desconectando a fase rifte da fase drifte. Mesmo após o início da geração de crosta oceânica (drifte) a margem rifteada pode sofrer deformações, como compressão e soerguimento em função da constante necessidade de estabilização da litosfera, principalmente devido ao resfriamento causado pelo afastamento da fonte de calor, a dorsal oceânica. Redfield e Osmundsen (2012) sugerem que soerguimento das ombreiras do rifte pode ocorrer durante um longo período após o rifteamento, podendo até mesmo ser uma constante durante todo o período, até que o regime de tensões da área mude completamente.

1.3.3 Bacias marginais ricas em magma *vs* pobres em magma.

Margens passivas atualmente podem ser divididas ou descritas como ricas ou pobres em magma. Obviamente o papel do magmatismo durante o processo de rifteamento é o principal componente para tal definição, porém o volume de magmatismo ocorrido será o elemento que as difere, consequentemente as estruturas presentes em cada situação serão também um diferencial. Praticamente toda bacia sedimentar de margem passiva em algum momento terá intervenção magmática no processo de quebra da litosfera continental, porém existem bacias que apresentam um volume gigantesco de magma intrusivo e extrusivo, enquanto noutras o volume de magmatismo não supera o volume de sedimento continental e transicional marinho presente na fase rifte.

Margem passiva pobre em magma é formada em resposta à distensão litosférica que ocorre de maneira passiva em função da deriva da tectônica de placas (Lavier e Manatschal, 2006; Pérez-Gussinyé et al., 2006; Reston, 2009). O arcabouço estrutural dessas bacias será representado, na porção proximal, por *grabens* e *horsts* limitados por falhas normais formando uma sequência de blocos rotacionados preenchidos por sedimentação continental. Conforme a deformação distensiva migra para a porção distal, blocos crustais de menor porte são desenvolvidos, e o mecanismo principal de criação de espaço se dá por falhas de descolamento sequenciais que promovem grande deslocamento horizontal, podendo eventualmente criar novo terreno para deposição sedimentar, exumando crosta continental inferior ou exumando manto superior (Manatschal et al., 2010; Péron-Pinvidic, 2010; Ranero e Pérez-Gussinyé, 2010; Unternehr et al., 2010). Com a aproximação da astenosfera para níveis mais rasos é iniciada uma etapa de oceanização em que algum material magmático é produzido, até que em uma etapa final a subida da astenosfera enfraquece o manto litosférico subcontinental suficientemente para que ocorra a quebra por completa do continente, e o

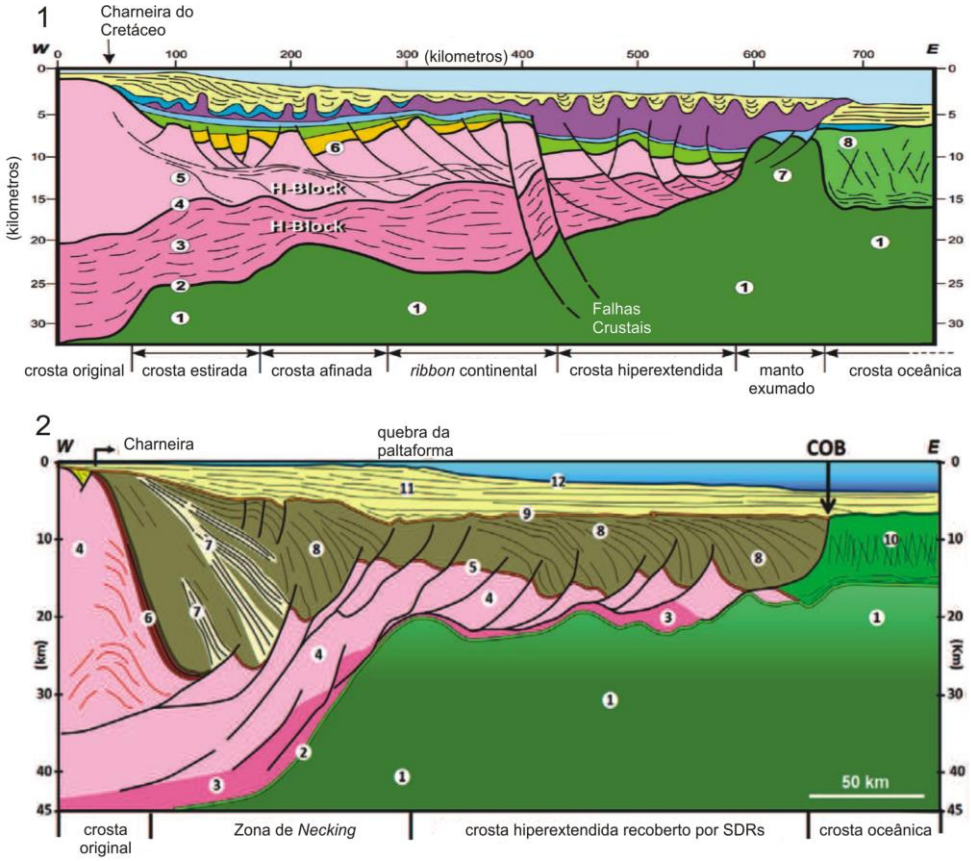
processo de criação de crosta oceânica é instalado (de maneira passiva em função da deriva das placas).

