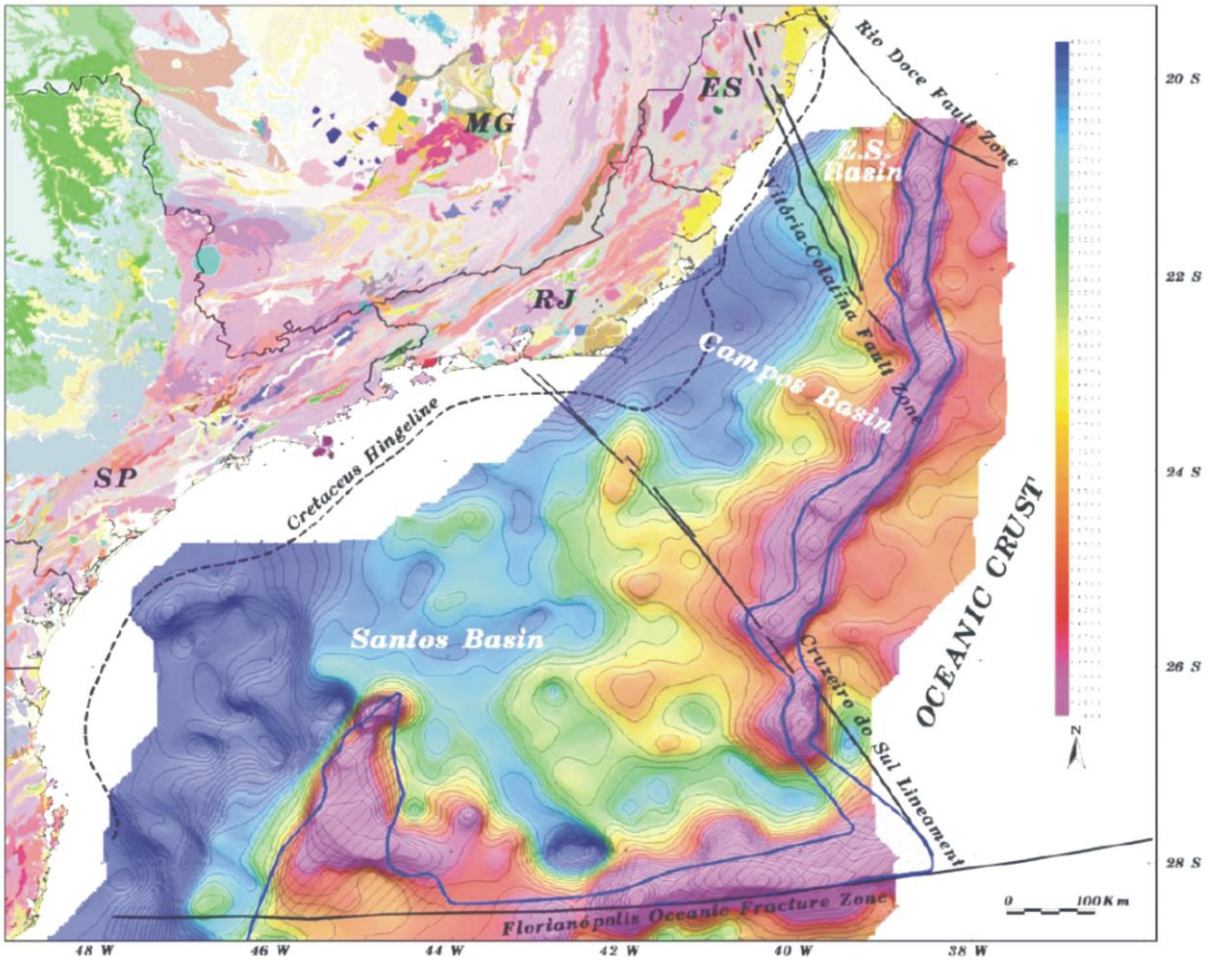
Figura 5: Mapa do contorno estrutural da descontinuidade de *Moho* (profundidade para o topo do manto) do sudeste brasileiro.



