamentos mais profundos que controlam a Sequência K36 e uma deformação mais discreta, que reativa as estruturas no baixo e crenula a base da Sequência K50. Exagero vertical aproximado de 4x.

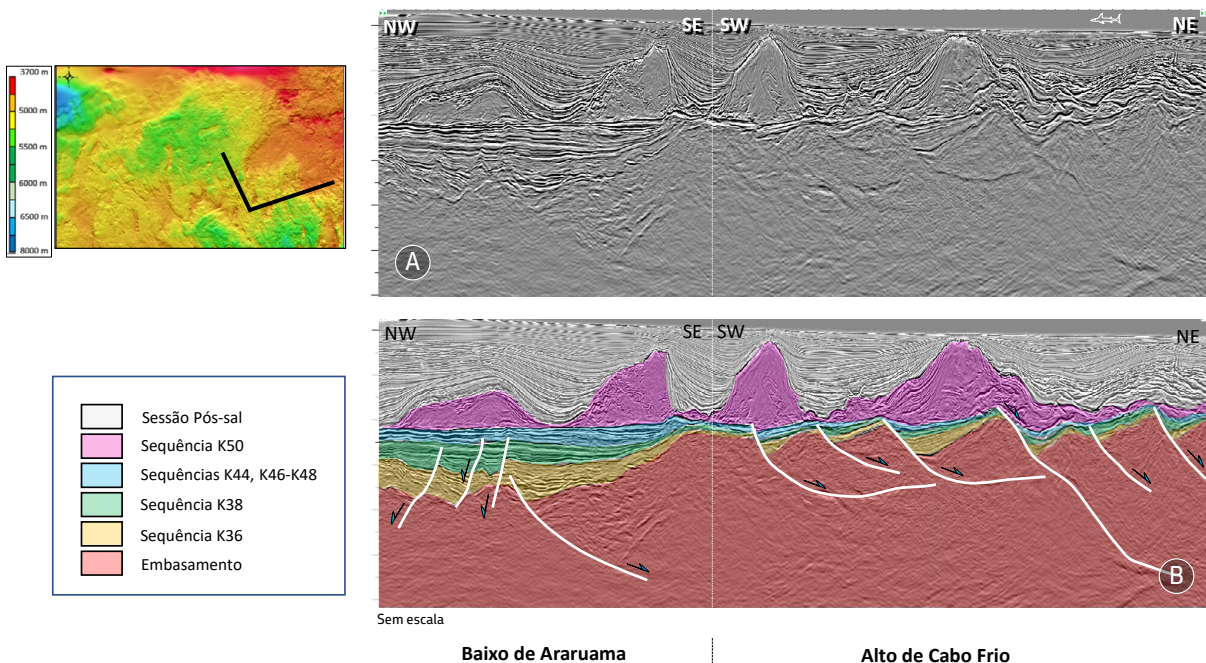


Figura 3.3.2.2 - Seção em cerca com painéis NW-SE e SW-NE, mostrando a relação entre o Baixo de Araruama e o limite oeste do Alto de Cabo Frio (ACF) no DNS. O Baixo de Araruama mostra típica geometria em sag para as sequências K38, K44 e K46-K48. O ACF mostra estruturação controlada por falhas normais com mergulho para leste, fortemente rotacionadas, e *detachments*, típicos de domínios com afinamento crustal relativamente elevado. Observar as terminações das sequências do sag em *onlap* contra o alto mais a sul, assim como a rotação dessas terminações, consistente com deformação mais jovem do preenchimento pelas estruturas no ACF. Notar também a deformação consistente da base da Sequência K50 pelas falhas normais do rifte. Exagero vertical aproximado de 2x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Na porção distal deste domínio, na faixa que compreende o sul do Alto de Cabo Frio, entre a ZT do Alto de Cabo Frio e a ZT *Helmut*, o padrão de rifteamento é caracterizado por falhas distensionais com orientações que variam entre N-NE, E-NE a N-NW, dispostas frequentemente *en échelon* em relação às zonas de transferência regionais. Falhas do rifte relacionadas ao desenvolvimento de *grabens* assimétricos fortemente rotacionados, associados ao soerguimento do *hangingwall* e à movimentação de descolamentos (*detachments*), controlaram os preenchimentos e a preservação dos lagos das idades Buracica, Jiquiá e Alagoas nestas áreas (Figura 3.3.2.2).

### 3.3.3. Padrões de Preenchimento e Formação das Tectonossequências no Domínio Norte de Santos (DNS)

A SSW da região do Alto de Cabo Frio e do Baixo de Araruama, já no domínio da ZTI, ocorrem grandes baixos deposicionais controlados pela estrutura do rifte com orientação geral NNW-SSE, onde se tem algumas das grandes acumulações do Pré-sal de Santos, como os campos de Atapu, Búzios e Mero. Notadamente há uma mudança de característica de tectonossedimentação em relação aos baixos deposicionais descritos anteriormente.

A ocorrência de zonas de transferências oblíquas em relação às direções de rifteamento são marcantes nesta região, controlando lagos com forte segmentação pela estrutura NW e dificultando o aporte sedimentar proveniente da Faixa Ribeira. Aliada às supostas condições climáticas de clima quente e de maior aridez

(Pietzsch *et al.*, 2018), a forte segmentação dos riftes propiciou o desenvolvimento de lagos durante as idades das sequências K38, K44 e K46-K48, com aporte de siliciclásticos muito restrito. Neste contexto, ocorreu o amplo desenvolvimento de carbonatos com excelente qualidade permoporosa em altos deposicionais (barras de coquinas, *buildups*, *mounds*, recifes estromatolíticos etc.) e retrabalhamento destes carbonatos para as bordas.

Na porção a SSE do Campo de Mero e sul da região do Alto de Cabo Frio, verifica-se um sistema de rifteamento oblíquo, associado às zonas de transferências com orientações E-NE, que difere da faixa anteriormente descrita com relação ao estilo de falhas e ao padrão de preenchimento associados aos *grabens* assimétricos. As falhas desta região apresentam, em geral, mergulhos médios a baixos para E-SE e, em profundidade, conectam-se a falhas de baixo ângulo sub-horizontais (*detachments* intracrustais). Este estilo pode ser observado no painel orientado ortogonal às estruturas da Figura 3.3.2.2. Nesta região, a leste do Campo de Mero, Dehler & Yamato (2015 e 2016a) descreveram estruturas dômicas, interpretadas como do tipo *Core Complexes* (Lister & Davis, 1989; Whitney *et al.*, 2013; Platt *et al.*, 2015), relacionadas à exumação da crosta inferior e eventualmente do manto, assim como inversões de segmentos da bacia e do embasamento. Essas estruturas podem ser visualizadas também em seções sísmicas *strike*, como na Figura 3.3.3.1. Combinadas com a seção da Figura 3.3.2.2, localizada pouco mais a norte no mesmo domínio, compõem um quadro mais completo do estilo estrutural da região.

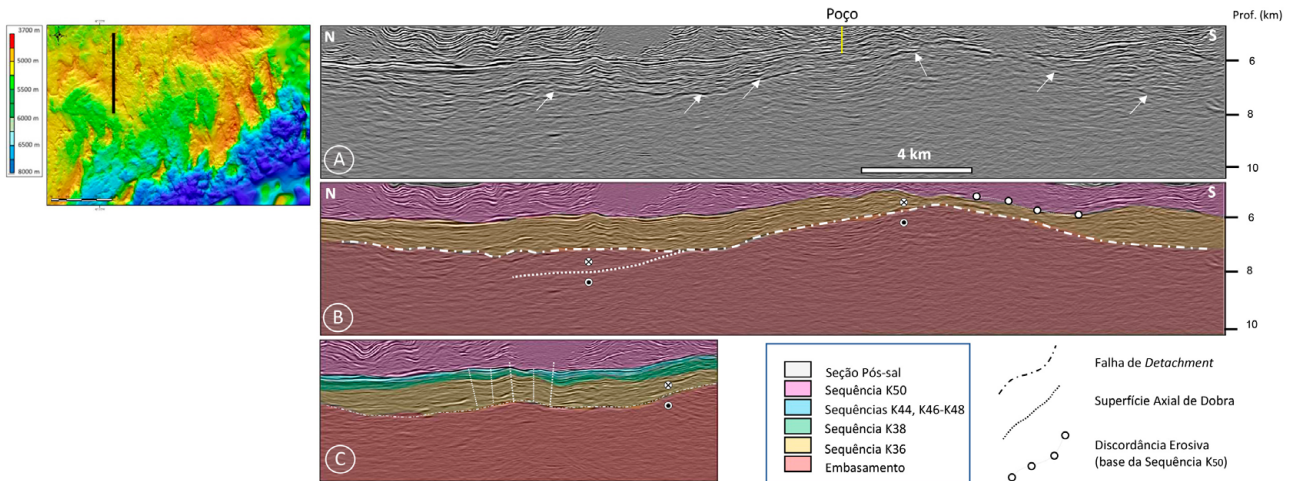


Figura 3.3.3.1 - Seção sísmica e geossísmica *strike* às estruturas (A) e (B), a leste do Campo de Mero, mostrando um marcante refletor sub-horizantal e limitando toda a seção que corresponde ao Pré-sal (B). Este horizonte mostra uma geometria arqueada relacionada à inversão da bacia na culminação estrutural, testada por poço exploratório. Observar a discordância erosiva na base da Sequência K50 nesta região. Observar também o desenvolvimento de dobras (C), evidentes nos refletores contínuos representativos estruturalmente, das porções mais baixas da bacia, o que não se nota no forte refletor sotoposto, sugerindo que a bacia sobreposta está descolada de seu embasamento, sísmicamente mais homogêneo. Ver discussão adicional no texto. Escala horizontal igual à escala vertical.

Assim, nesta área do DNS, ocorrem regiões mais afinadas, caracterizadas por *detachments* de grande rejeito associados a soerguimentos e inversões, devido aos ajustes flexurais resultantes da denudação tectônica e do afinamento crustal característicos das estruturas como os *core complexes* (Dehler & Yamato, 2015 e 2016a). Este estilo estrutural é comumente relacionado também à intensa rotação de blocos na placa superior, assim como soerguimento por alívio de carga das zonas de cisalhamento de baixo ângulo (Wernicke, 1981; Davis, 1983; Spencer, 1984), sendo similares aos sistemas deformacionais nos domínios distais hiperestirados das margens continentais. As espessuras das sequências do Pré-sal desta faixa são consideravelmente menores, com possível ausência de carbonatos de idade Jiquiá e Alagoas nos altos deposicionais, associados ao espessamento das sequências relacionadas ao *hanging wall*, com forte rotação,

levando à exumação do *footwall* até a base da Sequência K50. Assim, nestes altos, pode haver frequentemente a omissão por erosão das sequências do Alagoas, com a implantação de discordância erosiva na base da Sequência K50, como ilustrado na Figura 3.3.3.1. Estas feições erosivas, vistas nesta época da história deposicional da bacia, podem ser observadas em vários pontos da Bacia de Santos e são contemporâneas a falhamentos mais jovens. Estes, por sua vez, são contemporâneos à deposição do Sal, por exemplo, relacionados ao final da história deformacional do rifte e com caráter distribuído pela Bacia de Santos. Portanto, o padrão regional simplificado mostra preenchimento do tipo *sag basins* nos baixos como o de Araruama, em *onlap* sobre os altos mais a sul, nas vizinhanças do Alto de Cabo Frio, caracterizado por descolamentos rasos e espessuras de Pré-sal relativamente mais delgadas (Figura 3.3.2.2).

### 3.4. O Domínio Externo de Santos (DES)

O Domínio Externo de Santos (DES) compreende a porção do rifte a SE da Zona de Transferência *Helmut* (ZTH), a partir da qual há um incremento do afinamento litosférico e da atividade das falhas que afetam a base da Sequência K50 para E-SE, em direção à crosta oceânica (Magnavita *et al.*, 2010b; Dehler *et al.*, 2016b). A interpretação de dados sísmicos neste domínio tectonossedimentar tem demonstrado a presença de *detachments* associados ao desenvolvimento de blocos intensamente rotacionados no *hangingwall*, que controlam depocentros cujo preenchimento pode mostrar evidências de espessamento contra a falha (Figura 3.4.1). A presença de falhas de baixo ângulo convexas para cima, associadas à exumação do *footwall*, é feição típica dos domínios hiperestirados distais das margens rifteadas pobres em magma (Péron-Pinvidic *et al.*, 2013; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009; Mohn *et al.*, 2010). Regionalmente, este domínio do rifte está inserido no contexto da feição morfoestrutural clássica, conhecida como Platô de São Paulo (Kumar & Gamboa, 1979), onde têm sido descritas estruturas como a Cadeia Abimael, interpretada como feição característica de um ‘propagador’ do espalhamento oceânico abortado a partir do sul (Mohriak *et al.*, 2000), caracterizado por espessuras crustais inferiores a 10 km, como sugerido por sísmica de refração (Evain *et al.*, 2015). A interpretação das velocidades sísmicas neste domínio da bacia, também pode ser associada à presença de material básico injetado na crosta continental afinada, durante a transição para a implantação de crosta

oceânica atípica e exumação de crosta inferior (Evain *et al.*, 2015), ou do próprio manto litosférico serpentizado (Zalán *et al.*, 2011).