Margem passiva rica em magma é formada em resposta não apenas à deriva continental, mas também a processos mantélicos relacionados à produção de magma (pluma mantélica ou convecção rasa). Os processos que ocorrem no manto atuam de forma ativa na formação da bacia. A evolução térmica de uma bacia rica em magma é relativamente bem mais elevada e considerada uma bacia quente. Este excesso de magma é responsável pelo espessamento, tanto na vertical (adição magmática) quanto na horizontal (dilatação magmática), da crosta continental (Stica et al., 2014). Esta produção magmática resulta em preenchimento apenas de rochas magmática durante toda a fase rifte de uma bacia de margem passiva rica em magma, também chamada de margem passiva vulcânica (Geoffroy, 2005). As margens passivas vulcânicas geralmente estão associadas as grandes províncias vulcânicas (LIPs – *Large Igneous Province*). Em um estágio pré-rifte, grandes volumes de magma são expostos na forma de trapas, basaltos subaéreos e subparalelos (ex: Formação Serra Geral). Durante a fase rifte o vulcanismo persiste e depósitos sin-rifte basálticos e vulcanoclásticos formam o preenchimento primário da bacia, podendo chegar a 15 km de espessura de material magmático (Bullock e Minshull, 2005; Stica et al., 2014), originando os chamados SDRs (*Seaward Deeping Reflectors).* SDRs são depósitos basálticos intercalados com sedimentos vulcanoclásticos, depositados sequencialmente e alimentados por diques e erupções; geralmente são limitados por falhas normais lístricas que mergulham para o continente, geradas em função do balanço isostático entre adição magmática e erosão mantélica (erosão em função do derretimento do manto superior; Geoffroy, 2005). A formação dos SDRs é considerada súbita e associada a um afinamento crustal (*necking*) abrupto e localizado, onde normalmente teremos a ocorrência de *underplating*. A mesma migração lateral da deformação rifte no sentido do futuro *breakup* é destacada por Stica et al. (2014). A formação dos SDRs são caracteristicamente sin-rifte, podendo se estender para a fase pós-rifte, uma vez que o magmatismo é continuo até a formação de crosta oceânica.

A margem continental do sudeste brasileiro, representada pelas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, é uma típica margem pobre em magma na qual um cordão de manto serpentinizado (exumação do manto superior) separa a crosta continental da verdadeira crosta oceânica (Zalán et al., 2011). Não existem indicativos sísmicos que represente sequencias de SDRs nessas bacias, embora existam sequencias magmáticas que ocorrem na fase rifte. Ao contrário, a Bacia de Pelotas, localizada a sul da Bacia de Santos, sul da Zona de Fratura de Florianópolis, é uma típica bacia de margem passiva vulcânica. Esta bacia apresenta

gigantesca sequencia de SDRs sin-rifte (Zalán et al., 2011; Stica et al., 2014). Zalán (2014) sintetiza as diferenças entre as margens de maneira esquemática, enfatizando as principais diferenças entre ambas (Figura 11).

Figura 11 - Seções geológicas esquemáticas comparando uma margem pobre em magma *versus* uma margem vulcânica.



Legenda: Painel 1: Seção geológica esquemática W-E válida para uma margem pobre em magma, ex. bacias de Santos, Campos e Espirito Santo (SE Brasil), mostrando domínios tectônicos em crosta continental e seu contato por exumação do manto com crosta oceânica. Os principais elementos numerados são: (1) manto, (2) *Moho*, (3) crosta inferior dúctil, (4) descontinuidade de Conrad, (5) crosta superior rúptil, (6) topo do embasamento cristalino, (7) manto exumado, e (8) crosta oceânica. Pacotes sedimentares acima de (6) são: sin-rifte Barremiano (amarelo), sin-rifte Aptiano inferior (verde), sin-rifte Aptiano superior (azul claro), depósitos evaporíticos sin-rifte (roxo), carbonatos pós-rifte Albiano (azul escuro), sedimento siliciclástico cenomaniano drifte (amarelo claro). Painel 2: Seção geológica esquemática W-E válida para uma margem vulcânica, ex. Bacia de Pelotas (S Brasil), mostrando os diferentes domínios tectônicos em crosta continental (rosa) e seu contato com crosta oceânica (*linedrawing* baseado na seção sísmica Line 130 *Ion*-GXT Pelotas Span). Elementos numerados: (1) manto, (2) *Moho*, (3) corsta inferior dúctil, (4) crosta superior rúptil, (5) topo do embasamento cristalino, (6) trapas basálticas pré-rifte, (7) possível facies sedimentares sin-rifte, (8) sin-rifte SDRs, (9) inconformidade pós-rifte, (10) crosta oceânica, (11) sequencia sedimentar drifte, e (12) fundo do mar. Interpretação parcialmente baseada em Stica et al. (2014).

Fonte: ZALÁN, 2014.