Legenda: A área hachurada e limitada por linha azul na porção mais a leste limita o manto exumado (sin rifte e *breakup*).
Fonte: ZALÁN et al., 2011.

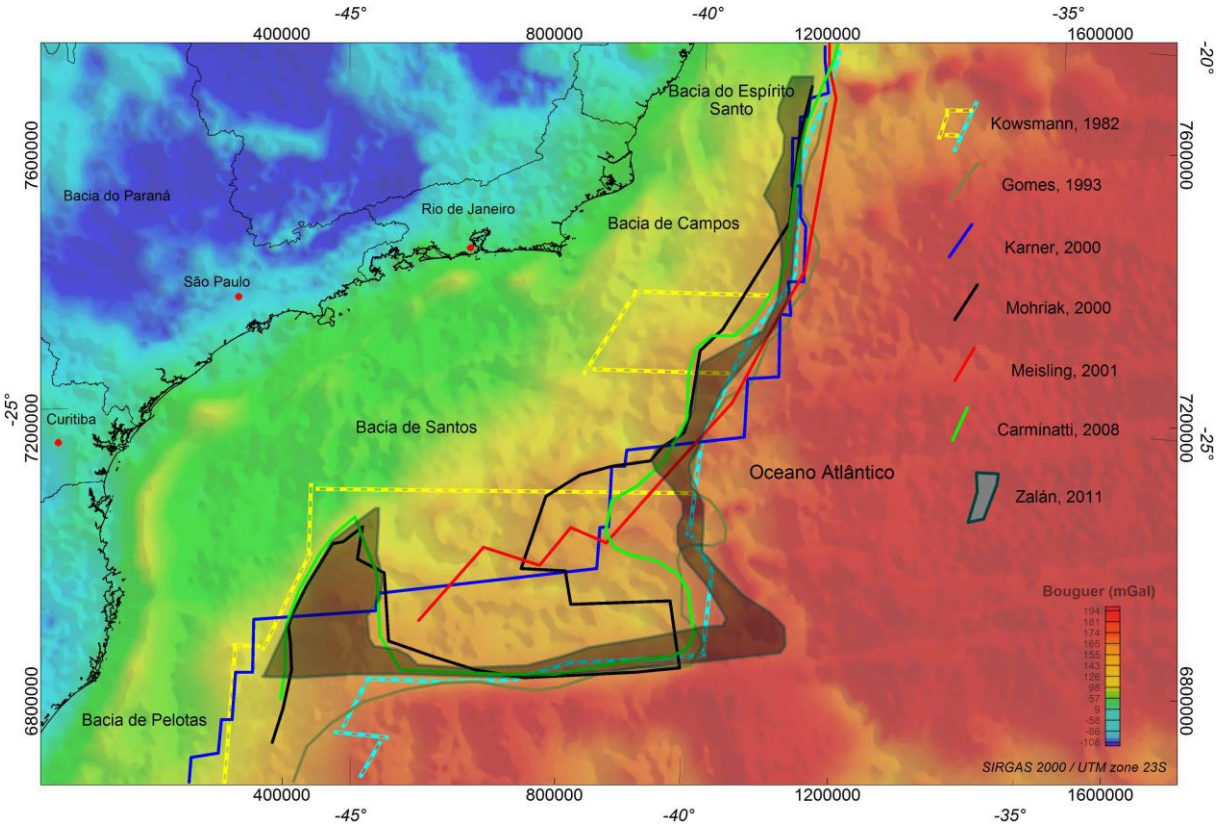
Trabalhos que discutem processos e mecanismos de formação de riftes (Huismans e Beaumont, 2011; Lavier e Manatschal, 2006; Manatschal, 2004; Péron-Pinvidic, 2010; Peron-Pinvidic et al., 2013; Ranero e Pérez-Gussinyé, 2010; Reston, 2009; Sutra e Manatschal, 2012; e Unternehr et al., 2010) mostram que algumas peças desses modelos estão presentes, mas a falta de dados geofísicos e geológicos dificultam a correlação e o entendimento dos processos que atuaram na formação da bacia de Santos. Alguns autores demostram que para a criação de crosta hiperestirada é fundamental a existência de falhas de descolamento com grande deslocamento horizontal (Lavier e Manatschal, 2006; Manatschal, 2004; Péron-Pinvidic, 2010; Sutra e Manatschal, 2012) e que falhamento polifásico com a migração da deformação para o centro da bacia ou o futuro *breakup*, é típico de bacias hiperestirada (Ranero e Pérez-Gussinyé, 2010; Reston, 2009).