O DES articula-se, de diferentes formas, com as porções mais proximais da Bacia de Santos, ao longo da Zona de Transferência *Helmut* (ZTH). Na porção norte de Santos, este limite caracteriza-se pela presença de falhas normais a oblíquas escalonadas de direção E-NE e mergulhos moderados a elevados para SSE, oblíquas ao *trend* N-NW das falhas do rifte no DNS mais a norte (Figura 3.4.1). Assim, limitando um proeminente baixo estrutural na base da Sequência K50 mais a sul, cuja idade de deposição marcaria a idade máxima para esta deformação regional nesta posição da bacia. Nesta mesma área, observam-se as falhas de mais alto ângulo deslocando as feições do tipo *detachments* anteriores. No centro de Santos, o sistema de falhas e blocos rotacionados do rifte na direção N-NE, que limitam a leste o AES direção do Campo de Tupi, muda para a direção NW no Domínio Externo de Santos (DES), a partir da ZTH, caracterizada na região por uma zona de deformação distribuída. Falhas normais a oblíquas tardias com direção E-NE e que limitam a sul o Alto de Tupinambá, contínuas por aproximadamente 70 km, apresentam mergulhos altos a moderados para SE e deslocam a base da Sequência K50 (vide também a Figura 3.2.2). No sul de Santos, onde ocorre o ‘propagador’ Abimael, a ZTH desloca-se aproximadamente 70 km para o interior da bacia, separando então a ZTH em dois grandes segmentos (vide Figura 3.2).

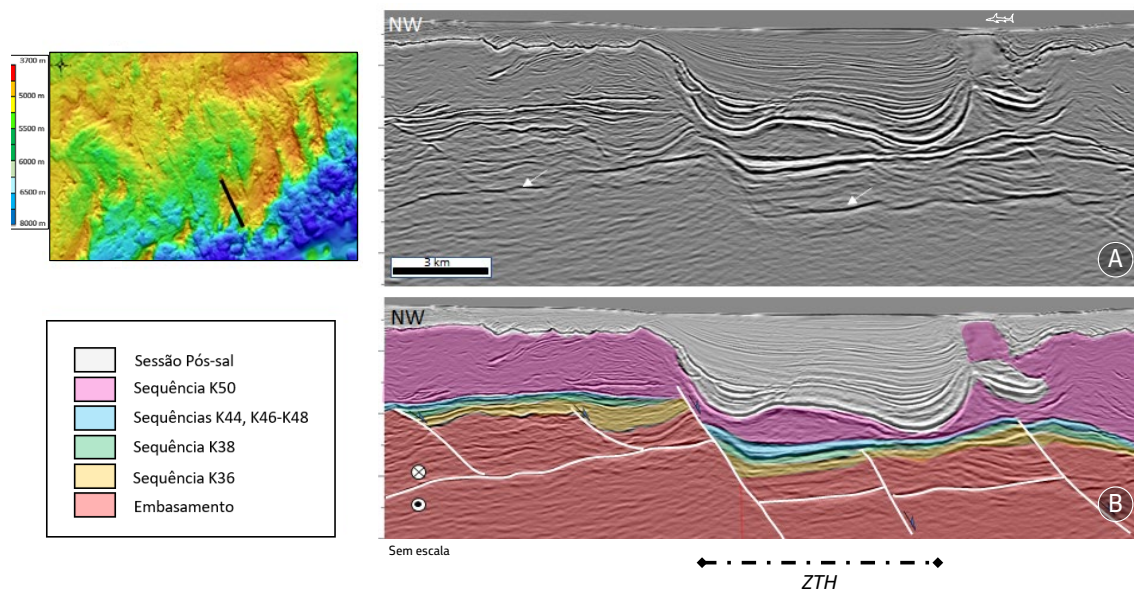


Figura 3.4.1 - O Domínio Externo na porção distal da Bacia de Santos e relação de superposição de estruturas. Observar a forte reflexão intra-embasamento (setas), que representa uma importante zona de descolamento no domínio (A); notar também que esta feição está associada a falhas que tangenciam este horizonte, quando se relacionam a feições de espessamento (porção NW da seção geossísmica – B); Note que a superfície de descolamento é localmente rompida por falhas que também afetam o horizonte da base da Sequência K50, sugerindo sua atividade após o pico de afinamento crustal neste domínio. A posição aproximada da ZTH na seção é assinalada. Escala vertical igual à horizontal. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

### 3.4.1. Padrões de Preenchimento e Deformação das Tectonossequências

O Domínio Externo de Santos é caracterizado por um incremento na atividade das falhas que deformam a base da Sequência K50, representando o domínio com atividade tectônica mais jovem na evolução do rifte (Magnavita *et al.*, 2010 b; Zalán *et al.*, 2011). Esta atividade resulta em variações no relevo da base do sal que podem localmente alcançar mais de 5.000 m e, como consequência, obliterar a geometria deposicional original. Além disso, os altos valores de afinamento litosférico, associados a evidências na sísmica da atividade de sistemas de *detachments* de grande rejeito, sugerem que ajustes isostáticos/termais decorrentes de processos de denudação tectônica sejam também responsáveis por importantes movimentações verticais nestas áreas (Whitney *et al.*, 2013; Platt *et al.*, 2015).

A interpretação estrutural dos dados sísmicos é consistente com evolução polifásica do rifte. Os *grabens* assimétricos preenchidos pelos sedimentos e vulcânicos, interpretados como registros da Sequência K36, são subordinados e podem ocorrer sobre falhas de descolamento como feições fortemente rotacionadas e soergidas, com borda flexural mais elevada que a borda falhada, que se encontra sub-horizontal em algumas seções devido à forte rotação (Figura 3.3.2.2). Este estilo estrutural é comumente descrito no DES e seu desenvolvimento controlou depocentros e altos intrabaciais das sequências K38, K44 e K46-K48 em diversas áreas no Domínio Externo. As falhas que deformaram a base da Sequência K50 podem ser as mesmas que controlaram a deposição das sequências mais antigas, relacionadas ao desenvolvimento dos *grabens* e que são assintóticas às zonas de cisalhamento de

baixo ângulo em profundidade. Localmente, entretanto, as falhas tardias deformam estas superfícies de descolamento, como falhas de alto-ângulo (Figura 3.4.1).

### 3.5. Hidrotermalismo e Seus Efeitos na Formação e Alteração dos Reservatórios do Pré-Sal

Processos hidrotermais têm íntima associação com a evolução tectônica dos riftes marginais, notadamente em seus domínios mais distais. Nestes, os processos vulcânicos são comumente atuantes e a atividade de zonas de *detachments* de grande rejeito pode conectar diferentes níveis estruturais do rifte, sendo relacionados a processos de hiper estiramento, conseqüente afinamento crustal e exumação do manto litosférico (Whitmarsh *et al.*, 2001; Manatschal, 2004; Sibuet *et al.*, 2007). Esse contexto tectônico, quando acompanhado de falhamento tardio, é muito favorável à circulação hidrotermal e, conseqüentemente, à troca química promovida entre a bacia e as diferentes camadas da litosfera afinada, promovendo serpentização no manto litosférico (Pérez-Gussinyé & Reston, 2001; Bayrakci *et al.*, 2016) e o influxo, para a bacia, de diversos elementos e compostos voláteis. Alguns exemplos destes são: CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, Ni, Cr, V, Fe e Mn (Szatmari *et al.*, 2011; Pinto *et al.*, 2015; Gamboa *et al.*, 2019).

Nos reservatórios do Pré-sal da margem leste brasileira e nos reservatórios análogos do

continente africano, há evidências de hidrotermalismo. Seus efeitos e controles têm sido intensamente discutidos (Szatmari & Milani, 2016; Alvarenga *et al.*, 2016; Herlinger *et al.*, 2017; Teboul *et al.*, 2017; Poros *et al.*, 2017; De Luca *et al.*, 2017; Souza *et al.*, 2018; Tritlla *et al.*, 2018; Lima & De Ros, 2019; Mercedes-Martín *et al.*, 2019; Farias *et al.*, 2019; Lima *et al.*, 2020; Rochelle-Bates *et al.*, 2020; Wright, 2019, Wright & Barnett, 2020; Szatmari *et al.*, 2021). Na última década, em alguns desses trabalhos, a documentação das ocorrências hidrotermais no Pré-sal das bacias de Campos e de Kwanza (Angola) foi ampla, em virtude do registro frequente de processos de silicificação (Lima *et al.*, 2020; Lima & De Ros, 2019; Tritlla *et al.*, 2018; Herlinger *et al.*, 2017; Alvarenga *et al.*, 2016; De Luca *et al.*, 2017, Teboul *et al.*, 2017; Poros *et al.*, 2017). A Bacia de Santos, entretanto, recebeu menor atenção com relação a esses processos. Destacam-se os trabalhos de Souza *et al.* (2018), Wright (2019) e Farias *et al.* (2019), que enfatizaram a importância do hidrotermalismo, não apenas como modificadores das fácies originais, mas também como responsáveis, em parte, pela sua formação. Nesse sentido, dois fenômenos têm sido correntemente discutidos na literatura, o influxo de CO<sub>2</sub> de origem profunda (Santos Neto *et al.*, 2012; Gamboa *et al.*, 2019) e a serpentização do manto (Figura 3.5.1) e seus efeitos na composição das águas do lago e na formação do Pré-sal, ou na alteração das águas de formação dos reservatórios, levando à modificação das características de permoporosidade.

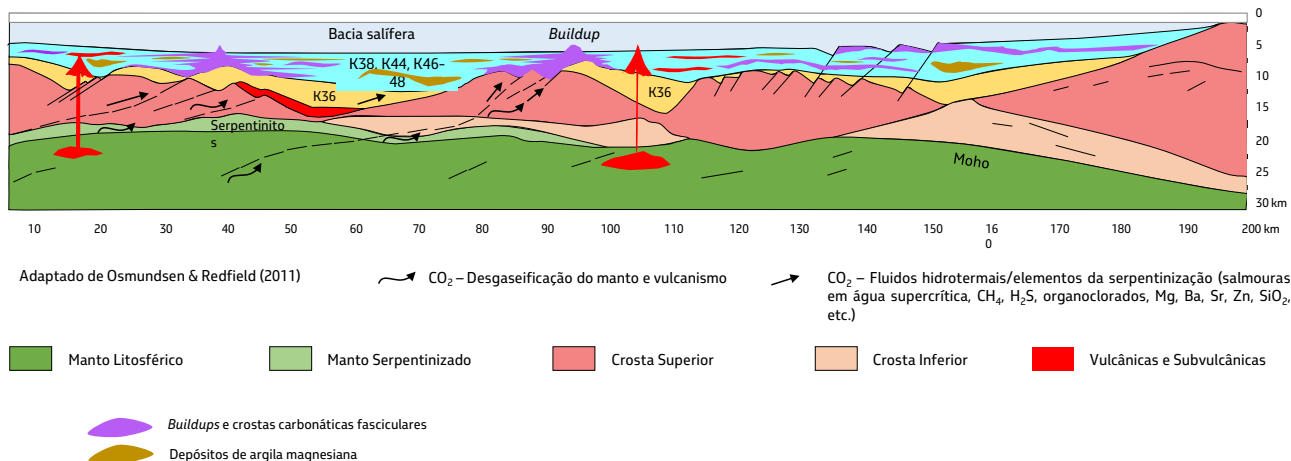


Figura 3.5.1 – Esquema evolutivo conceitual do final do rifteamento na Bacia de Santos, em que é interpretado um ambiente hiperestirado, com magmatismo associado e tectonicamente ativo, durante a deposição das sequências K38, K44, K46-K48 e K50. A atividade de *detachments* profundos, conectados a falhamentos ativos na crosta continental, permitiria tanto o fluxo de fluidos ascendentes provenientes da atividade magmática e degaseificação do manto, como o influxo de água da bacia para níveis mais profundos, promovendo serpentinização do manto em regiões hiper estiradas e/ou exumadas. A ascensão de fluidos hidrotermais pelas falhas ativas pode fornecer o suprimento iônico para o crescimento de *buildups* e *mounds* carbonáticos (singênese), eventualmente modificando a química do lago, assim como modificando as características permoporosas dos reservatórios, influenciando na diagênese deles. Ver discussão no texto.

A contribuição de CO<sub>2</sub> mantélico é aventada em diferentes trabalhos (Wright, 2019; Lima *et al.*, 2020; Wright & Barnett, 2020), para explicar a alta alcalinidade e, adicionalmente, a liberação de íons necessária para acumulação dos carbonatos. Entretanto, as razões isotópicas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr nos carbonatos de idade Alagoas da Bacia de Santos apresentam valores muito mais radiogênicos do que os esperados para uma proveniência mantélica (Pietzsch *et al.*, 2018). Por isso, esses autores sugerem que um componente félsico, como rochas siliciclásticas da fase rifte, e o embasamento cristalino granítico-gnáissico do Pré-Cambriano tenham sido originados de aquíferos destas rochas e, portanto, como fonte significativa de água e de íons para o sistema lacustre. A contribuição de rochas félsicas do embasamento já havia sido sugerida por Tedeschi (2017) como fonte iônica para a composição das águas de subsuperfície e do lago Pré-sal.