1.3.4 Discussões e contextualização da Bacia de Santos

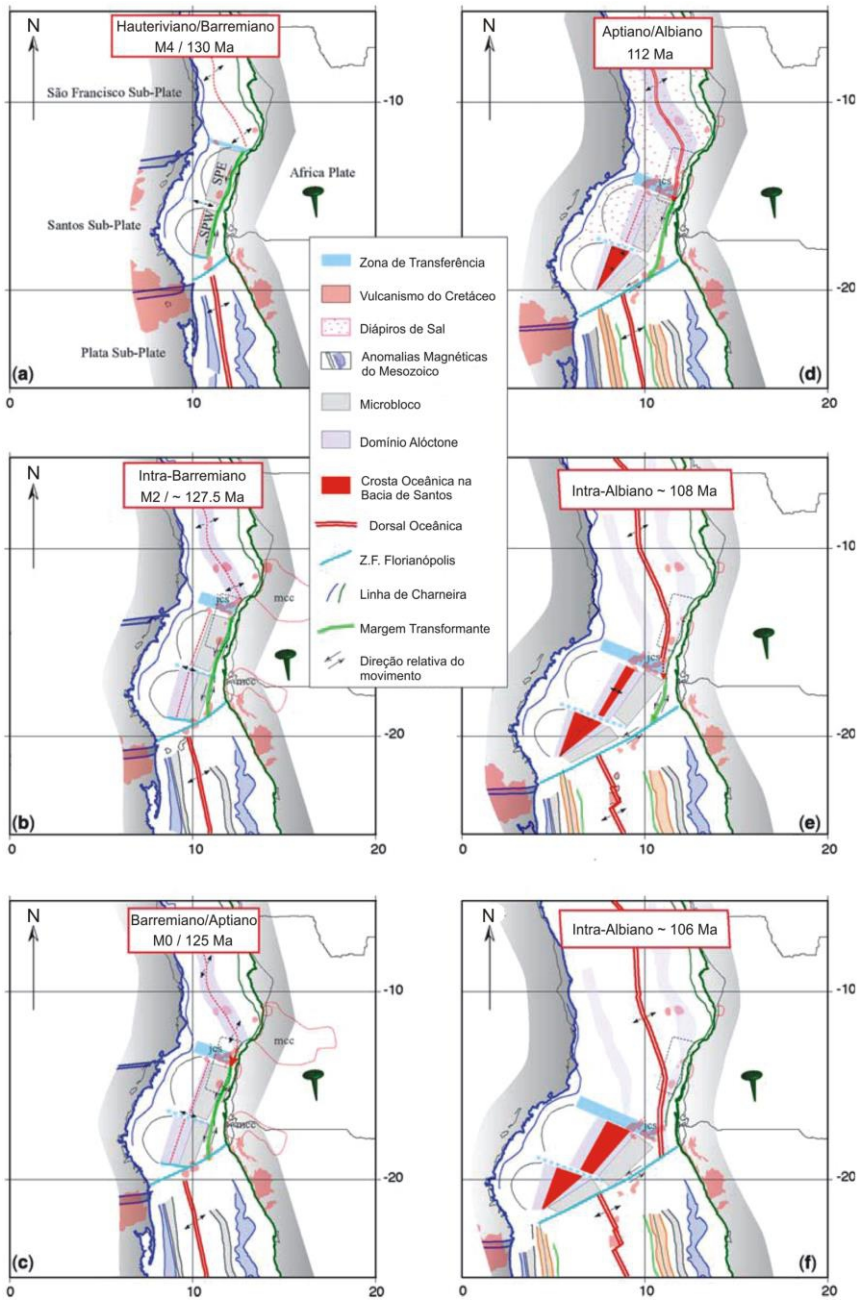
Como já descrito por vários autores, a bacias marginais do sudeste brasileiro (Bacia de Santos, Campos e Espírito Santo) são consideradas pobres em magma (Unternehr et al., 2010; Zalán et al., 2011; Aslanian e Moulin, 2012; Blaich et al., 2011; Huismans e Beaumont, 2011; Moulin et al., 2012; Chaboureau et al., 2013), ao contrário da região sul (Bacia de Pelotas) que é considerada uma margem tipicamente rica em magma (Zalán et al., 2011; Blaich et al., 2011; Franke, 2013; Stica et al., 2014).

Entre todos os sistemas riftes conjugados do Atlântico Sul, a bacia de Santos é a que apresenta maior assimetria com sua margem conjugada do sul de Angola. Segundo alguns autores, Aslanian & Moulin (2012) e Moulin et al. (2012) a bacia de Santos se comporta como uma zona de *buffer* em resposta à migração de blocos continentais resistentes, sendo o *breakup* da bacia de Santos considerado do tipo transformante (Figura 12).

Huismans e Beaumont (2011) utilizam modelagem numérica para diferenciar a margem pobre em magma da porção central do Atlântico Sul da margem também pobre em magma da Iberia-Newfoundland. Segundo esses autores, a grande assimetria, bem como a anômala extensão da bacia de Santos (> 600 km), em contrapartida aos 60 km da margem conjugada de Angola, se dá em função da presença de uma crosta média/inferior muito plástica, que teria possibilitado uma fase de afinamento crustal prolongado do tipo afinamento *depth-dependent*. Zalán et al. (2011) também defendem que a natureza dúctil da crosta média/inferior é responsável por desenvolver uma bacia tão extensa por ter sofrido uma evolução pobre em magma, a região marginal do sudeste brasileiro apresenta um cordão de manto exumado anterior à formação da crosta oceânica. Blaich et al. (2011) descrevem a porção central do Atlântico Sul como decorrente de um processo de afinamento crustal por falhas de descolamento em conjunto com afinamento *depth-dependent*, porém com uma fase de exumação interrompida por intenso magmatismo precursor de crosta oceânica.

Um modelo muito semelhante ao modelo evolutivo da Iberia-Newfoundland foi apresentado para a evolução tectônica do sistema conjugado Campos-Angola (Unternehr et al., 2010) onde as fases de estiramento, afinamento e exumação estão presentes, possibilitando a exumação de material mantélico no fundo oceânico através de falhas de descolamento sub-horizontal, de acordo com os modelos de cisalhamento simples.

Figura 121 - Cinemática de placas tectônicas da região da Bacia de Santos.