Modelos conservativos (onde o volume inicial de crosta é mantido durante o processo de rifteamento) e não conservativos (Aslanian e Moulin. 2012; Aslanian et al., 2009) também devem ser levados em conta, uma vez que trabalhos de reconstrução de placas (Moulin et al., 2010) mostram complicações em manter volumes de crosta inicial igual à final (Aslanian e Moulin, *op. cit.;* Moulin et al., 2012).

A bacia de Santos é descrita como pobre em magma, em comparação com a vizinha Bacia de Pelotas, onde o volume de magma produzido foi muito grande (Stica et al., 2014; Zalán et al., 2011). Descreve-se também, com base em interpretação de sísmica de reflexão profunda, a geração de falhas crustais que cortam toda a crosta, tornando a mesma acoplada com o manto superior e focalizando os esforços de deformação distensivos o que possibilitaria a formação de crosta hiperestirada. O rifte de Santos é polifásico (Zalán et al., 2011), sendo que o mais jovem ocorre em direção à crosta oceânica, inclusive limitando a ocorrência de uma seção sedimentar basal mais antiga a apenas até o alto externo. Aslanian et al., (2009) e Moulin et al., (2010) sugerem um rifte oblíquo à deriva continental e que esta movimentação seria responsável pela criação da extensa bacia com a possibilidade de ocorrência de crosta oceânica ou exumação de material alóctone (crosta inferior ou manto superior) no centro da bacia.

O limite crosta continental-crosta oceânica (COB) foi e ainda é assunto de muito debate. Utilizando diferentes técnicas para análise e interpretação, todos a partir de métodos indiretos, diferentes trabalhos chegaram a resultados distintos. Outra discrepância é quanto ao significado deste limite. Para alguns autores o volume de adição magmática é o critério utilizado e para outros o critério é o domínio litosférico, dividido em litosfera continental ou litosfera oceânica. Os métodos mais aplicados para estes estudos são interpretação de métodos potencias, interpretação sísmica e modelagem de bacia, tanto modelagem numérica quanto de métodos potenciais. A Figura 6 mostra algumas interpretações para posicionamento deste limite, de acordo com os trabalhos de Carminatti et al. (2008), Gomes et al. (1993), Karner (2000), Kowsmann et al. (1982), Meisling et al. (2001), Mohriak et al. (2000); Zalán et al. (2011).

Figura 6 – Histórico do COB (*Continent-Ocean-Boundary*) para o sudeste brasileiro.



Legenda: Mapa de anomalia *Bouguer* do sudeste brasileiro. Em diferentes formas de linhas estão representadas diferentes interpretações para o COB (*Continent-Ocean-Boundary*). Compilado de Carminatti et al. (2008), Gomes et al. *(1993)*, Karner (2000), Kowsmann et al. (1982), Meisling et al. (2001), Mohriak et al. (2000), Zalán et al. (2011).
Fonte: O autor, 2015.