A serpentinização tem sido aventada como um processo atuante, tanto na modificação da composição do ambiente deposicional do Pré-sal como na promoção de alterações diagenéticas nos reservatórios, como por exemplo a silicificação. Segundo Portella (2020), faltam dados experimentais que comprovem a depleção em sílica durante a serpentinização e a capacidade de transporte dos fluidos derivados, embora tais fluidos sejam hiperalcalinos (pH>10) e, portanto, potenciais agentes lixiviadores e transportadores de silício. Apesar de existir uma tendência em associar efeitos hidrotermais a eventos magmáticos, essa relação nem sempre é direta ou possível de ser estabelecida. As ocorrências de silicificação hidrotermal em poços na Bacia de Campos registradas por Lima *et al.* (2020), por exemplo, não tem associação com magmatismo. Na Bacia de Santos, a alteração hidrotermal pode ainda ser polifásica, desde o



Aptiano até, pelo menos, o final do Cretáceo, associada aos eventos magmáticos e reativações tardias do Pós-sal.

A relação entre a migração de fluidos através da crosta continental e a atividade das falhas na crosta sismogênica é estreita (Sibson, 1975, 2000; Talwani *et al.*, 2007; Kampman *et al.*, 2012). Isso acontece no caso da migração de gases de origem profunda, como por exemplo o CO<sub>2</sub>, relacionada à atividade sísmica (Padrón *et al.*, 2008; Cappa *et al.*, 2009; Fischer *et al.*, 2017), ou mesmo na alteração e mineralização hidrotermal associadas a processos de brechação tectônica e hidráulica, além de dissolução/cimentação das rochas encaixantes pela ascensão de fluidos quentes, controlados pela atividade das falhas (Zampetti *et al.* 2010; Micklethwaite *et al.*, 2010; Smeraglia *et al.*, 2016; Menezes *et al.*, 2019). Alguns autores propõem que a atividade das falhas pode controlar o crescimento de *build ups* carbonáticos alinhados ou depósitos de travertinos (Capezzuoli *et al.*, 2014; Della Porta, 2015), ou até fornecer nutrientes para o desenvolvimento de comunidades microbianas no ambiente deposicional (Hovland, 1990; Svensen *et al.*, 2003; Oppo & Hovland, 2019). Para o Pré-sal, foram propícias à atividade hidrotermal as regiões de crosta afinada onde a atividade tectônica de falhas tardias foi contemporânea à época da deposição das sequências K46-K48 e, eventualmente, persistiu

para deformar a base das sequências K50 ou, até mesmo, K60.

Assim, é provável que movimentações de falhas tardias à evolução do rifte envolvendo a Sequência K50, como descrito por Magnavita *et al.* (2010 b) e Dehler *et al.* (2016 b), também estivessem ativas durante a formação das rochas carbonáticas do Pré-sal. Isso poderia explicar, em parte, por que essas rochas, sobretudo as carbonáticas de estruturas arborescentes (*shrub-like*), têm texturas cristalinhas e fasciculares tipicamente quimiogênicas (Wright, 2012; Wright & Barnett, 2020; De Ros, 2021; Falcão, 2015; Gomes *et al.*, 2020; Herlinger *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019 e Lima *et al.* 2020). Estas feições podem ocorrer também associadas a regiões de confluência de sistemas de falhas e de fraturas, zonas transtrativas, ou em zonas de acomodação e transferência (Figura 3.5.2). Estas falhas e fraturas são, em sua maioria, profundas e com complexa história de reativações, muitas delas registrando movimentações na base do sal. Estas estruturas constituíram importantes rotas dos fluidos ascendentes sobreaquecidos, comumente denominados hidrotermais, causando impactos e alterações tanto no ambiente sedimentar quanto no caminho percorrido por ele (Souza *et al.*, 2018). Lima *et al.* (2020) também abordaram como os processos hidrotermais tardios afetaram os reservatórios carbonáticos.

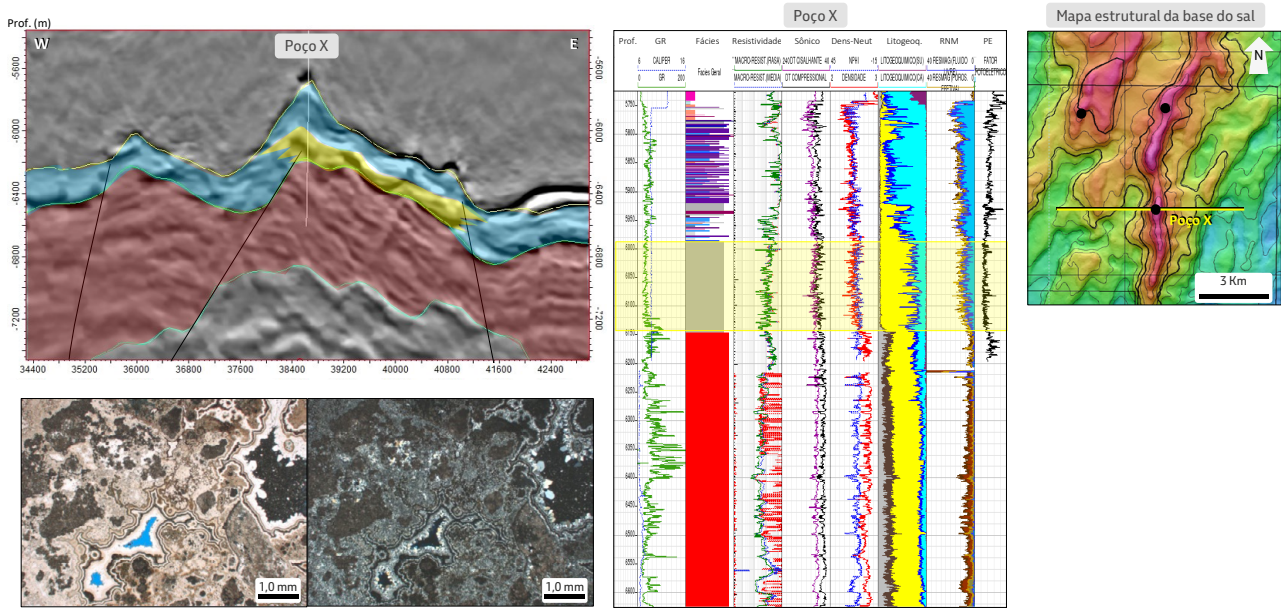


Figura 3.5.2 - À esquerda, acima, seção sísmica interpretada, evidenciando o condicionamento do crescimento de *buildups* carbonáticos pela atuação das falhas. o mesmo controle é observado no intervalo silicificado (em amarelo) e o intervalo em vermelho corresponde a rochas ígneas basálticas de idade Alagoas. À esquerda, na porção inferior, imagens de microscopia ótica representativas do intervalo silicificado, adquiridas sob polarizadores descruzados (à esquerda) e cruzados (à direita). No centro, perfis elétricos do poço (o intervalo em vermelho corresponde a rochas ígneas; em cinza, à silicificação intensa e, em lilás e azul, aos carbonatos da Fm. Barra Velha. Observar altos valores de silício do perfil litogeoquímico (amarelo, antepenúltima trilha), na porção silicificada. À direita, acima, mapa estrutural da base do sal com a localização do poço e o posicionamento da seção.

A presença desses fluidos pode ter favorecido localmente a formação dos carbonatos autóctones com estruturas arborescentes e crostiformes, de texturas cristalinas e fasciculares (*ray-crystal shrubs*, cf. Chafetz & Guidry, 1999), além da formação, em superfície, de sistemas do tipo travertinos (Falcão, 2015). O principal fator de formação destes elementos seria a perda de CO<sub>2</sub> pela evaporação e pela degaseificação dos fluidos ao chegar em superfície. Outros fatores como salinidade, alcalinidade, temperatura e atividade iônica também influenciariam a precipitação dos carbonatos.

Em subsuperfície, os principais impactos gerados pelos fluidos hidrotermais nos

reservatórios do Pré-sal estão associados aos processos de dolomitização, silicificação (Figuras 3.5.3 A, B, C, D e E) e dissolução. Minerais acessórios, como barita (Figura 3.5.3 F), celestita, dawsonita (Figura 3.5.3 G), tunisita, calcita blocosa, Sr-barita, galena, esfalerita, marcassita, pirita, svambergita, goyazita, celestita, fluorita (Figura 3.6.3 H), dickita, entre outros, também têm sido observados nas bacias de Santos e de Campos. Este tipo de mineralização possui analogias com os depósitos do Tipo Mississippi Valley (MVT) e do Tipo Irish (Lima *et al.*, 2020). Localmente, a presença de betume sólido foi identificada nestes depósitos (Figura 3.5.3 I).

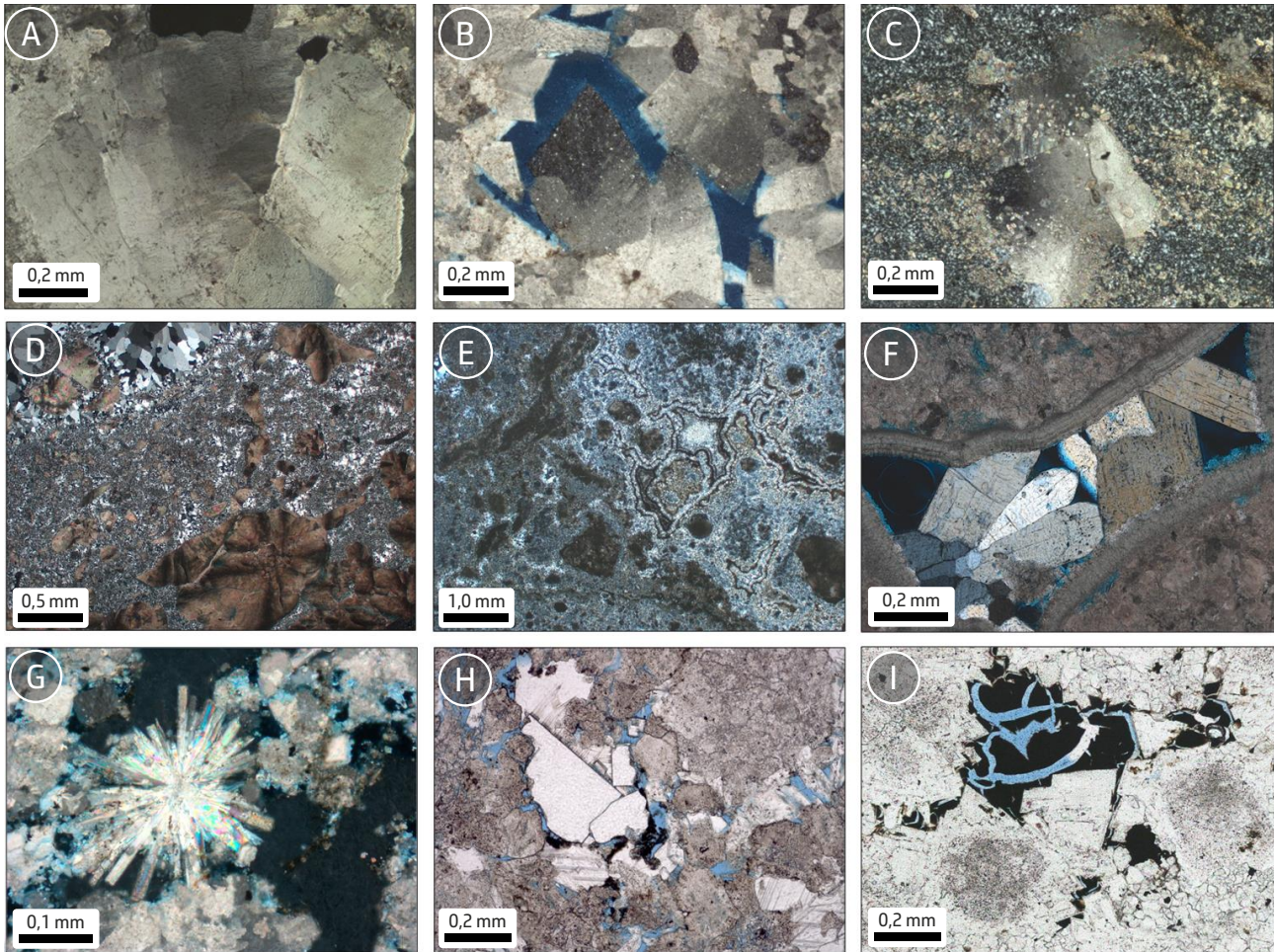


Figura 3.5.3 - Fotomicrografias de ocorrências mineralógicas hidrotermais na Bacia de Santos. A, B: Detalhe de cristais de dolomita em sela, sob polarizadores cruzados (PX); C: dolomita em sela associada a quartzo microcristalino (PX); D: estruturas calcíticas fasciculares e esferulíticas brechadas, com intensa substituição e cimentação por quartzo (PX); E: amostra intensamente silicificada e brechada, com quartzo microcristalino, calcedônia e feições de preenchimento de poro em bandas isópacas (PX); F: Cimento barita prismática em poro interpartícula (PX); G: agregado radial de cristais tabulares de dawsonita, engolfado por fluorita poiquilotópica, isotrópica (PX); H: cristais blocosos de fluorita (límpidos, incolores), betume e calcita poiquilotópica, preenchendo poro; imagem sob polarizadores descruzados (PP); I: betume sólido, fraturado, em poro interpartícula e cobrindo cristais de dolomita em sela (PP).