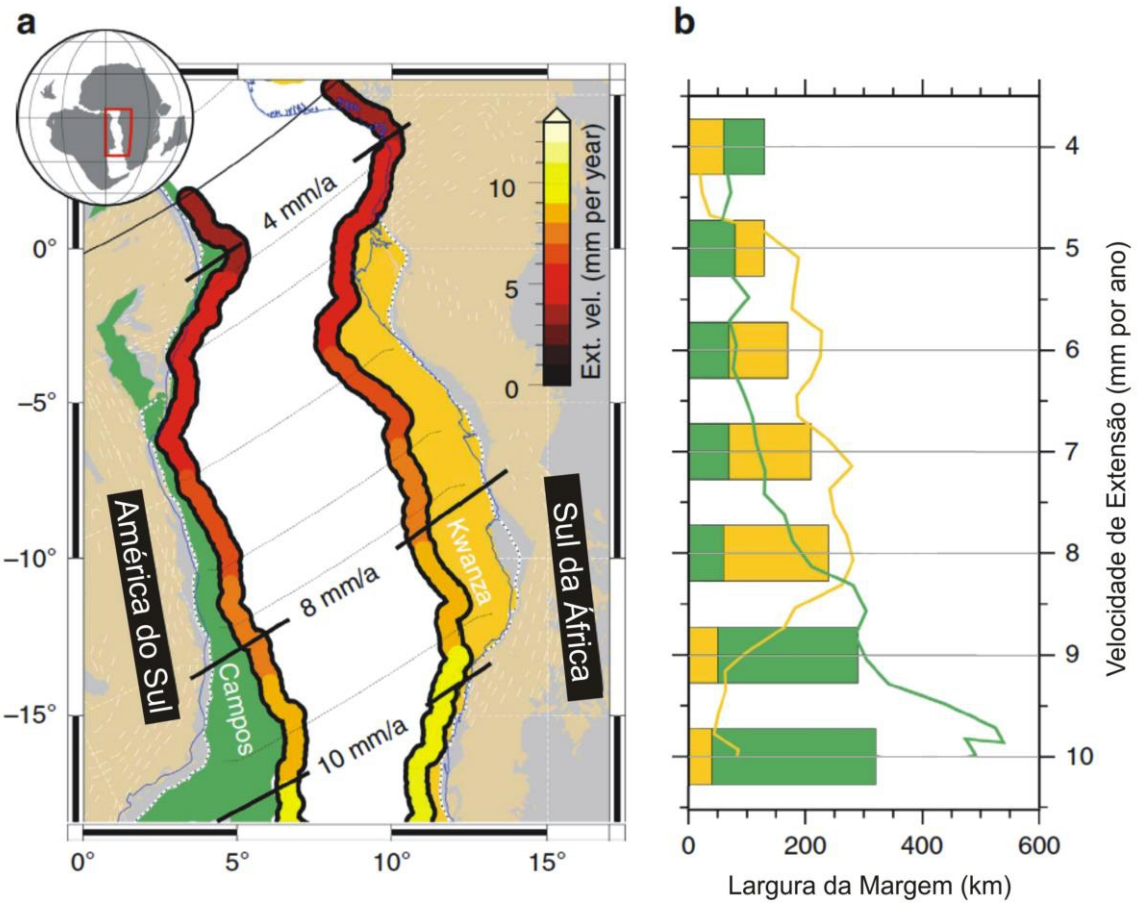


Legenda: Detalhe do movimento dos microblocos no contexto geral do Atlântico Sul desde o Hautereviano–Barremiano (130 Ma – anomalia M4) até o Meso-Albiano (105 Ma). Considerando a placa Africana fixa. As posições das subplacas da América do Sul são restauradas seguindo os parâmetros dados por *Moulin* et al. *(2010)*. Segundo o modelo de *Aslanian* et al. *(2009)*, os estágios a, b, c, e d correspondem à fase de exumação (zona em roxo) do Segmento Central, a norte da Zona de Fratura de Florianópolis (linha azul), exceto na parte sul da Bacia de Santos onde a crosta oceânica só é adicionada após a Chron M0 (área vermelha). Durante o Aptiano, ocorre deposição de sal no segmento Central, exceto na porção da Bacia de Santos onde a subsidência deve ter aumentado após M0. O limite Aptiano-Albiano marca o *breakup*, início de acreção oceânica (linha duplas em vermelho) e o final da deposição do sal. Ao longo da margem Africana, em função da combinação do movimento da Bacia de Santos e os microblocos, a formação de uma margem transformante (linha verde) é seguida da propagação e ruptura do segmento Central do Atlântico Sul. Os montes submarinos Jean Charcot (jcs) parecem estar relacionados à deformação intrapalca que ocorre entre M4 e 112 Ma. Em 105 Ma o movimento dos micros blocos cessam, a Bacia de Santos é totalmente formada e a dorsal oceânica norte alcança a Zona Fratura de Florianópolis.

Fonte: MOULIN et al., 2012.

Brune et al. (2014) demonstram, através de modelagem numérica termo-mecânica, que crosta hiperestirada e assimetria de margens são produzidas por migração do rifte em estado constante (“*steady state rift migration”*). A migração da deformação rifte é atingida por falhamento sequencial da crosta superior, tornando o rifte mais jovem em direção ao oceano, e balanceada por mobilização de crosta inferior. Ainda neste trabalho é demonstrado que maiores velocidades de distensão resultam em maiores larguras e assimetria entre margens conjugadas pobres em magma como ocorre nas bacias da região Central do Atlântico Sul, tanto a largura como a assimetria dos riftes aumentam para sul (Figura 13).

Figura 13 - Velocidades de extensão e largura das margens do Atlântico Sul Central.



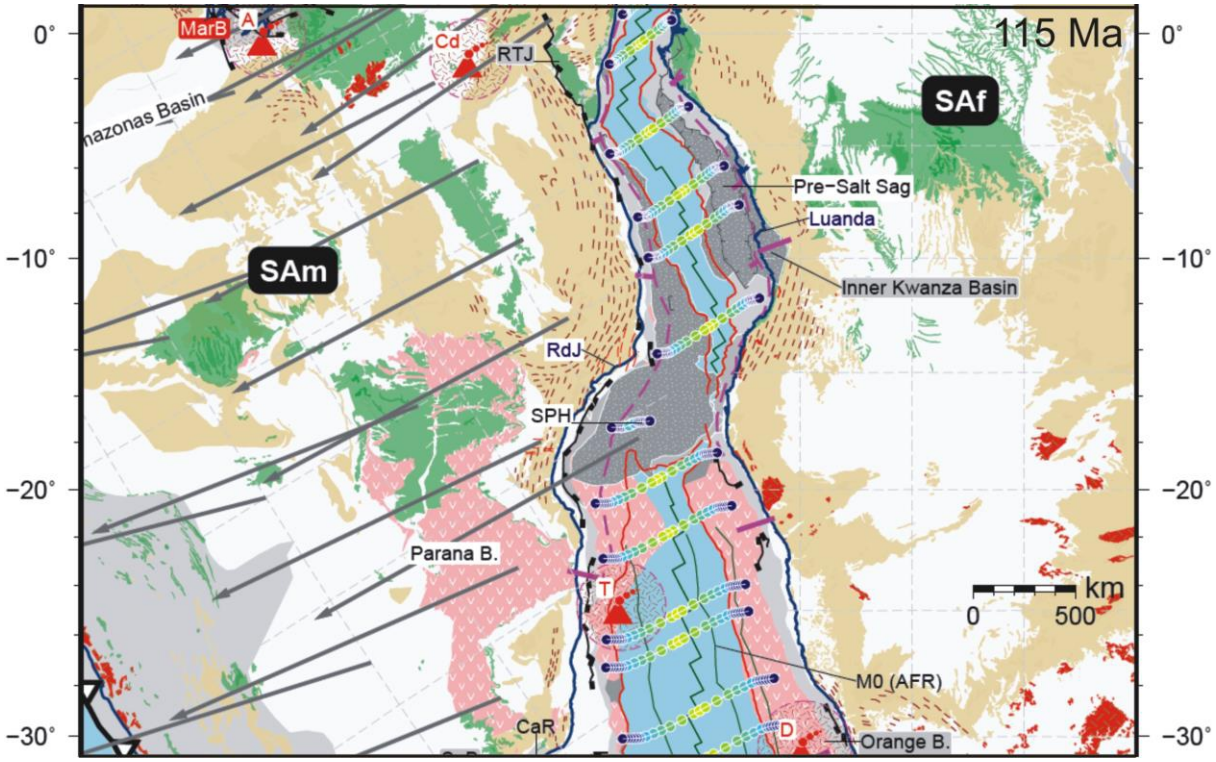
Legenda: (**a**) Segmento Central do Atlântico Sul em uma configuração pós-*breakup*. Crosta continental extendida colorida por placas (Africa: laranja e América do Sul: verde). O limite oceânico ou COB (*Continent-Ocean-Boundary*) foi definido por mapeamento sísmico em conjunto com dados de métodos potenciais. Está colorido por velocidade de extensão (Ext. vel.). Largura das margens foram medidas em km ao longo de linhas de fluxo (linha pontilhada fina). (**b**) Largura das margens *versus* velocidade de extensão para modelagens numérica e cinemática de placas (linhas) reconstruídas para África (laranja) e América do Sul (verde). De acordo com modelagem numérica, a largura da margem aumenta, de forma linear, com o aumento da velocidade de extensão.