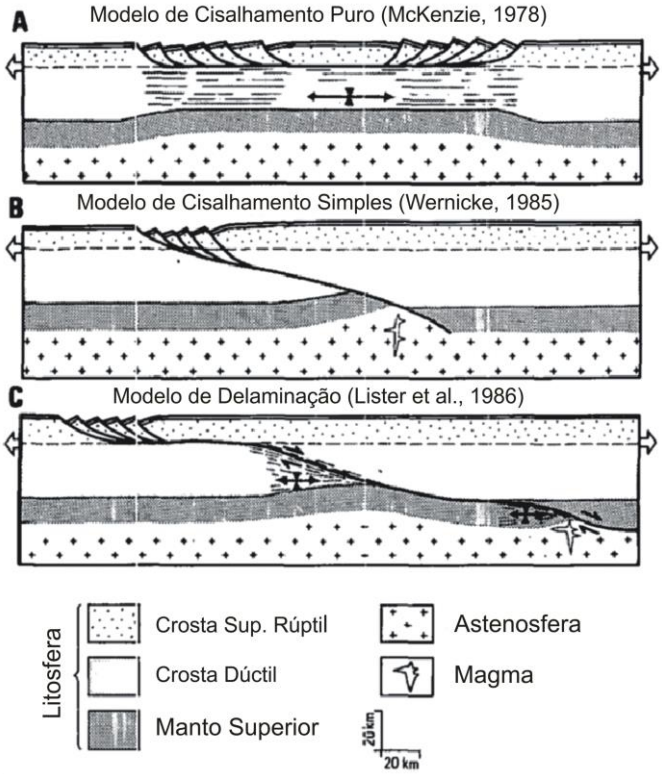
Estruturas de menor expressão ocorrem na direção ENE-WSW e EW (Zalán e Oliveira, 2005). São identificadas zonas de transferências com orientação NW-SE, afetando tanto o embasamento como camadas mais novas, ao ponto de remarcar domínios diferenciados de tectônica de sal na bacia (Souza, 2008). Essas estruturas de transferência controlam o preenchimento sedimentar em depocentros alongados e o desenvolvimento de mini bacias (Souza, *op. cit.*).

1.3 **Processos e estruturas formadores de Riftes tipo Atlântico.**

Os modelos pioneiros de como se formam as bacias marginais tipo rifte, mostravam crosta continental justaposta à crosta oceânica com uma passagem abrupta. Mckenzie (1978)

propôs um modelo de cisalhamento puro onde a distensão da crosta se dá de forma uniforme gerando riftes simétricos. Wernicke (1985) e Lister et al. (1986) desenvolveram modelos de cisalhamento simples, baseado nos modelos extensionais da região do *Basin and Range*, USA, onde falhas de descolamento de baixo ângulo cortam toda a crosta, gerando riftes assimétricos (Figura 7). Esses modelos foram gerados praticamente com observações da porção proximal de bacias tipo rifte ou riftes abortados, já que pouco se sabia a respeito dos processos e estruturas envolvendo a porção distal (principalmente em margens hiperestiradas) e a transição crosta continental-crosta oceânica (COT - *Continent-Ocean-Transition*). Hoje sabemos que esses modelos pioneiros representam processos relativos a estágios de rifteamento, porém não são suficientes para explicar todo o processo que leva uma crosta continental a estirar, afinar e romper, e que o contato entre crostas é mais complexo do que se imaginava (Lavier e Manatschal, 2006), como mostra a Figura 8.

Figura 7 - Modelos pioneiros de extensão continental.