Análises de isótopos de carbono e de oxigênio, de microtermometria de inclusões fluidas e de catodoluminescência, realizadas em cristais de dolomita em sela, atestam sua origem hidrotermal. Nas inclusões fluidas, foram registradas temperaturas de homogeneização entre 90 e 265 °C (Souza *et al.*, 2018; Lima *et al.*, 2020). Ressalta-se que, se considerarmos somente a história térmica associada ao soterramento dos principais reservatórios em que estas amostras se encontram,

as temperaturas nunca seriam superiores a 110°C.

A silicificação comumente ocorre como um processo polifásico, associado tanto à precipitação singenética quanto a efeitos diagenéticos de cimentação e substituição dos elementos primários (Pelosi *et al.*, 2013). Os polimorfos de sílica predominantes são quartzo macro e microcristalino, calcedônia e opala. Os reservatórios intensamente silicificados

geralmente apresentam grandes volumes de porosidade vugular e microporosidade (intercristalina). Além disso, devido às suas características reológicas, encontram-se bem mais fraturados que os carbonatos adjacentes. Este fraturamento, em geral, melhorou a permeabilidade e a conexão entre as zonas porosas. As características permoporosas dos reservatórios com fraturas e dominados por sílica são, portanto, muito boas, embora a porosidade primária em fácies com qualidade de reservatório sensivelmente degradada pelo processo de silicificação também seja registrada.

Os sistemas de carbonatos associados à ascensão de fluidos hidrotermais podem, teoricamente, apresentar grande variabilidade de fácies, devido ao caráter eminentemente heterogêneo destes sistemas. No Pré-sal, em geral, constituem bons reservatórios, exibindo porosidade elevada devido a alguns fatores, como: a) alta reatividade das rochas carbonáticas; b) percolação tendo ocorrido preferencialmente em rochas com altas porosidades primárias; c) processos secundários como brechagem e dissolução causados pela passagem de fluidos hidrotermais; e d) processos relacionados ao falhamento, como, por exemplo, o fraturamento mais intenso. Adicionalmente, por formarem frequentemente feições positivas, tornam-se mais suscetíveis à diagênese e à dissolução meteórica. A dissolução da rocha hospedeira é associada a uma mistura de fluidos hidrotermais com os fluidos basinais (Lima *et al.*, 2020). Esta dissolução impactou de forma significativa o sistema poroso e promoveu, em alguns campos, intervalos de altíssima produtividade,

contribuindo de forma considerável para a excelente performance dos reservatórios do Pré-sal.

Uma singularidade na história da formação de todo o Atlântico Sul e, por conseguinte, da história deposicional da bacia, é a deposição da sequência salífera, ao final do processo de rifteamento e abertura do oceano (Davison, 2007; Mohriak *et al.*, 2009). Esta sucessão registraria uma espessura eventualmente maior que 2.000 m de sais estratificados, em um intervalo de tempo geologicamente curto, não maior que 1 Ma (Mohriak *et al.*, 2009). As acumulações de sal na Terra são tradicionalmente denominadas de “evaporitos”, o que significaria que estes se formariam como consequência da evaporação solar de grandes massas de água do mar em ambientes rasos. Esse fato levanta algumas questões importantes sobre a gênese desses depósitos, como natureza e taxas de subsidência, circulação oceânica no Albo-aptiano, o clima no Eocretáceo etc. Como interpretação alternativa e com uma visão não-uniformitarista para a formação do sal em algumas bacias salíferas, há o modelo do Sal Hidrotermal (Hovland *et al.*, 2006 a, b). Nesse modelo, a ascensão dos fluidos hidrotermais endógenos, que conduzem as salmouras em água supercrítica, principalmente através de falhas profundas, poderia causar processos de dissolução nos carbonatos preexistentes durante o evento e, conseqüentemente, o desenvolvimento de porosidade nos mesmos. Desse modo, a atividade hidrotermal ocorreria concomitante com o processo de reativação tectônica regional, e as salmouras disponibilizadas em superfície possivelmente através de *salt springs*, contribuiriam para formação de uma

ampla bacia salífera em extensos lagos ou mares restritos, independente da profundidade d'água, onde a crosta continental tenderá cada vez mais a ser estirada até a eventual criação de crosta oceânica.

## 4. EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DO PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS: AS SEQUÊNCIAS E OS EVENTOS

O rifteamento Eocretáceo do Atlântico Sul, responsável pela abertura deste oceano e pela formação do Pré-sal da Bacia de Santos, é aqui subdividido em dois estágios principais – Rifte I e Rifte II - relacionados à maior atividade das falhas e separados por um período de relativa quiescência tectônica em que esta atividade foi mais restrita. Estes três períodos distintos constituem o intervalo tectonoestratigráfico que compõe o rifteamento, ativo durante a evolução do Pré-sal da Bacia de Santos. A evolução e a repercussão da atividade deste sistema de riftes na bacia foram controladas por condições de contorno, como a orientação da trama e a natureza do embasamento, a geometria e a evolução dos sistemas distensivos regionais, a cinemática do rifteamento, a estrutura termal da litosfera, e as taxas de deformação envolvidas, tudo conduzindo para a progressiva definição do arcabouço tectônico da bacia.

### Fase Rifte I (Sequências K20-K34, K36 e base da K38)

O preenchimento vulcanossedimentar da seção Pré-sal inicia-se com o vulcanismo basáltico das sequências K20-K34, correlato à atividade da *LIP* Paraná-Etendeka (Moreira *et al.*, 2007). Este magmatismo, concentrado no intervalo entre 134-132 Ma, marcaria o início da distensão litosférica nesta região do *Gondwana* Ocidental (Peate, 1997; Almeida *et al.*, 2013; Szatmari & Milani, 2016; Salomon *et al.*, 2017), com deformação distribuída mais regionalmente, não havendo ainda a definição da posição dos grandes falhamentos. Na área emersa contígua ao Domínio Sul de Santos (DSS), a oeste da charneira cretácea, falhas distensionais oblíquas NW-SE e próximas a NS são contemporâneas à colocação dos enxames de diques de Ponta Grossa/Guapiara e Florianópolis (Strugale *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2013). No Domínio Norte de Santos (DNS), os diques do embasamento emerso têm direções E-NE a W-SW e localmente N-NW e N-NE (Guedes *et al.*, 2005, Giro *et al.*, 2021). No Domínio Sul de Santos (DSS), o enxame de dique de Florianópolis apresenta orientação N-S. Assim, compondo todos, na grande escala, os ramos de uma junção tríplice, conforme interpretado por Coutinho (2008) para o DSS. Durante a evolução da margem, o ramo NW foi abortado. Almeida *et al.* (2013) sugerem estiramento dirigido próximo a EW durante este estágio evolutivo, associado a translação destal NW e sinistral E-NE durante a

colocação destes diques. Os diques são cronocorrelatos ou pouco mais antigos que as sequências K20-K34 reconhecidas no interior das bacias. Estruturas segundo as mesmas direções dos enxames de diques observados *onshore*, como meio *grabens* orientados NW-SE, E-NE e NS, são descritas também a *offshore*, onde, conjuntamente com direções

próximas a N-NE, controlam a deposição da Sequência K36 durante o Barremiano (Andar Buracica), e o início da deposição da Sequência K38 (Andar Jiquiá). As mesmas direções alimentam o volumoso magmatismo da Fase Rife I do preenchimento vulcanossedimentar da bacia, que englobaria também as sequências K20-K34 (Figura 4.1).

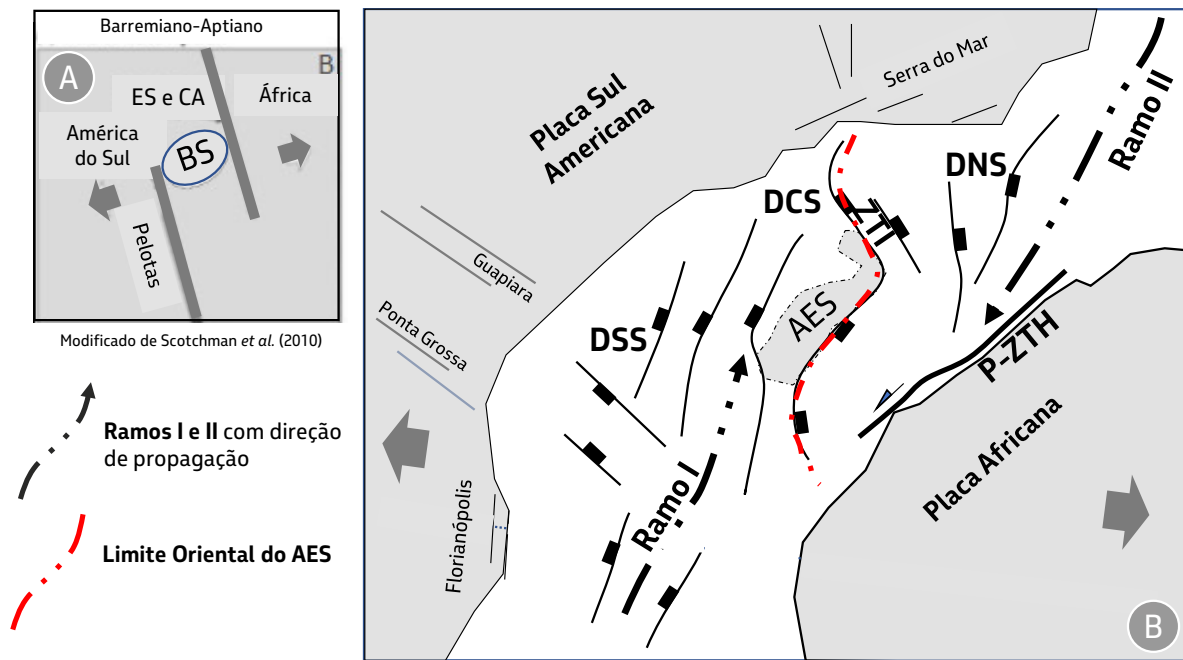


Figura 4.1 - *Cartoon* adaptado da reconstrução de Heine *et al.* (2013) a 125 Ma, com a interpretação cinemática (direção de transporte tectônico ~ W-NW), e a proposta de compartimentação da Bacia de Santos à época do início do registro de seu preenchimento vulcanossedimentar - Rife I: Barremiano – andar local Aratu e Buracica (Sequências K20-K34, K36 e a base da K38). (A) Adaptação da concepção de Scotchman *et al.* (2010) para o Aptiano, para a zona de interação entre os ramos do rife. BS – Bacia de Santos interpretado aqui como Barremiano-Aptiano. (B) A Bacia de Santos compartimentada em dois segmentos distintos do rife: Ramo I a oeste, relacionado à evolução da Bacia de Pelotas e às bacias do domínio Austral (Moulin *et al.* 2010); Ramo II a leste, relacionado à evolução de Campos/Espírito Santo e à margem leste Brasileira ou segmento Central de Moulin *op. cit.* A feição denominada Alto Externo de Santos (AES), localizada no DCS, representa um domínio menos afinado do rife e a zona limítrofe entre estes dois ramos. Observar que o Ramo I, com propagação para norte, controlaria a evolução do DSS e da porção ocidental do DCS; e Ramo II, com propagação para sul, controlando a evolução do DNS. O DCS ocuparia então uma posição intermediária entre estes domínios. notar os *grabens* NW-SE observados no DSS (fig.09) e na ZTI no norte da bacia. O DES ainda não se encontrava desenvolvido nesta época (limite oblíquo a *offshore* da Bacia de Namibe: Proto-ZTH). Direção de divergência segundo Almeida *et al.* (2013).

Na Fase Rife I, teria início a evolução do Alto Externo de Santos (AES) como uma zona preservada e menos afinada, permanecendo, portanto, mais elevada, entre dois sistemas distensivos com polaridades preferencialmente

para W-NW e E-SE (Figura 4.1). Estes caracterizariam dois sistemas distribuídos de deformação dentro da bacia. O sistema a oeste, ligado à evolução da Bacia de Pelotas e mais para sul, na porção norte do Atlântico Austral,

e um sistema a leste, ligado à evolução da Bacia de Campos e mais a norte, de todo o Atlântico Central (Moulin *et al.*, 2010; Scotchman *et al.*, 2010; Magnavita *et al.*, 2010a). Um componente de estiramento subsidiário NE-SW é sugerido também pela disposição dos enxames de diques e das bacias transversais à margem Atlântica Austral, como proposto por Salomon *et al.* (2017, 2015a), subparalelo à direção das falhas normais NE do rifte, em um padrão de deformação regional não plana. Este momento evolutivo está relacionado também às falhas e calhas profundas, associadas a *grabens* e lagos alinhados e encaixados, relacionados frequentemente a rejeitos da ordem de 3.000 a 4.000 m, tipicamente relacionado à fase de estiramento inicial da margem, com o desenvolvimento de falhas profundas, acopladas na crosta inferior. Estas falhas são relacionadas ao desenvolvimento de lagos encaixados e profundos de água doce, que registrariam as fases iniciais e pouco evoluídas do rifte, com importância no condicionamento de fácies geradora de hidrocarbonetos na seção Pré-sal. A maior parte do estiramento medido em seções restauradas para Bacia de Santos estaria nesta fase.