Fonte: BRUNE et al., 2014.

Baseado em restauração estrutural de margens conjugadas ao longo do Atlântico Sul, Heine et al. (2013) reconstruíram o Atlântico Sul sem a necessidade da presença de zonas de

cisalhamento intracontinentais, como descrito por outros autores (Aslanian e Moulin, 2012; Moulin et al., 2012). Também neste trabalho é descrito um diacronismo no *breakup* do Atlântico Sul, tendo como último ponto de ruptura as margens conjugadas Santos-Benguela. A Figura 14 representa o momento da última ruptura do Atlântico Sul (Heine et al., 2013).

Figura 14 - Reconstrução de placas tectônicas para 115 Ma, com a África fixada em coordenadas atuais.



Legenda: O *breakup* continental já ocorreu na maior parte do Atlântico Sul/Sul da África. Na região de Benguela-Walvis/Santos o *breakup* ainda não ocorreu em 115 Ma; nesta região, a extensão é focalizada e assimétrica. As bacias da América do Sul entram na fase pós-rifte, sem movimentação significativa nas placas rígidas. Subsidência termal e possivelmente fluxos gravitacionais mobilizam depósitos de evaporitos em direção ao eixo das bacias.
Fonte: HEINE et al., 2013.

Com a recente aquisição de dados sísmicos de refração, a Bacia de Santos apresenta um banco de dados geofísicos completo para estudos da litosfera e sua evolução tectônica. Mesmo que algumas peças chaves descritas em várias outras áreas rifteadas sejam identificadas na região de estudo, muito ainda é desconhecido, seja por falta de dados, como perfuração em região distal, seja por falta de analogia, uma vez que a Bacia de Santos cada vez mais parece ser única. Modelos existentes serão testados e adaptados aos novos dados, e eventualmente combinados, como por exemplo, o modelo de afinamento crustal por falhas de

descolamento de baixo ângulo proposto para a Bacia de Campos por Unternehr et al. (2010), junto com um *breakup* transformante em relação à margem conjugada Africana em função da migração tardia de micro blocos continentais (Aslanian e Moulin, 2012; Moulin et al., 2012).

A primeira publicação a respeito dos resultados obtidos com a aquisição de refração sísmica na bacia de Santos é a de Klingelhoefer et al. (2014). Neste trabalho, o perfil *SanBa* 3 é discutido (ver Figura 2 para localização). O perfil *SanBa* 3 cruza o flanco sul do Platô de São Paulo na direção Leste-Oeste, na porção mais sudeste da bacia de Santos. Tomografia e modelagem direta revelam uma crosta anômala que separa região de crosta continental de crosta oceânica típica. Caracterizada por uma crosta com apenas 5 km de espessura e velocidade sísmica variando em 6,20 km/s na parte superior e 7,40 km/s na parte inferior. Três hipóteses são testadas para esta região: (i) crosta continental afinada, (ii) manto superior serpentinizado, (iii) crosta oceânica anomalamente fina. Os gradientes de velocidades excluem a hipótese de crosta continental; uma reflexão, possivelmente relacionada à *Moho* argumentam contra a hipótese de manto superior serpentinizado, sendo a hipótese de crosta de origem oceânica a mais indicada. Crosta oceânica anômala (espessura de 5 km e velocidades 6,70-7,00 km/s) pode ser explicada por acreção ultralenta gerando inclusões de serpentinitos em crosta inferior na criação de um centro de espalhamento oceânico.

2 **MATERIAIS E MÉTODOS**

A margem sudeste brasileira tem à disposição um banco de dados geofísicos completo para a aplicação aos estudos da litosfera. O banco de dados é vasto não apenas em extensão ou recobrimento da área, mas também pelo caráter multidisciplinar. Para este trabalho temos dados de sísmica de reflexão profunda *Ion-GXT BrasilSpan*, dados de sísmica de refração (projeto *SanBa* – Aslanian et al., 2013), dados de gravimetria (Sandwell e Smith, 2009) e dados de magnetometria (Oliveira e Santos, 2001) recobrindo praticamente toda a área de estudo.