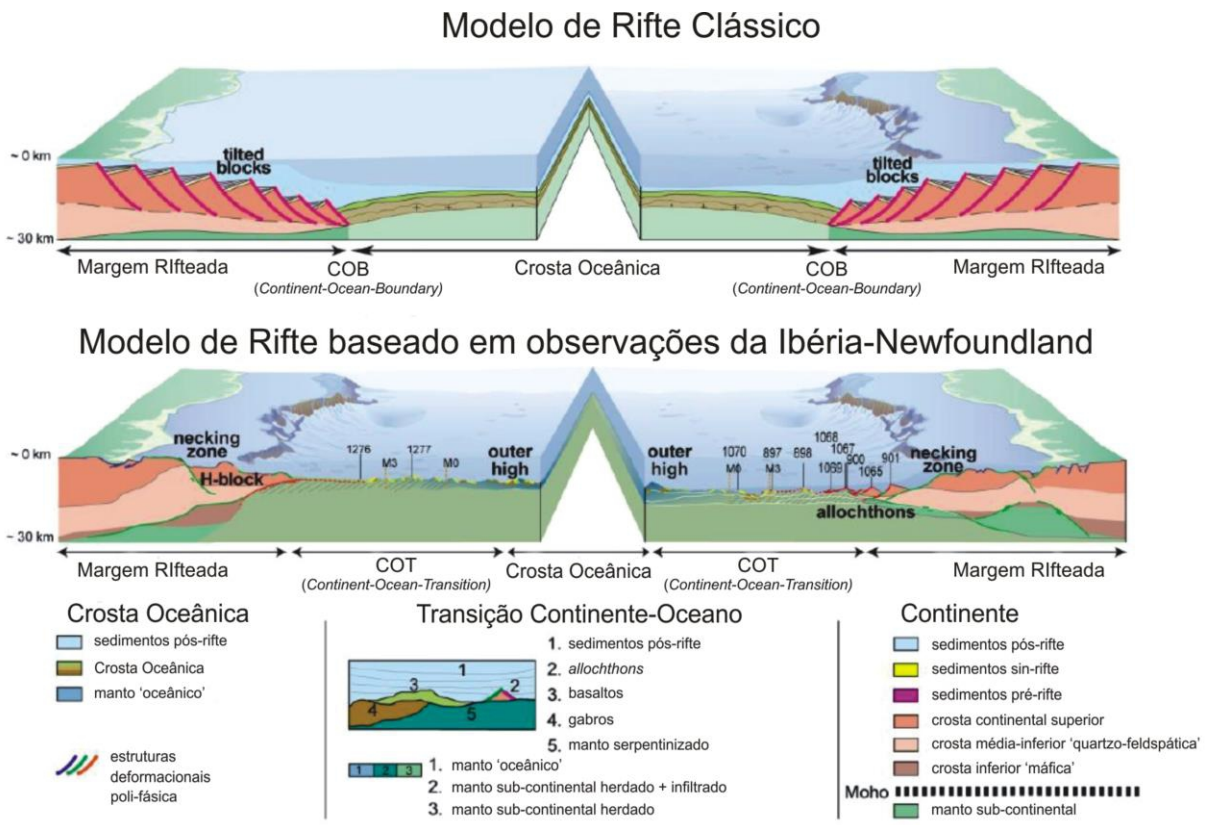


Legenda: **A**: Modelo e Cisalhamento Puro; **B**: Modelo de Cisalhamento Simples; **C**: Modelo de Delaminação.
Fonte: LISTER et al., 1986.

Os avanços na exploração de hidrocarbonetos em áreas de fronteira *offshore*, bem como o interesse da comunidade científica, levaram à aquisição de dados geofísicos e geológicos, principalmente campanhas de perfuração oceânica, em áreas distais que mostraram que os processos e estruturas distais são diferentes dos proximais. Essas

descobertas possibilitaram a formulação de novos conceitos e modelos, principalmente para as regiões distais e limites entre crosta continental e crosta oceânica (COB – *Continent Ocean Boundry*). Essas novas ideias foram praticamente todas desenvolvidas por estudos realizados nos sistemas de margens conjugadas da Iberia-Newfoundland e Leste da Groenlandia-Noruega, ambos no Atlântico Norte, e posteriormente aplicada ao Atlântico Sul (Peron-Pinvidic et al., 2013).

Figura 8 - Representação esquemática de uma margem rifteada.



Legenda: A representação do modelo clássico mostra sedimentos pré-, sin- e pós- rifte sobre crosta continental estirada, afetada por falhas de alto ângulo na crosta superior e deformação dúctil na crosta inferior, justaposta à crosta oceânica típica. A representação das estruturas rifte da margem Iberia/Newfoundland foram deduzidas de sísmica de reflexão e furos de sondagem. As principais diferenças para o modelo clássico são a ocorrência de manto exumado ao longo de falhas de descolamento na transição continente-oceano.
Fonte: adaptado de MANATSCHAL et al., 2010.