### **Fase Rifte II (Sequências K38, K44, K46-K48 e K50)**

À época da deposição das sequências que registram os andares locais Jiquiá e Alagoas, houve uma mudança significativa no padrão de preenchimento e tectonismo da bacia. O padrão de preenchimento é predominantemente agradacional e transgressivo, na base das sequências K38 e K44. Ambos os intervalos são sucedidos por ciclos regressivos, nos quais se

observam feições progracionais nas margens das plataformas. No Aptiano, a Sequência K44 é caracterizada por uma deposição em ampla região, que se adelgaça e termina em *onlap* contra os altos principais, podendo colmatar os altos e *grabens* assimétricos secundários do rifte por vastas áreas. Adicionalmente, a atividade localizada das falhas, localmente relacionadas a espessamento, mas com raras feições típicas de crescimento sedimentar e fortes rotações, marca o início da deposição das grandes bacias com geometria do tipo *sag basin* no Pré-sal de Santos.

Estes sítios deposicionais, em suas porções centrais, podem acumular mais de 1.500 m de espessura de sedimentos das sequências K38, K44, K46-K48 e de rochas vulcânicas basálticas, com típica geometria em prato, quando observada em seções transversais ou segundo a direção geral das estruturas, terminando em *onlap* contra regiões soerguidas e fortemente rotacionadas, ou mesmo bordas flexurais de sistemas de falhas do rifte. Se considerarmos a deposição da Sequência K50 em um ambiente tectônico semelhante (Karner & Gamboa, 2007; Rowan, 2014), a espessura total do preenchimento nestas bacias pode superar 4.000 m. Os baixos de Araruama e de Ilha Grande no Domínio Norte de Santos, assim como a região central da bacia a oeste do Alto Externo de Santos até o *Graben* de Merluza, constituem as geometrias tipo *sag basin* mais representativas do Pré-sal da bacia. A gênese e o posicionamento tectonoestratigráfico desse preenchimento tipo *sag basin*, na evolução do rifte do Atlântico Sul, são ainda controversos. Moreira *et al.* (2007) interpretam como pós-rifte o ambiente tectônico durante a deposição das sequências K44, K46-K48 e K50,

representando, portanto, sítios de subsidência termal. Segundo Karner & Driscoll (1999) e Karner & Gamboa (2007), o espaço disponível criado para a deposição da sequência evaporítica K50 não pode ser explicado apenas por subsidência termal pós-rifte. Por esta razão, esses autores sugerem que o afinamento dúctil da crosta inferior e do manto litosférico (*depth dependent thinning*), com contribuição subsidiária ou ausente por falhamento na crosta superior, seria o mecanismo de subsidência mais plausível para a formação dessas bacias evaporíticas da margem. Este cenário sugere como *sin-rifte* a deposição das sequências tipo *sag basin*, ainda, portanto, sob regime de distensão e afinamento litosférico à época da quebra continental. Na porção distal da bacia, esta etapa é concomitante com a atividade de cadeias vulcânicas subaéreas (Davison, 2007; Norton *et al.*, 2016). Rowan (2014) e Fetter *et al.* (2018), aplicando os conceitos de evolução polifásica e rejuvenescimento do rifte para *offshore* (Péron-Pinvidic *et al.*, 2013), consideraram as bacias com geometria tipo *sag basin*, aqui incluindo também a Sequência K50, como depositadas na fase de afinamento ou exumação do rifte.

*Detachments*, estruturas do tipo *core complexes* e domos reconhecidos na área de Libra e do Alto de Cabo Frio (Dehler & Yamato, 2015 e 2016a) estão relacionadas tanto ao controle deposicional das sequências K44 e K46-K48, no Alto de Cabo Frio, quanto à deformação da base da Sequência K50. Estas relações são consistentes com os modelos reológicos propostos para a evolução destas feições em um contexto tectônico divergente, onde é aventada a existência de uma crosta inferior quente e dúctil, que flui durante o afinamento litosférico, desacoplada

da crosta superior e do manto. São consistentes também com a interpretação de uma crosta continental quente e fluida, ainda sob o efeito do estiramento e do afinamento litosférico, durante a formação das bacias do tipo *SAG* aqui discutidas. Estes sistemas associam-se a importantes manifestações tectonotermiais, como magmatismo e soerguimento de regiões associadas ao alívio de carga pela exumação tectônica, e à formação dos domos e *core complexes* crustais (Block & Royden, 1990; Rey, 2009 a e b; Whitney *et al.*, 2013).

Em todos os domínios da Bacia de Santos, desde o proximal até o distal, é reconhecida uma fase de movimentação das estruturas associadas a reativações generalizadas de falhas do embasamento, afetando até a base da Sequência K50 (Magnavita *et al.*, 2010 a; Dehler *et al.*, 2016 b). Estas estruturas são capazes de deslocar este horizonte por milhares de metros, podendo, em parte, representar reativações tardias do pós-rifte do Cretáceo Superior (Gamboa *et al.*, 2009; Carvalho, 2013). Entretanto, em todos os domínios da bacia, as falhas tardias que deslocam a base da Sequência K50 frequentemente também controlam a deposição das sequências K46-K48. Além disso, essas falhas mostram evidências de reativações pervasivas em várias orientações, e por regiões relativamente amplas das próprias direções ativas durante a atividade do rifte, conferindo um caráter distribuído para esta deformação na escala regional. Estas falhas geralmente reativam falhas anteriores da trama do rifte. Nos domínios Sul e Central de Santos, as falhas controlam também a deposição da sequência salífera K50, sugerindo não só a existência de um evento síncrono à deposição das sequências K46-K48 e K50 na bacia,



mas também atestando o caráter distribuído, no tempo e no espaço, deste evento de deformação regional (Figura 4.2). Este evento estaria associado à reativação distensional oblíqua pervasiva do *trend* N-NE e NS do rifte, podendo criar relevo e compartimentar bacias com geometria do tipo *sag basin* no Domínio Central de Santos. Esta reativação de idade Albo-Aptiana está relacionada também à atividade de zonas de transferência interbaciais transtrativas sinistrais orientadas E-NE, conectando Santos e

Campos no DNS, no DCS e no DES, como definido para a Zona de Transferência *Helmut* (Magnavita *et al.*, 2010 a; Dehler *et al.*, 2016 b). Nesta época ocorrem também expressivas movimentações destrais N-NW na ZTI, com formação de estruturas do tipo *pull-apart*, dobras e inversões. Os *grabens* precoces orientados NW-SE da fase Rifte I podem ser invertidos e encurtados, segundo a direção NNE-SSW, consistente com a direção de abertura oblíqua sinistral E-SE do final do rifte na Bacia de Santos (Figura 4.2).

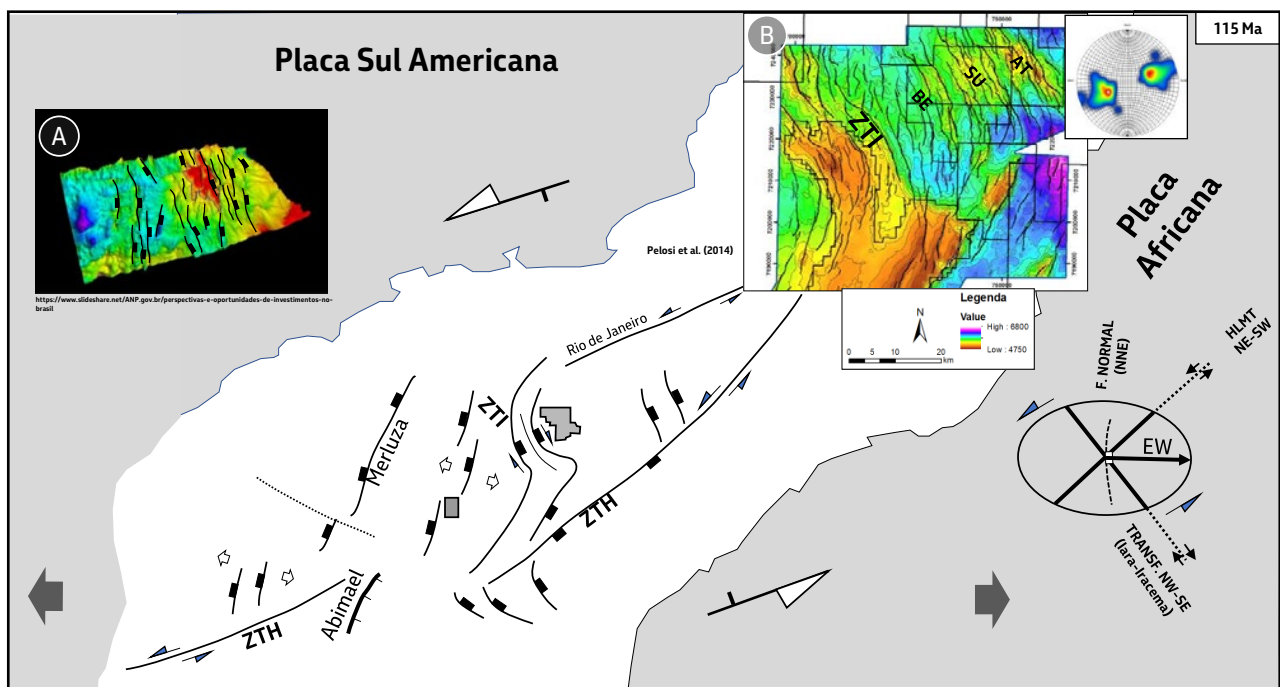


Figura 4.2 - Esquema cinemático à época da deposição das seqüências K38, K44, K46-K48 e K50, com as principais feições regionais e direções ativas na fase Rifte II, persistente até o *breakup*. Observar: Falhas normais N-NE são reativadas segundo estiramento E-SE; falhas NW reativadas em regime oblíquo destral ('S' de Santos e ZTI); ZTH com direção E-NE com cinemática transtrativa sinistral. Área dos campos de Búzios (polígono irregular) e Bacalhau (retângulo) assinaladas. Feições: Cadeia de Abimael e *Graben* de Merluza (Mohriak *et al.*, 2000); ZTI – Zona de transferência de Iara-Iracema e 'S' de Santos (Magnavita *et al.*, 2010a); ZTH – Zona de Transferência *Helmut* (Dehler *et al.*, 2016b). Observar que a direção de movimentação das falhas normais em Santos (NW-SE) é oblíqua à direção de abertura da bacia (EW). Detalhes em mapas estruturais do horizonte da Base do Sal (A) – Campo de Bacalhau e sua estrutura N-NE; e (B) a região da ZTI e os Campos de Atapu (AT), Sururu (SU) e Berbigão (BE), com sua marcante estrutura NW e NS (Pelosi *et al.*, 2014); Direção de transporte tectônico EW (direção de abertura das bacias), segundo Almeida *et al.* (2013) e Heine *et al.* (2013). América do Sul fixa com relação à África.

Assim, o final do rifteamento em Santos, associado a uma reativação regional e distribuída da trama do rifte, é penecontemporâneo à deposição de geometrias do tipo *sag basin*

na bacia (*sensu* Moreira *et al.*, 2007). O último evento tectônico do Pré-sal envolve reativação generalizada da trama do rifte por toda a bacia, relacionada à transferência de movimento

desde o Domínio Externo de Santos, distal, até o proximal pelas zonas de transferência E-NE regionais, resultando em um padrão distribuído de deformação, que caracteriza a fase Rifte II. Há alguma incerteza também quanto ao limite superior deste evento. Isso porque observadas as altas taxas de deposição previstas pelos modelos deposicionais propostos para a sequência salífera (Mohriak *et al.*, 2009), a deformação que afeta a base do Sal, como progressão de um evento iniciado anteriormente, provavelmente também vai deformar o topo da sequência, caracterizando então uma deformação de idade pós-sal. Desta maneira, restaria alguma dúvida se a deformação pós-sal representa uma fase posterior (de idade síncrona ao início da deposição da Sequência K60, por exemplo), mais jovem, ou ainda se representaria, em sua grande parte, o final de uma deformação iniciada durante a deposição da K46-K48. A Figura 4.3 mostra um quadro evolutivo sintético do Pré-sal da Bacia de Santos, onde as sequências deposicionais e as principais discordâncias regionais são relacionadas às principais fases e estilos tectônicos do rifte do Atlântico Sul na região, geometria do preenchimento sedimentar e eventos magmáticos.

## 5. CONCLUSÕES

A evolução tectonossedimentar da seção Pré-sal da Bacia de Santos resultou do desenvolvimento diacrônico e heterogêneo do rifteamento intracontinental, que culminou com a quebra do *Gondwana* no Cretáceo Inferior. A estruturação NE-SW do embasamento

Proterozoico da Faixa Ribeira, associada à direção de estiramento regional E-SE do rifte, desempenhou um papel preponderante no estilo do rifteamento oblíquo sinistral que caracteriza a Bacia de Santos e que se desenvolveu conectando, regionalmente, dois ramos do rifte orientados N-NE: o ramo que originou o Atlântico Sul, Segmento Austral, vinculado à evolução do domínio sul da bacia (DSS) e da Bacia de Pelotas; e o ramo que originou o Atlântico Sul, Segmento Central, vinculado à evolução do Domínio Norte (DNS) e da Bacia de Campos. O Domínio Central da bacia (DCS) constitui-se no domínio heterogeneamente estirado e afinado, desenvolvido entre estes ramos principais. Este controle geométrico regional propiciou o desenvolvimento de falhamento normal distribuído por toda a bacia, desde o início de sua implantação. Este, conjuntamente com a reativação da estruturação do embasamento, controlou as principais rotas para ascensão do magma basáltico das sequências K20-K34, assim como a formação dos *grabens* que controlaram a deposição da Sequência K36. *Grabens* orientados NW-SE também se formaram nesta etapa, denotando um componente de estiramento subparalelo à direção das falhas normais regionais. Este momento da evolução do rifte constitui a fase Rifte I, limitada estratigraficamente pela Discordância Pré-Jiquiá (DPJ).