Cada dado foi analisado e interpretado individualmente, porém, o grande diferencial é poder explorar cada tipo de informação à disposição de maneira multidisciplinar, integrando todas as interpretações com ganhos inéditos. Sísmica de reflexão tem grande importância para a interpretação da porção rasa da litosfera (aproximadamente até 15 km de profundidade), enquanto que a sísmica de refração completa essa intepretação até profundidades superiores a 40 km. Os dados de métodos potenciais, gravimetria e magnetometria, são utilizados para suportar os modelos gerados e verificar a continuação lateral das estruturas interpretadas, dando um significado geológico para toda área de estudo.

No presente trabalho daremos ênfase ao tratamento dos dados de sísmica de refração, pois é o principal tema da proposta do trabalho. Outros dados como sísmica de reflexão *Ion-GXT BrasilSpan* serão apenas discutidos, pois não foram trabalhadas quanto ao processamento neste estudo.

2.1 **Sísmica fonte controlada para estudos da Litosfera.**

Os métodos sísmicos são amplamente utilizados em pequena, média e grande escala para a investigação da subsuperfície da Terra, desde o subsolo raso, a poucos metros de profundidade, até estruturas abaixo da litosfera continental, a centenas de quilômetros de profundidade. Sísmica de fonte controlada requer a liberação de energia mecânica para a geração de um campo (*wavefield*) ou uma frente de onda elástica que será registrada por receptores sincronizados entre si.

Estudos da litosfera com a utilização de sísmica de fonte controlada pode ser dividida em duas áreas principais: método de reflexão (*near vertical reflection*) e método de refração

(*wide angle)*. Os dois métodos seguem as leis de *Snell* quanto à reflexão e à refração da onda em uma interface que separa meios com diferentes velocidades sísmicas; ambos os métodos trabalham com os coeficientes de reflexão e transmissão que descrevem a partição do movimento durante a interação com aquelas interfaces. Os coeficientes de reflexão e transmissão dependem do contraste de impedância sísmica, que é o produto da velocidade sísmica e densidade do meio para um dado ângulo de incidência. Um comportamento importante ocorre em chamados ângulos críticos, onde certo ângulo de incidência em uma interface que separa um meio com menor velocidade de um meio de maior velocidade, a onda passa a refratar paralela a esta interface, definindo o chamado "ângulo crítico". Comumente, na Terra, as velocidades sísmicas aumentam em profundidade, produzindo reflexões e refrações em diferentes ângulos, a depender da profundidade (Levander et al., 2007).

Existem diferenças importantes entre os métodos sísmicos, envolvendo geometria de aquisição, o campo de onda (*wavefield*) registrado e analisado, o procedimento usado para gerar uma imagem, e o significado e resolução da imagem final.

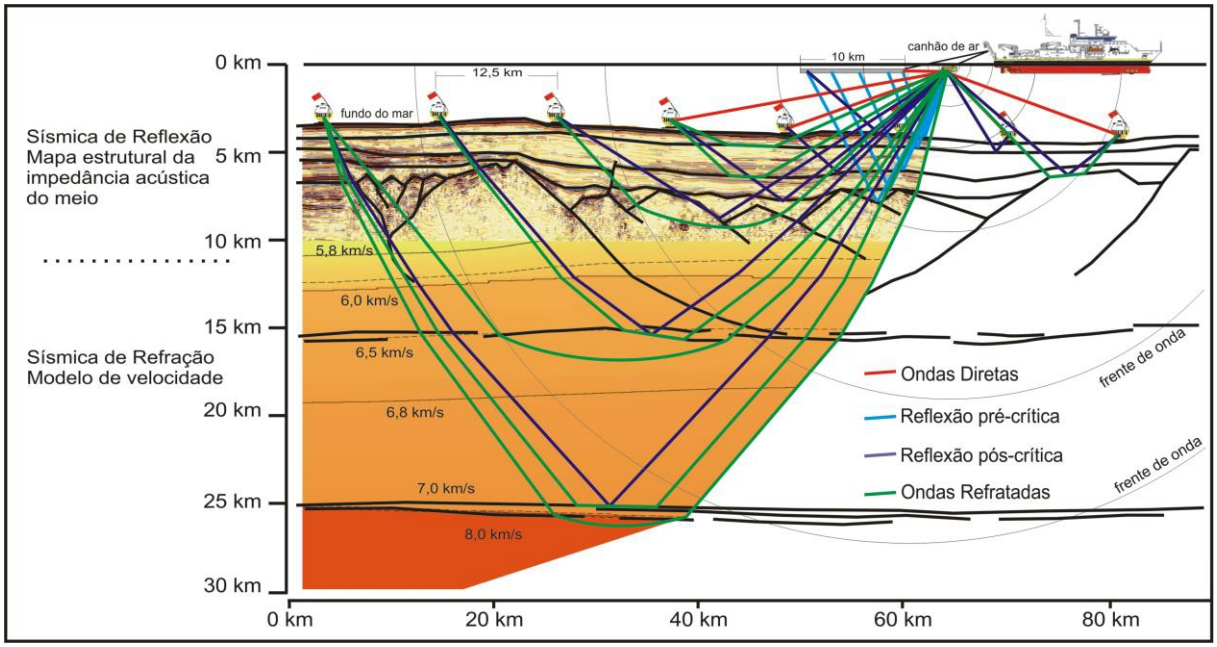
A sísmica de reflexão utiliza ondas que viajam mais verticalmente do que horizontalmente e usa diretamente o campo de onda refletido, ou *back-scattered*, para formar uma imagem da refletividade da área imageada. Ondas sísmicas que chegam às interfaces sub-horizontais com ângulo de incidência pré-ângulo crítico resultam em reflexões reais (Levander et al., 2007). O dado a ser analisado é o campo de onda refletido pré-crítico. O processamento da sísmica de reflexão é baseado no método de ponto médio comum (CMP – *common midpoint*), combinado com formulações do campo de onda para gerar um mapa de refletividade que melhor representa a estrutura do subsolo quanto à impedância acústica. Para estudos da litosfera a aquisição faz uso de cabos sísmicos multicanais com *offsets* de até 10 km (afastamento entre fonte e receptor); a banda de frequência de interesse costumeiramente utilizada é de 8-60 Hz e a principal fonte de energia acústica é um arranjo de canhões de ar (*air guns*) em aquisições marítimas e *vibroseis* (caminhões equipados com queda de peso) para aquisições terrestres.