Diferentes cenários foram descritos na tentativa de interpretar e explicar esses novos dados. Margem vulcânica e a outra *end menber*, a margem não vulcânica, foram ajustadas para margem rica em magma e margem pobre em magma, como é o caso do sistema conjugado Leste da Groenlandia-Noruega e Iberia-Newfoundland respectivamente

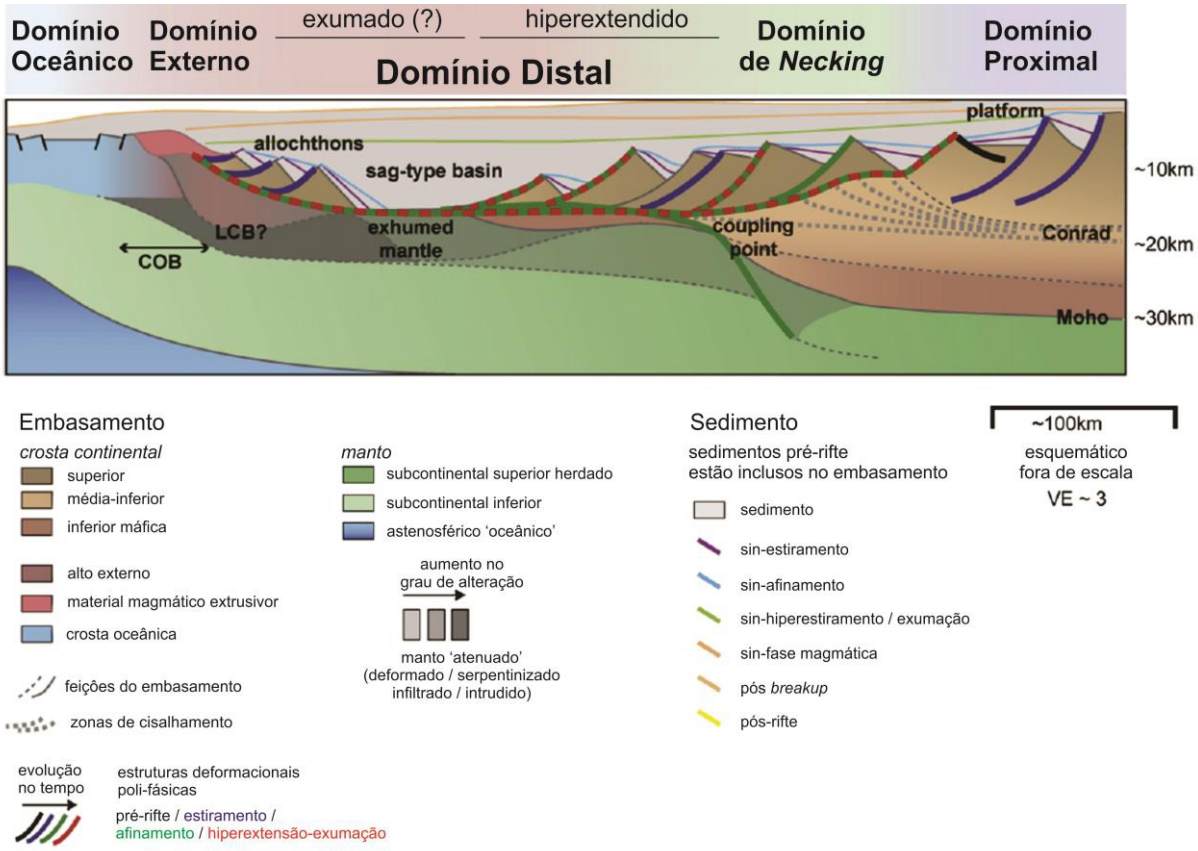
(Manatschal, 2004; Geoffroy, 2005; Franke, 2013; Peron-Pinvidic et al., 2013). Domínios como *Necking Zone*, *H-block*, zona transicional, zona de exumação e oceanização, entre outros, foram introduzidos. Processos como estiramento, afinamento e exumação também começaram a ser utilizados, a partir dos trabalhos de Manatschal (2004), Lavier e Manatschal (2006), Pérez-Gussinyé et al. (2006), Reston (2009), Péron-Pinvidic (2010), Ranero e Pérez-Gussinyé (2010), Huismans e Beaumont (2011), Sutra e Manatschal (2012), Peron-Pinvidic et al. (2013), Franke (2013).