O progresso do afinamento litosférico relacionado ao fluxo dúctil de uma crosta inferior quente, associado à subsidência termal contemporânea à atividade de falhas do rifte desenvolvida de forma mais localizada, embora heterogeneamente distribuída pela bacia, caracteriza a transição para a fase Rifte

CRONOESTRATIGRAFIA		Sequências	Tectônica		Discordâncias	Preenchimento	Magmatismo
Sistema	Andar		Andar Local	Rifte			
Cretáceo Inferior	Aptiano	K50		Reativação generalizada das estruturas na bacia sob estiramento ESE; Transstração sinistral em zonas de transferências inter-baciais ENE; distal NW-SE; Inversões NE-SW; exumação, Core Complex	base do sal	sags, mounds e buildups e plataformas nos altos. Subsidência termal/fluxo da Cinferior e subsidência mecânica localizada	SW <b>Sul</b>
		K46-K48					
	Barremia no	K44		Detachments e Core Complexes - Domos; exumação; expansão dos lagos, falhas localmente ativas; formação de altos e baixos mais amplos; provável fluxo dúctil da crosta inferior	intra-Alagoas	sag, subsidência termal/fluxo da crosta inferior e subsidência mecânica localizada	<b>Parati</b>
		Hauteriviano	K38				
	Valanginiano		Buracica		Calhas e Altos encaixados NNE a NS e NW-SE;	pré-Jiquiá	Deposição em calhas por estratos com geometria divergente, relacionados a espessamento contra falha;
		Aratu	K36			topo basalto	
		K20-K34		LIP Paraná-Etendeka			<b>Camboriú</b>

Figura 4.3 - Carta sintética de eventos tectônicos e seu estilo deformacional, eventos magmáticos e geometria do preenchimento sedimentar do intervalo Pré-sal na Bacia de Santos. Diferenças entre os diversos domínios tectono-sedimentares da bacia são desconsideradas nesta síntese. Observar que: os estágios tectônicos aqui apresentados (Rifte I e II) são geneticamente relacionados à evolução de um único evento de rifting continental, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul no Eocretáceo; os limites entre diferentes estilos do rifte são interpretados como transicionais; o limite superior do evento de reativação Rifte II é de idade pós-sal (Eoalbio); o preenchimento com geometria sag seria associado não somente à subsidência termal, mas também ao provável fluxo dúctil da crosta inferior e formação de estruturas como *detachments* e *core complexes*.

II e constitui o ambiente tectônico ativo durante a deposição das sequências K38 e K44. Nesta fase ocorre a maior expansão dos lagos do Pré-sal. A deposição das sequências K46-K48 e K50 ocorre ainda sob um regime tectonotermal semelhante, relacionado a um rejuvenescimento generalizado da atividade das falhas em todos os domínios da bacia, controlado por um regime tectônico regional transtrativo sinistral. Neste estágio evolutivo, a deformação concentrada do DES, sítio da futura quebra continental, é transferida para o interior da Bacia de Santos pela atividade de zonas de transferência sinistrais interbaciais, como a ZTH. O caráter distribuído da deformação também é favorecido pelo regime transtrativo sinistral vigente. Este processo seria o análogo regional ao observado no processo de coalescência dos segmentos das falhas normais com o progresso da deformação (*relay ramp breaching*), consistente com o caráter distribuído da deformação na bacia e relacionado ao *break-up* e a formação do Atlântico Sul.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos aos geólogos e geofísicos da Petrobras, que há anos vêm se dedicando ao estudo da evolução do Pré-sal da Bacia de Santos e cujas ideias e entusiasmo constituíram os alicerces para o conteúdo apresentado neste trabalho. Agradecemos também aos geólogos Luciano Portugal Magnavita, Roberto Salvador Francisco D'Ávila, Marco Antônio Carlotto e à geóloga Ana Paula de Meireles Reis Pelosi, pela leitura minuciosa e

sugestões que tanto contribuíram para clarear as ideias apresentadas neste trabalho.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. *In*: NAIRN, A. E. M.; STHILLI, F. G. (ed.). **The ocean basins and margins**. New York: Springer, 1973. v. 1, p. 411-446.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O embasamento da plataforma Sul Americana. *In*: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (ed.). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 1-5.

ALMEIDA, J.; DIOS, F.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; HEILBRON, M.; EIRADO, L.G.; TOMAZZOLI, E. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil-SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. **Geological Society of London Special Publication**, London, n. 369, p.11-40, 2013.

ALVARENGA, R.S.; IACOPINI, D.; KUCHLE, J.; SCHERER, C.M.S. AND GOLDBERG, K. Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous offshore rift section of the Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 74, p. 12-25, 2016.

ARAÚJO, M. N. C.; ROMEIRO, M. A. T.; SAVASTANO, V. L. M. **Mapa estrutural das margens riftadas do Espírito Santo, Campos e Santos**.

- Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. GEOTEC, 2018. Relatório interno. RT GEOTEC 006/18.
- BASEI, M. A.; SIGA JR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.
- BAYRAKCI, G.; MINSHULL, T.A.; SAWYER, D.S.; RESTON, T.J.; KLAESCHEN, D.; PAPPENBERG, C.; RANERO, C.; BULL, J.M.; DAVY, R.G.; SHILLINGTON, D.J.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M. Fault-controlled hydration of the upper mantle during continental rifting. **Nature Geoscience**, London, v. 9, n. 5, p. 384-388, 2016.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; BAARS, F. J.; GONÇALVES, J. H.; DELGADO, I. D. M.; ABRAM, M. B. (eds.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas-SIG e mapas na escala 1: 2.500.000**. Brasília, CRPM, v. 4, 2001.
- BLOCK, L.; ROYDEN, L. H. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. **Tectonics**, Washington, v. 9, n. 4, p. 557-567, 1990.
- BUENO, G. V.; MACHADO JR, D. L.; OLIVEIRA, J. A. B.; MARQUES, E. J. J. A influência do lineamento Capricórnio na evolução tectonossedimentar da Bacia de Santos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 42., 2004. Araxá. **Anais [...]**. Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. v. 1. p. T773.
- CABRITA, D.; SALAMUNI, E.; LAGOEIRO, L. Fabric evolution of polydeformed orthogneisses and quartzites along the Curitiba Shear Zone, Curitiba Domain, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 77, p. 206-217, 2017.
- CAMPANHA, G. A. C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. Tese (Livre Docência - Geologia Estrutural e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.
- CAMPANHA, G. D. C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 98, n. 1-2, p. 31-51, 1999.
- CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, H. M. Decoding tufa and travertine (freshwater carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. **Sedimentology**, Oxford, v. 61, n. 1, p. 1-21, 2014.
- CAPPA, F.; RUTQVIST, J.; YAMAMOTO, K. Modeling crustal deformation and rupture processes related to upwelling of deep CO<sub>2</sub>-rich fluids during the 1965-1967 Matsushiro earthquake swarm in Japan. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 114, n. B10, 2009.
- CARMINATTI, M.; WOLF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. *In: WORLD PETROLEUM CONGRESS*, 19., 2008, Madrid, Spain. **Abstract book [...]**. London: Energy Institute, 2008.

- CARVALHO, E. B. A. **Geometria e evolução tectônica da porção norte do Graben de Merluza, Bacia de Santos**. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias, Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013, 95p.
- CHAFETZ, H. S.; GUIDRY, S. A. Bacterial shubs, crystal shubs, and ray-crystal shubs: bacterial vs. abiotic precipitation. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 126, n. 1/4, p. 57-74, 1999.
- CHENIN, P.; MANATSCHAL, G.; PICAZO, S.; MÜNTENER, O.; KARNER, G.; JOHNSON, C.; ULRICH, M. Influence of the architecture of magma-poor hyperextended rifted margins on orogens produced by the closure of narrow versus wide oceans. **Geosphere**, Washington, v. 13, n. 2, p. 559-576, 2017.
- CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; WOLFF, S. Mechanism, evolution and chronology of South Atlantic rifting. **Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro**, v. 2, n. 2/4, p. 255-265, 1988.
- CONTE, T.; CAVALCANTE, C.; LAGOEIRO, L. E.; FOSSEN, H.; SILVEIRA, C. S. Quartz textural analysis from an anastomosing shear zone system: Implications for the tectonic Evolution of the Ribeira belt, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 103, 2020.
- COUTINHO, J. M. V. Dyke swarms of the Parana Triple Junction, southern Brazil. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 29-52, 2008.
- DAVIS, G.H. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. **Geology**, Boulder, v. 11, n. 6, p. 342-347, 1983.
- DAVISON, I. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. *In*: RIES, A. C.; BUTLER, R. W. H.; GRAHAM, R. H. (ed.). **Deformation of the continental crust: the legacy of Mike Coward**. London: Geological Society, 2007. p. 345-359. (Geological Society of London. Special publications, v. 272).
- DE LUCA, P. H. V.; MATIAS, H.; CARBALLO, J.; SINEVA, D.; PIMENTEL, G. A.; TRITLLA, J.; VEGA, V. Breaking barriers and paradigms in Pre-Salt exploration: the Pão de Açúcar discovery, (offshore Brazil). *In*: MERRILL, R. K.; STERNBACH, C. A. (ed.). **Giant fields of the decade 2000-2010**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2017. p. 177-194. (AAPG Memoir, 113).
- DE ROS, L. F. Syngenetic, diagenetic and hydrothermal processes in the pre-salt sag section of Santos and Campos Basins. *In*: EAGE CONFERENCE ON PRE-SALT RESERVOIR, 2., 2021, online. [Proceedings]. Houten: European Association of Geoscientists and Engineers, 2021.
- DEHLER, N. M.; YAMATO, A. (coord.). **Análise geométrica e cinemática das estruturas: inversão, exumação e erosão da área de Libra: relatório interno**. [S. l.: s. n.], 2015. 66 p.
- DEHLER, N. M.; YAMATO, A. Estruturas do tipo 'core complex' e inversões na área de Libra: implicações exploratórias e exemplos na Bacia

de Santos. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 10., 2016a, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEXP-SSE, 2016a.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C.; RIGOTI, C. A.; DE OLIVEIRA, J. A. B.; SANT'ANNA, M. V.; DA COSTA, F. G. D. The 'Helmut' geophysical anomaly: a regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 72, p. 412-422, 2016b.

DEHLER, N. M.; MACHADO, R.; FASSBINDER, E. Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 23, n. 2/3, p. 176-192, 2007.

DELLA PORTA, G. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 418, n. 1, p. 17-68, 2015.

DEMERCIAN, L. S. **A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior**. Dissertação (Mestre) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996, 201p.

DEMERCIAN, L. S.; SZATMARI, P. Thin-skinned gravitational transfer zone in the Southern Part of Santos Basin. In: INTERNATIONAL

CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 6., 1999. **Proceedings** [...]. Houten: European Association of Geoscientists & Engineers, 1999. p. cp-215-00212.

DESTRO, N.; NUNES, M. C. V.; SZATMARI, P.; LOBO, J. T. **Magmatismo na sequência pré-sal da Bacia de Santos: sismofácies, geocronologia, correlação estratigráfica e petrogênese**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GEOTEC, 2009. Relatório Interno. 650-38186 R.

DIAS, J. L.; SAD, A. R.; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 235-245, 1994.

EBERT, H. D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; DEWEY, J. F. (ed.). **Continental transpressional and transtensional tectonics**. London: Geological Society, 1998. p. 231-252. (Geological Society of London. Special Publication, 135).

ESTRELLA, G. O.; AZEVEDO, R. L. M.; FORMIGLI FILHO, J. M. Pré-sal: conhecimento, estratégia e oportunidades. In: VELOSO, J. P. R. (coord.). **Teatro mágico da cultura, crise global e oportunidades do Brasil**. Rio de Janeiro: J. Olympio, 2009. p. 67-78.

EVAIN, M.; AFILHADO, A.; RIGOTI, C.; A. LOUREIRO, A.; ALVES, D.; KLINGELHOEFER, F.; SCHNURLE, P.; FELD, A.; FUCK, R.; SOARES J.; VINICIUS DE LIMA, M.; CORELA, C.; MATIAS, L.;

BENABDELLOUAHED, M.; BALTZER, A.; RABINEAU, M.; VIANA, A.; MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Deep structure of the Santos Basin: São Paulo plateau system, SE Brazil. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Hoboken, v. 120, n. 8, p. 5401–5431, 2015.

FALCÃO, L. C. **Estudo faciológico de um intervalo aptiano do poço SB-1 (Bacia de Santos) e sua comparação com travertinos quaternários de San Juan, Argentina**. Dissertação (Mestrado em Geologia Física Marinha) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015, 118 p.

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.B.; FRANÇA, A.B. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin: genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 105, p. 251–272, 2019.

FETTER, M.; PENTEADO, H.; MADRUCCI, V.; SPADINI, A. The paleogeography of the lacustrine rift system of the Pre-Salt in Santos basin, offshore Brazil. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake City, Utah. **Proceedings** [...]. Salt Lake City, Utah: AAPG, 2018.