A sísmica de refração depende da identificação das primeiras chegadas de ondas refratadas e reflexões pós-ângulo crítico de grande amplitude (Levander et al., 2007). A análise do dado é baseada na construção de um modelo utilizando principalmente o tempo de percurso para construir um mapa que represente a distribuição da velocidade sísmica da área investigada. Esta metodologia também é conhecida por sísmica de grande abertura (*wide angle*) em função do grande espaçamento entre fonte e receptor. A aquisição é realizada com o uso de OBS (*Ocean Bottom Seismometer* - sismógrafo de fundo oceânico) e estações

sismológicas terrestres. Os *offsets* podem chegar a centenas ou até milhares de quilômetros e a fonte de energia em aquisições marítimas também é arranjo de canhões de ar e em aquisições terrestres se faz uso de explosivo químico; a banda de interesse é de 1-20 Hz. O objetivo primário do uso de sísmica de grande ângulo em estudo da litosfera é a determinação da distribuição em profundidade das velocidades sísmicas da crosta continental, transicional, oceânica, e do manto superior.

Para estudo de litosfera em ambiente transicional de crosta continental para crosta oceânica (ou seja, nas bacias marginais) idealmente se faz a aquisição recobrindo toda a área de interesse, seja marinha ou terrestre. Os dois métodos são extremos; os dados de reflexão fornecem uma imagem estrutural de alta resolução, porém de menor alcance em profundidade, enquanto que os dados de sísmica de refração fornecem um modelo de velocidade de baixa resolução, porém com alto alcance em profundidade. A Figura 15 representa os diferentes métodos quanto à frente de ondas acústicas utilizadas e o resultado quanto à imagem final. Um trabalho sísmico completo para estudos da litosfera deve compreender os dois métodos juntos.

Figura 15 - Representação esquemática dos métodos sísmicos de reflexão e refração.



Legenda: Seção geológica sobreposta a uma imagem resultante do processamento da sísmica de reflexão (parte superior rasa, mostrando uma seção estrutural da impedância acústica do meio imageado) e uma imagem resultante do processamento da sísmica de refração (parte inferior profunda, mostrando uma seção do modelo de velocidade do meio imageado). Linhas retas coloridas representam as frentes de ondas em forma de raios; em vermelho as ondas diretas; em azul claro as ondas refletidas pré-críticas; em roxo as ondas refletidas pós-críticas; em verde as ondas refratadas. As frentes de onda são produzidas por um arranjo de canhões de ar comprimido, rebocado por um navio sísmico. Ondas refletidas pré-críticas registradas pelo cabo sísmico multicanal formam o principal elemento da

sísmica de reflexão. Ondas refletidas pós-críticas e refratadas registradas por sismógrafos de fundo formam o principal elemento da sísmica de grande ângulo.

Fonte: O autor, 2015.

2.2 **Projeto *SanBa* – The Santos Basin Seismic Research Project**

O projeto *SanBa*, realizado entre 2010 e 2013, foi uma campanha de pesquisa conjunta que envolveu várias instituições de pesquisa assim, como a Petrobras como financiadora e parte integrante executora: Departamento de Geociências Marinha do IFREMER (*Institut Français de Recherch pou l'Explotation de la Mer,* França), Laboratório do Domínio Oceânico do IUEM (*Institut Universitaire et Européen de la Mer*, França), Universidade de Lisboa (Lattex e CGUL, Portugal) e Instituto de Geociências da Universidade Federal de Brasília.

O principal objetivo do projeto *SanBa* foi levantar novos dados geofísicos para testar modelos existentes e/ou propor um novo modelo para a história evolutiva da margem passiva do sudeste brasileiro, considerando todas as observações geofísicas, geodinâmicas e geológicas (Aslanian et al., 2013).

A aquisição contou com o uso de *OBSs* (*ocean bottom seismometers*), cabo sísmico multicanal de 4,5 km, gravímetro e magnetômetro, além de batimetria de alta resolução e sonda de sedimento tipo *chirp*. Ao todo foram levantados 6 perfis, sendo os principais recobrindo área de crosta continental não estirada, percorrendo toda a bacia de Santos na direção NW-SE até cruzar a Zona de Fratura de Florianópolis, já em provável domínio de crosta oceânica. Os perfis SB7, SB6 e SB4 foram programados para fazer a correlação entre os perfis principais, posicionados em diferentes domínios estruturais (Aslanian et al., 2013). O perfil SB3 foi posicionado em uma região de transição entre crosta continental e crosta oceânica. A Figura 16 mostra a localização da área de pesquisa e o posicionamento do levantamento geofísico.

Os perfis principais foram prolongados aproximadamente 120 km sobre o continente, onde foram instaladas bases sismológicas móveis com geofones de 3 componentes (LSS – *Land Seismic Station*) objetivando registar os sinais acústicos liberados pelos canhões de ar na porção marítima, a fim de recobrir uma área de crosta continental não deformada.