Modelos conservativos e não conservativos, que levam em conta a tectônica de placas foram discutidos em outras margens do Atlântico, como Jequitinhonha-Gabão e Espirito Santo-Angola (Aslanian et al., 2009). Observações importantes para o estudo de margens rifteadas, a respeito do ajuste dos movimentos horizontais necessários para reconstrução cinemática de placas tectônicas, foram descritos e paulatinamente incorporados a estudos geotectônicos de formação de bacias tipo rifte. Outros autores perceberam, em algumas margens, a ausência de massa continental quando a reconstrução estrutural é ajustada a modelos de restauração de placas tectônicas (Aslanian e Moulin, 2012; Aslanian et al., 2009; Moulin et al., 2010, 2012).

1.3.1 Domínios estruturais.

A recente publicação de Peron-Pinvidic *et al* (2013) faz uma revisão sobre terminologias e domínios estruturais, peças fundamentais coexistentes em todos os sistemas riftes do Atlântico, seja em margens ricas ou pobres em magma. A diferenciação entre riftes se dá por variações locais, como herança estrutural, evolução térmica e composição da litosfera. Os domínios estruturais são: domínio proximal, *necking*, domínio distal, domínio externo e domínio oceânico (Figura 9). Os limites devem ser considerados transicionais e não abruptos, o que muitas vezes torna difícil sua identificação. Isso se deve ao fato de que cada domínio é produto de um processo deformacional que em alguns casos podem se sobrepor no tempo e no espaço.

Figura 9 - Seção esquemática de uma margem rifteada com os domínios estruturais representados.



Fonte: adaptado de PERON-PINVIDIC et al., 2013.

1.3.1.1 Domínio Proximal

O Domínio Proximal representa a porção mais interna da crosta continental que foi submetida a estiramento com valores de distensão baixa. Essas áreas são comumente chamadas de plataforma continental e são caracterizadas por *grabens* e *half-grabens* preenchidos por sedimentos sin-tectônicos. Falhas normais afetam as porções *brittle* da crosta superior e morrem ao nível de crosta média (zonas miloníticas sub-horizontais), não afetando a base da crosta ou a *Moho*, ou seja, a deformação é desacoplada em escala litosférica. Ombreiras marginais são instaladas durante o processo de afinamento crustal e sofrem deformação (soerguimento e erosão) durante todo o processo de acomodação litosférica sin e pós-rifte (Redfield e Osmundsen, 2013).

1.3.1.2 Domínio de *Necking*

O Domínio de *Necking* corresponde à região onde a crosta continental assume uma geometria de cunha. É a zona em que a *Moho* sofre uma inflexão, produzindo um grande afinamento da crosta continental, de mais de 30 km para menos que 10 km (Manatschal, 2004; Lavier e Manatschal, 2006; Manatschal et al., 2010; Péron-Pinvidic, 2010; Sutra e Manatschal, 2012; Peron-Pinvidic et al., 2013). Este domínio é caraterizado pelo local onde o topo do embasamento e o topo do manto superior (*Moho*) convergem; a partir deste local, em direção ao oceano, é gerado grande espaço para acomodação de sedimentos. *Taper Break* é o termo utilizado para definir o limite externo do *Necking*, o qual é definido como o ponto onde a crosta continental mais próxima da costa é afinada para 10 km de espessura. O *taper break* normalmente coincide com o ponto onde a crosta se torna acoplada ao manto, fazendo com que falhas cortem toda a crosta continental, afetando inclusive o manto superior. A crosta continental junto com o manto superior reage de forma rúptil aos esforços distensivos (Osmundsen e Redfield, 2011).