FISCHER, T.; MATYSKA, C.; HEINICKE, J. Earthquake-enhanced permeability – evidence from carbon dioxide release following the ML 3.5 earthquake in West Bohemia. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 460, p. 60–67, 2017.

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**, Amsterdam, v. 289, p. 140–150, 2014.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. **Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. 1991. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

GAMBOA, L. A. P.; MACHADO, M. P.; DA SILVEIRA, D. P.; DE FREITAS, J. T. R.; DA SILVA, S. P.; MOHRIAK, W.; ANJOS, S. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectonoestratigráfico na Bacia de Santos. In: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (org.). **Sal: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras**. 2. ed. São Paulo: Beca, 2009. p. 343–361.

GAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 52, n. 2, p. 410–418, 1981.

GAMBOA, L.; FERRAZ, A.; BAPTISTA, R.; NETO, E.V.S. Geotectonic controls on CO<sub>2</sub> formation and distribution processes in the Brazilian pre-salt basins. **Geosciences**, Switzerland, v. 9, n. 6, 2019.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; DAY, J. A. Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology



and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 251, n. 1/2, p. 1–17, 2006.

GIRO, J. P.; ALMEIDA, J.; GUEDES, E.; BRUNO, H. Tectonic inheritances in rifts: the meaning of N-NE lineaments in the continental rift of SE-Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 108, 103225, 2021.

GOMES, J.P.; BUNEVICH, R.B.; TEDESCHI, L.R.; TUCKER, M.E.; WHITAKER, F.F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, 104176, 2020.

GOMES, L. C.; LIMA, F. M.; VIEIRA, I.; LOBO, J.T.; THOMAZ, L. T.; SOUSA, J. B.; BEVILAQUA, L. A.; DESTRO, N. DANTAS, R. N. G. **Magmatismo Jiquiá e Alagoas na Bacia de Santos**: análise integrada das ocorrências e perspectivas exploratórias. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro. E&P-EXP. GEO, 2015.

GOMES, P.O.; KILSDONK, B.; MINKEN, J.; GROW, T.; BARRAGAN, R. The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. **AAPG Search and Discovery**, Tulsa, #10193, 2009.

GOMES, P. O.; PARRY, J.; MARTINS, W. The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: tectonic setting, relation to volcanic events and some comments

on hydrocarbon potential. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS HEDBERG CONFERENCE, 2002, Stavanger, Norway. **Proceedings** [...]. Stavanger, Norway: AAPG, 2002.

GONZAGA, F. G. **Proposta de arcabouço estrutural da Bacia de Santos**. Santos: Relatório Interno PETROBRAS. Rio de Janeiro, 2008, UN-BS. EXP. ABIG, 21 p.

GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P. M.; DE MORISSON VALERIANO, C.; DE ALMEIDA, J. C. H.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. K–Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the South Atlantic opening and tertiary reactivation. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 18, n. 3/4, p. 371–382, 2005.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.D.C.; SILVA, L.D.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.D.A. Província Mantiqueira. *In*: MONTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.). **Geologia do continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 203–235.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MÜLLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, Germany, v. 4, n. 2, p. 215–253, 2013.

HERLINGER JUNIOR, R. J.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. Influence of diagenesis on the quality of lower cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from Northern Campos

- Basin, offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 87, n. 12, p. 1285-1313, 2017.
- HOVLAND, M. Do carbonate reefs form due to fluid seepage? **Terra Nova**, Oxford, v. 2, n. 1, p. 8-18, 1990.
- HOVLAND, M.; RUESLÄTTEN, H.; JOHNSEN H. K.; KVAMME, B.; KUTZNETSOVA, T. Salt formation associated with sub-surface boiling and supercritical water. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 23, n. 8, p. 855-869, 2006a.
- HOVLAND, M.; KUZNETSOVA, T.; RUESLÄTTEN, H.; KVAMME, B.; JOHNSEN, H.K.; FLADMARK, G.E.; HEBACH, A. Sub-surface precipitation of salts in supercritical seawater. **Basin Research**, Oxford, v. 18, n. 2, p. 221-230, 2006b.
- KAMPMAN, N.; BURNSIDE, N.M.; SHIPTON, Z.K.; CHAPMAN, H.J.; NICHOLL, J.A.; ELLAM, R.M.; BICKLE, M.J. Pulses of carbon dioxide emissions from intracrustal faults following climatic warming. **Nature Geoscience**, London, v. 5, n. 5, p. 352-358, 2012.
- KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and Eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. *In*: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (ed.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. p. 11-40. (Geological Society of London. Special publication, 153).
- KARNER, G. D.; GAMBÔA, L. A. P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. *In*: SCHREIBER, B. C.; LUGLI, S.; BABEL, M. (eds.). **Evaporites through space and time**. London: Geological Society, 2007. p. 15-35. (Geological Society of London. Special publication, 285).
- KARNIOL, T. R. **Tectônica da conexão do Cinturão Ribeira com a Faixa Araçuaí-Divisa Rio de Janeiro/Espírito Santo**. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- KUMAR, N.; GAMBOA, L.A.P.; SCHREIBER, B.C.; MASCLE, J. Geologic history and origin of Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian Margin): comparison with the Angolan margin, and the early evolution of the northern South Atlantic. **Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project**, Texas, v. 39, p. 927-945, 1977.
- KUMAR, N.; GAMBOA, L. A. P. Evolution of the São Paulo Plateau southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 90, n. 3, p. 281-293, 1979.
- LEANDRO, C.G.; SAVIAN, J.F.; KOCHHANN, M. V.L.; FRANCO, D.; COCCIONI, R.; FRONTALINI, F.; GARDIN, S.; JOVANE, L.; FIGUEIREDO, M.; TEDESCHI, L.R.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; TRINDADE, R. I. F. Astronomical tuning of the Aptian stage and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events. **Nature Communications**, v. 13, n. 1, p. 1-12, 2022.

- LIMA, B.E.M.; TEDESCHI, L.R.; PESTILHO, A.L.S.; SANTOS, R.V.; VAZQUEZ, J.C.; GUZZO, J.V.P.; DE ROS, L.F. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, 104143, 2020.
- LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian pre-salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 383, p. 55-81, 2019.
- LISTER, G. S.; DAVIS, G. A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 11, n. 1/2, p. 65-94, 1989.
- MACEDO, J. M. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *In*: PEDERNEIRAS, G; GABAGLIA, R.; MILANI, E. J. (ed.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990. p. 361-376.
- MAGNAVITA, L. P. (coord.). **Arcabouço tectônico e cinemática do pré-sal do sudeste brasileiro**. Relatório interno, PETROBRAS, E&P-EXP, Rio de Janeiro, 2010a, 161 p.
- MAGNAVITA, L. P. (coord.). **Evolução tectônica da margem Atlântica brasileira**. Relatório Interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, 2010b. 244 p.
- 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**, New York, v. 93, p. 432-466, 2004.
- MANTOVANI, M. S.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M. A. S.; VASCONCELLOS, A. C. B. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 19, n. 3, p. 367-374, 1989.
- MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903-1924, 2001.
- MENEZES, C.P.; BEZERRA, F.H.; BALSAMO, F.; MOZAFARI, M.; VIEIRA, M.M.; SRIVASTAVA, N.K.; DE CASTRO, D.L. Hydrothermal silicification along faults affecting carbonate-sandstone units and its impact on reservoir quality, Potiguar Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 110, p.198-217, 2019.
- MERCEDES-MARTÍN, R.; AYORA, C.; TRITLLA, J.; SÁNCHEZ-ROMÁN, M. The hydrochemical evolution of alkaline volcanic lakes: a model to understand the South Atlantic Pre-salt mineral assemblages. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 198, 102938, 2019.
- MICKLETHWAITE, S.; SHELDON, H. A.; BAKER, T. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation

and discovery. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 32, n. 2, p.151-165, 2010.

MILANI, E. J. **Evolução tectonoestratigráfico da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-oriental**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997, 255p.

MILANI, E. J. *et al.* Bacias sedimentares brasileiras – cartas estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, maio/nov. 2007.

MILANI, E.J.; OLIVEIRA, J.A.B.; DIAS, J.L.; SZATMARI, P.; CUPERTINO, J.A. Basement control on structural styles and sediment pathways of Southeast Brazil Atlantic margin basins (Brazil Deep Deds – deep-water sedimentation in the southeast Brazilian margin project). *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2005, Paris, France. **Proceedings** [...]. Paris, France: AAPG, 2005.

MIZUSAKI, A.M.P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN E CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.L.; MIN, A.; PICCIRILLO, E.M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, 111, p. 143-160, 1992.

MODICA, C. J.; BRUSH, E. R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 88, n. 7, p. 923-945, 2004.

MOHN, G.; MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O.; BELTRANDO, M.; MASINI, E. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. **International Journal of Earth Sciences**, New York, v. 99, n. 1, p. 75-101, 2010.

MOHRIAK, W. U.; NEMCOK, M.; ENCISO, G. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. **Geological Society of London Special Publication**, 2008. p. 365-398. (Geological Society of London. Special publications, 294).

MOHRIAK, W. W.; GOMES, P. O.; OLIVEIRA, J. A. B. **Análise regional da arquitetura do rifte na Bacia de Santos**. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, E&P-EXP, GEREX, 2000.

MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (org.). **Sal: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras**. 2. ed. São Paulo: Beca, 2009.

MOLITERNO, A. M. C. O rombo graben que se tornou um campo de petróleo: interpretação estrutural do campo de Búzios, cessão onerosa de Franco, Bacia de Santos. *In*: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA, GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOMECÂNICA, 2., 2014, Rio de Janeiro. **SE-TEG** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2014. Evento interno.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; PINHEIRO MACHADO, M.A. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-550, 2007.

- MORLEY, C. K.; NELSON, R. A.; PATTON, T. L.; MUNN, S. G. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 74, n. 8, p.1234-1253, 1990.
- MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNEHR, P. A new starting point for the south and equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 98, n. 1/2, p. 1-37, 2010.
- 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**, Boulder, v. 44, n. 1, p. 55-58, 2016.
- O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Hoboken, v. 95, n. B11, p. 17475-17502, 1990.
- OJEDA Y OJEDA, H. A.; ARANHA, L. G. F. **Bacia de Santos**: integração geológica regional. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, SUPEX. DICEX, 1980.
- OJEDA Y OJEDA, H. A.; CESERO, P. **Bacia de Santos e Pelotas**: geologia e perspectivas petrolíferas. Comunicação interna, PETROBRAS, Rio de Janeiro, DEXPRO. DIVEX, 1973.
- OJEDA Y OJEDA, H. A.; SILVA, A. B. **Bacias de Santos e de Pelotas**: relatório de progresso. Relatório Interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, DEXPRO. DIVEX, 1975.
- OPPO, D.; HOVLAND, M. Role of deep-sourced fluids on the initiation and growth of isolated carbonate build-ups. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 105, p.141-157, 2019.
- OREIRO, S. G.; CUPERTINO, J. A.; SZATMARI, P.; THOMAZ FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: an example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, n. 1, p. 116-131, 2008.
- PADRÓN, E.; MELIÁN, G.; MARRERO, R.; NOLASCO, D.; BARRANCOS, J.; PADILLA, G.; HERNÁNDEZ, P.A.; PÉREZ, N.M. Changes in the diffuse CO<sub>2</sub> emission and relation to seismic activity in and around El Hierro, Canary Islands. **Pure and Applied Geophysics**, Basel, v. 165, n. 1, p. 95-114, 2008.
- PEATE, D. W. The Parana-Etendeka province. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 100, p. 217-246, 1997.
- PELOSI, A. P. M. R. (coord.) **Grupo de trabalho**: silicificação nos reservatórios do Pré-sal. Relatório Interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, E&P-EXP.GEO, 2013.
- PEQUENO, M. A. **Albian/Maastrichtian tectono-stratigraphic evolution of central Santos Basin, offshore Brazil**. Tese (Doctor of Philosophy) – University of Texas at Austin, Texas, 2009.
- PEREIRA, M.J.; ARANHA, L.G.F.; FIGUEIREDO, A.M.F.; GOMES, J.B.; STAMATO, M.; BARBOSA

- FILHO, C.M.; RAMOS, M.A.; BAGNI, O.; SAITO, M.; ALENCAR, C.H.; SA, O.A.R.; RAMOS, E.M.; VIVIERS, M.C.; UESUGUI, N.; RICHTER, A.; HASHIMOTO, A.T.; HERTER, G.G.; PRACA, U.M.; CARVALHO, M.D.; AGRA, J.M.; ARAI, M.; CHANG, H.K.; KOWMAN, R.; RAMOS, A.N.; **Projeto análise da Bacia de Santos**. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, DEPEX. CENPES, 1986.
- PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234, 1994.
- PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; RESTON, T. J. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Hoboken, v. 106, n. B3, p. 3961-3975, 2001.
- 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**, New York, v. 98, n. 7, p. 1581-1597, 2009.
- PERON-PINVIDIC, G.; MANASTSCHAL, G.; OSMUNDSEN, P. T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 43, p. 21-47, 2013.
- PICCIRILLO, E. M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A. J.; DE MIN, A. Lower cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa arch (southeast Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 89, n. 1/2, p. 19-48, 1990.
- PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D.M.; TEDESCHI, L.R.; NETO, J.V.Q.; FIGUEIREDO, M.F.; VAZQUEZ, J.C.; DE SOUZA, R.S. Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 507, p. 60-80, 2018.
- PINTO, V.H.G.; MANATSCHAL, G.; KARPOFF, A.M.; VIANA, A., Tracing mantle-reacted fluids in magma-poor rifted margins: the example of Alpine Tethyan rifted margins. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, New Jersey, v.16, n. 9, p. 3271-3308, 2015.
- PLATT, J. P.; BEHR, W. M.; COOPER, F. J. Metamorphic core complexes: windows into the mechanics and rheology of the crust. **Journal of the Geological Society**, v. 172, n. 1, p. 9-27, 2015.
- POROS, Z.; JAGNIECKI, E.; LUCZAJ, J.; KENTER, J.; GAL, B.; CORREA, T.S.; FERREIRA, E.; MCFADDEN, K.A.; ELIFRITZ, A.; HEUMANN, M.; JOHNSTON, M.; MATT, V. Origin of silica in pre-salt carbonates, Kwanza Basin, Angola. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2017, Houston, Texas. **Proceedings [...]**. Houston, Texas: AAPG, 2017.

PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2003. p. cp-168-00189.

PORTELLA, Y. M. **O elo entre a serpentinização, transporte de sílica, carbonatos e sedimentação rift**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2020.

RAPOSO, M. I. B.; ERNESTO, M.; RENNE, P. R. Paleomagnetism and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating of the early cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, Amsterdam, v. 108, n. 4, p. 275–290, 1998.

Renne, P.R.; Deckart, K.; Ernesto, M.; Feraud, G.; Piccirillo, E.M.; Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 144, n. 1/2, p. 199–211, 1996.

REY, P. F.; TEYSSIER, C.; WHITNEY, D. L. The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 477, n. 3/4, p. 135–144, 2009a.

REY, P. F.; TEYSSIER, C.; WHITNEY, D. L. Extension rates, crustal melting, and core complex

dynamics. **Geology**, Boulder, v. 37, n. 5, p. 391–394, 2009b.

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**. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias; Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015, 135 p.

ROCHELLE-BATES, N.; ROBERTS, N.M.W.; SHARP, I.; FREITAG, U.; VERWER, K.; HALTON, A.; FIORDALISI, E.; VAN DONGEN, B.E.; SWART, R.; FERREIRA, C.H.; DIXON, R. Geochronology of volcanically associated hydrocarbon charge in the pre-salt carbonates of the Namibe Basin, Angola. **Geology**, Boulder, v. 49, n. 3, p. 335–340, 2020.

RODRIGUES, L. F.; OLIVEIRA, J.A.B.; COSTA, F.O.; CARLOTTO, M.A. Modelagem geofísica integrada como suporte na previsão de carbonatos Pré-sal – cessão onerosa do entorno de Iara – Bacia de Santos. *In: SIMPÓSIO DE GEOFÍSICA DA PETROBRAS*, 14., 2014, Vitória. [Anais]. Vitória: PETROBRAS, 2014.

ROSENDAHL, B. R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, California, v. 15, n. 1, p. 445–503, 1987.

ROWAN, M. G. Passive-margin salt basins: Hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics. **Basin Research**, Oxford, v. 26, n. 1, p. 154–182, 2014.

- SALOMON, E.; KOEHN, D.; PASSCHIER, C.; HACKSPACHER, P. C.; GLASMACHER, U. A. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. **Gondwana Research**, Osaka, v. 28, n. 3, p. 1152-1167, 2015a.
- SALOMON, E.; KOEHN, D.; PASSCHIER, C. Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting. **Tectonics**, Washington, v. 34, n. 1, p. 70-85, 2015b.
- SALOMON, E.; PASSCHIER, C.; KOEHN, D. Asymmetric continental deformation during South Atlantic rifting along southern Brazil and Namibia. **Gondwana Research**, Osaka, v. 51, p. 170-176, 2017.
- SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; PRINZHOFER, A. Origin of CO<sub>2</sub> in Brazilian Basins. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. CONVENTION & EXHIBITION, 2012, Long Beach. **Proceedings** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2012.
- SCHMITT, R.S.; TROUW, R. A.; VAN SCHMUS, W. R.; 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**, Amsterdam, v. 133, n. 1/2, p. 29-61, 2004.
- SCHOBENHAUS, C. (coord.) **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1: 2 5000 000. Brasília, DF: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984.
- SCOTCHMAN, I.C.; GILCHRIST, G.; KUSZNIR, N.J.; ROBERTS, A.M.; FLETCHER, R. The break-up of the South Atlantic Ocean: formation of failed spreading axes and blocks of thinned continental crust in the Santos Basin, Brazil and its consequences for petroleum system development. *In*: VINING, B. A.; PICKERING, S. C. (eds.). **Petroleum geology**: from mature basins to new frontiers: proceedings 7th Petroleum Geology Conference. London: Geological Society, 2010. p. 855-866. (Petroleum geology conference series, 7).
- SIBSON, R. H. Fluid involvement in normal faulting. **Journal of Geodynamics**, Oxford, v. 29, n. 3/5, p. 469-499, 2000.
- SIBSON, R. H.; MOORE, J. M. M.; RANKIN, A. H. Seismic pumping: a hydrothermal fluid transport mechanism. **Journal of the Geological Society**, London, v. 131, n. 6, p. 653-659, 1975.
- SIBUET, J. C.; SRIVASTAVA, S.; MANATSCHAL, G. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Hoboken, v. 112, n. B6, p. 84-106, 2007.
- SIGA JUNIOR, O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina**: geocronologia e evolução crustal. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.



SMERAGLIA, L.; BERRA, F.; BILLI, A.; BOSCHI, C.; CARMINATI, E.; DOGLIONI, C., Origin and role of fluids involved in the seismic cycle of extensional faults in carbonate rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 450, p. 292-305, 2016.

SOUZA, A.I.; EBERT, H.D.; CASTRO, J.C.; SOARES JR. A.V.; SILVA, G.H.T.; BENVENUTTI, C.F. Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 109-132, 2008.

SOUZA, R.S.; ARIENTI, L.M.; VIANA, S.M.; FALCÃO, L.C.; CUGLIERI, M.A.; SILVA FILHO, R.P.; LEITE, C.O.; OLIVEIRA, V.C.; OLIVEIRA, D.M.; ANJOS, C.; AMORA, R. Petrology of the hydrothermal and evaporitic continental cretaceous (Aptian) pre-salt carbonates and associated rocks, South Atlantic Santos Basin, offshore Brazil. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake City, Utah. **Proceedings** [...]. Salt Lake City, Utah: AAPG, 2018.

SPENCER, J. E. Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. **Geology**, Boulder, v. 12, n. 2, p. 95-98, 1984.

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**, Guildford, v. 50, p. 1-21, 2014.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F.; DE FREITAS, R. C. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 24, n. 2/4, p. 203-227, 2007.

SVENSEN, H.; PLANKE, S.; JAMTVEIT, B.; PEDERSEN, T. Seep carbonate formation controlled by hydrothermal vent complexes: a case study from the Vøring volcanic basin, the Norwegian Sea. **Geo-Marine Letters**, New York, v. 23, n. 3/4, p. 351-358, 2003.

SZATMARI, P. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (eds.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 69-75. (AAPG Memoir, 73).

SZATMARI, P.; MILANI, E.; LANA, M.; CONCEICAO, J.; LOBO, A. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. **Oil & Gas Journal**, Tulsa, v. 83, n. 2, p. 107-113, 1985.

SZATMARI, P.; DE LIMA, C. M.; FONTANETA, G.; DE MELO LIMA, N.; ZAMBONATO, E.; MENEZES, M. R.; BAHNIUK, J.; FIGUEIREDO, M.; COELHO, S.A.A.L.; FLORÊNCIO, C.P.; GONTIJO, R. Petrography, geochemistry and origin of South Atlantic evaporites: the Brazilian side.

- Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 127, 104805, 2021.
- SZATMARI, P.; FONSECA, T. C. O.; MIELEKEY, N. F. Mantle-like trace element composition of petroleum: contributions from serpentinizing peridotites. *In*: CLOSSON, D. (ed.) **Tectonics**. London: Intech Open, 2011. p. 331-358.
- SZATMARI, P.; GUERRA, M. C. M.; PEQUENO, M. A. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. *In*: ALSOP, G. I.; BLUNDELL, D. J.; DAVISON, I. (eds.). **Salt tectonics**. London: Geological Society, 1996. p. 259-264. (Geological Society of London. Special publications, 100).
- 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**, Guildford, v. 77, p. 567-596, 2016.
- TALWANI, P.; CHEN, L.; GAHALAUT, K. Seismogenic permeability, ks. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Hoboken, v. 112, n. B7, 2007.
- TEBOUL, P.-A.; KLUSKA, J.M.; MARTY, N.C.M.; DEBURE, M.; DURLET, C.; VIRGONE, A.; GAUCHER, E.C. Volcanic rock alterations of the Kwanza Basin, offshore Angola: insights from an integrated petrological, geochemical and numerical approach. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 80, p. 394-411, 2017.
- TEDESCHI, L. R.; JENKYN, H. C.; ROBINSON, S. A.; SANJINÉS, A. E.; VIVIERS, M. C.; QUINTAES, C. M.; VAZQUEZ, J. C. 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.
- THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. **Geology**, Boulder, v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010.
- 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**, Oxford, v. 177, n. 3, p. 1315-1333, 2009.
- TRITLLA, J.; ESTEBAN, M.; LOMA, R.; MATTOS, A.; SANCHEZ, V. Carbonates that are no more: silicified pre-salt oil reservoirs in Campos Basin (Brazil). **AAPG Search and Discovery**, Tulsa, #90323, 2018.
- TUGEND, J.; GILLARD, M.; MANATSCHAL, G.; NIRRENGARTEN, M.; HARKIN, C.; EPIN, M. E.; SAUTER, D.; AUTIN, J.; KUSZNIR, N.; MCDERMOTT, K. Reappraisal of the magma-rich versus magma-poor rifted margin archetypes. *In*: MCCLAY, K. R.; HAMMERSTEIN, J. A. (eds.). **Passive margins: tectonics, sedimentation, and magmatism**. London: Geological Society, 2020. p. 23-47. (Geological Society of London. Special publications, 476).

- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magma-tism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, n. 3/4, p. 333-348, 1994.
- VALENTE, S.; CORVAL, A.; DUARTE, B. P.; ELLAM, R. M.; FALLICK, A. E.; MEIGHAN, I. G.; DUTRA, T. Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 37, n. 1, p. 194-201, 2007.
- VASCONCELOS, C. S.; YAMATO, A. A.; MOREIRA, J. L. P. Principais feições morfoestruturais do embasamento da Bacia de Santos e aspectos da geologia da área emersa adjacente. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO EMBASAMENTO, 1., 2009, Rio de Janeiro. **Simpósio [...]**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009. Evento Interno.
- WERNICKE, B. Low angle normal faults in the basin and range province: nappe tectonics in an extending orogen. **Nature**, London, v. 291, p. 645-648, 1981.
- WHITMARSH, R. B.; MANATSCHAL, G.; MINSHULL, T. A. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. **NATURE**, LONDON, V. 413, N. 6852, P. 150-154, 2001.
- WHITNEY, D. *et al.* Continental and oceanic core complexes. **GSA Bulletin**, Boulder, v. 125, n. 3/4, p. 273-298, 2013.
- WRIGHT, P. The pre-salt reservoirs of the South Atlantic. **GEO ExPRO**, United Kingdom, p. 28, 2019.
- WRIGHT, V. P. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *In*: GARLAND, J. (ed.) *et al.* **Advances in carbonate exploration and reservoir analysis**. London: Geological Society, 2012. p. 39-47. (Geological Society of London. Special publications, 370).
- WRIGHT, V. P. The mantle, CO<sub>2</sub> and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: some carbonates are made, not born. **Sedimentology**, Oxford, v. 69, n. 1, p. 47-73, 2022.
- WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil. **Facies**, Germany, v. 66, 2020.
- YAMATO, A. A.; RODRIGUES, L. F. Compartimentação tectonossedimentar da porção centro-norte da Bacia de Santos: implicações nas acumulações do Pré-Sal. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 9., 2013, Vitória. **Resumos [...]**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P EXP. IABCS, 2013.
- ZALÁN, P. V. Five kilometers of Paleozoic sediments beneath the pre-salt of Santos basin. *In*: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS. INTERNATIONAL CONFERENCE AND

EXHIBITION, 2016, Barcelona. [**Proceedings**]. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2016. p. 29-29.

ZALÁN, P.V.; SEVERINO, M.C.G.; RIGOTI, C.A.; MAGNAVITA, L.P.; OLIVEIRA, J.A.; VIANNA, A.R. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin e Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2011, Houston, Texas. **Proceedings** [...]. Houston: AAPG, 2011.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZAMPETTI, V.; MORGAN, W. A.; GEORGE, A. D.; HARRIS, P. M.; KUPECZ, J. A.; SARG, J. F. Controlling factors of a Miocene Carbonate Platform: implications for platform architecture and off-platform reservoirs (Luconia Province, Malaysia). **Cenozoic carbonate systems of Australasia**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2010. p. 129-145. (Society for Sedimentary Geology. Special Publication, 95).