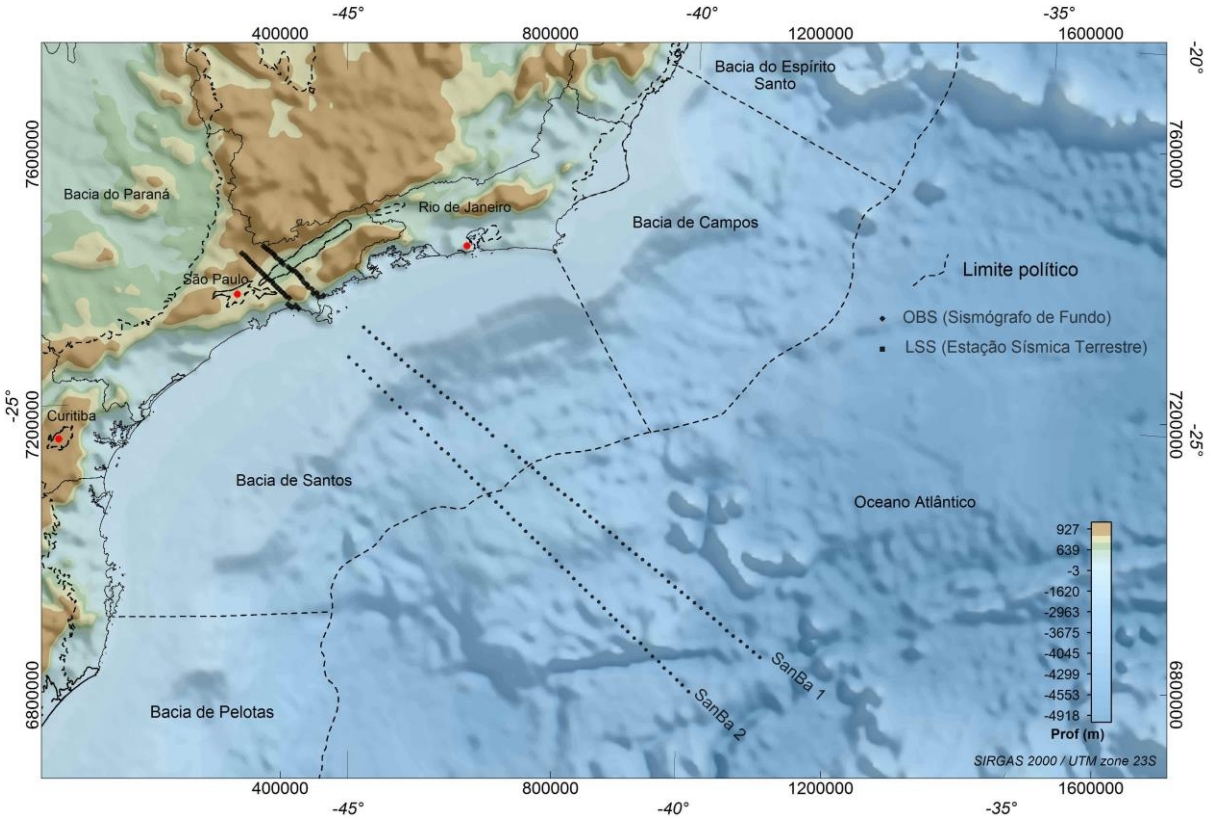
No perfil SB1 foram implantados 61 OBS e 24 LSS em uma extensão de 950 km (830 km em mar e 120 km em terra); os tiros de canhão de ar foram efetuados a cada 150 m, em

intervalos de 60 s, não tendo havido tiro sobre a porção terrestre. O perfil SB2 contou com a implantação de 55 OBS e 24 LSS em uma extensão de 930 km (810 em mar e 120 em terra), também com tiros a cada 150 m e intervalo entre tiro de 60 s. Ao todo, a campanha contou com a implantação de 187 OBSs e 48 LSSs.

Simultaneamente ao levantamento de sísmica de refração, foi utilizado um cabo sísmico multicanal de 4,5 km de extensão para o levantamento de sísmica de reflexão. Foram levantados aproximadamente 2.700 quilômetros de sísmica de reflexão. O arranjo de canhões de ar foi programado para favorecer um sinal de baixa frequência, considerado ideal para os registros nos OBSs (sísmica de refração), mas que pode comprometer a qualidade dos registros de sísmica de reflexão.

Para o presente estudo, apenas os modelos de velocidade para os perfis SB1 e SB2 serão apresentados e foram utilizados na pesquisa.

Figura 16 - Mapa de localização do Projeto *SanBa*.



Legenda: Posição dos OBSs e LSSs (pontos pretos) utilizados na pesquisa Os limites geográficos das bacias sedimentares, a cota batimétrica e as principais cidades também estão representados. Mapa batimétrico derivado de altímetro de satélite (Smith e Sandwell, 1997).

Fonte: O autor, 2015.

2.2.1 Tratamento dos dados de Sísmica de Refração.

Os dados tratados como sísmica de refração são os tiros de canhões de ar registrados pelos sismógrafos de fundo (OBS – *Ocean Bottom Seismometers*) e estações sísmicas terrestres (*LSS – Land Seismic Station)*. Correções pré-processamento são aplicadas, incluindo a correção da deriva instrumental do relógio de cada instrumento em relação ao GPS base e a correção de posicionamento dos OBSs em função da descida ao fundo do mar em relação à posição de lançamento. A correção do posicionamento dos OBS é obtida utilizando os tempos de chegada das ondas diretas do dado não filtrado. Em diferentes posições ao redor do ponto de lançamento é simulado o tempo de chegada das ondas direta e posteriormente o dado simulado é comparado com o dado observado. De modo iterativo o espaçamento utilizado entre pontos de simulação é diminuído de modo que a discrepância entre o dado simulado e o dado observado chegue a um mínimo aceitável como a nova posição. Para o projeto *SanBa* a variação de posicionamento dos OBSs entre a posição de lançamento e posição corrigida não ultrapassou 200 m, mesmo em lamina d'água superior a 4000 m.

Uma rotina de processamento é aplicada ao dado bruto para facilitar a interpretação dos registros, principalmente os com grandes *offsets*. A rotina inclui *debiasing*, deconvolução spectral, filtro *Butterworth* de 5 a 15 Hz, e equalização. *Debiasing* remove uma média de cada traço fazendo com que os valores variem em torno de zero, os filtros de deconvolução e *Butterworth* eliminam ruídos e um filtro auto ganho (AGU – *auto gain control*) é aplicado para equalizar o dado. A Figura 17 mostra um sismograma de um registro OBS sem a rotina de processamento e outro com a aplicação da rotina. Deve-se ficar atento para a interpretação de amplitudes, pois após a aplicação da rotina de processamento as amplitudes não são verdadeiras; amplitudes devem ser interpretadas sem aplicação do ganho.