1.3.1.3 Domínio Distal

O Domínio Distal, também denominado domínio de crosta continental hiperestirada, é caracterizado pela porção onde a crosta continental atinge uma espessura inferior a 10 km. A depender da interpretação, este domínio pode ter composição de crosta superior, crosta inferior, manto subcontinental exumado ou crosta oceânica embrionária. Muitos autores definem este domínio como zona de transição, na qual intrusões magmáticas são frequentemente sugeridas. Seja qual for a composição, a principal característica deste domínio é que a crosta e o manto superior apresentam regime rúptil e se comportam de forma acoplada. Os mecanismos envolvidos na hiperextensão da crosta ainda são bastante discutidos. Reston (2009) descreve o processo como falhamento polifásico, onde estruturas mais antigas são deformadas por estruturas mais jovens, enquanto Ranero e Pérez-Gussinyé (2010) descrevem o processo por falhamento sequencial. Outros autores descrevem o processo através de falhas de descolamento com grande movimentação horizontal, chamadas também de falhas de exumação pelo fato de ascender material de crosta inferior ou do manto

superior (Manatschal, 2004; Lavier e Manatschal, 2006; Antobreh et al., 2009; Péron-Pinvidic, 2010; Zalán et al., 2011; Huismans e Beaumont, 2011; Sutra & Manatschal, 2012; Peron-Pinvidic et al., 2013). Comum a todos os autores é o fato de que este domínio está sujeito à serpentinização do manto superior subcontinental, seja aflorante como em subsuperfície. Pérez-Gussinyé et al. (2006), através de modelagens numéricas, mostram que tanto a composição do manto superior como o estágio termal em que se encontra a bacia são condições que induzem a serpentinização ou o "derretimento" do manto superior, produzindo exumação ou magmatismo. Os eventos magmáticos associados a esta fase são também chamados de oceanização, pois antecedem a instalação do sistema magmático oceânico típico.

1.3.1.4 Domínio Externo

O Domínio Externo é extremamente importante para a definição de margem pobre em magma ou margem rica em magma. Este domínio representa o local entre o embasamento do domínio distal e a primeira crosta oceânica verdadeira, com manto astenosférico suboceânico. O limite em direção ao oceano corresponde ao COB (*Continent-Ocean-Boundary)*, embora muitas vezes pode ser difícil de definir. Geralmente associa-se a um alto topográfico e consequente aprofundamento da *Moho,* e corresponde a um pulso magmático mais intenso, imediatamente anterior à aparição da primeira crosta oceânica típica. Em riftes ricos em magma este alto externo pode não ser tão evidente, pois antecede uma sequência de eventos magmáticos expressivos (SDR – *Seaward Dipping Reflectors*); já em riftes pobres em magma, geralmente representa um alto topográfico ou monte submarino.

1.3.1.5 Domínio Oceânico

Este domínio representa toda a porção oceânica da bacia, isto é, tudo que ocorre em direção ao oceano depois do COB. Muitas vezes este domínio pode ser bastante ambíguo por não ser uma transição abrupta. Isso pode acontecer em função da diversidade na formação de crosta oceânica como, por exemplo, velocidade de afastamento de placas e propriedades geofísicas muito semelhantes ao domínio externo.

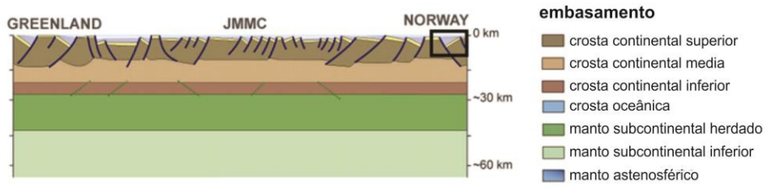
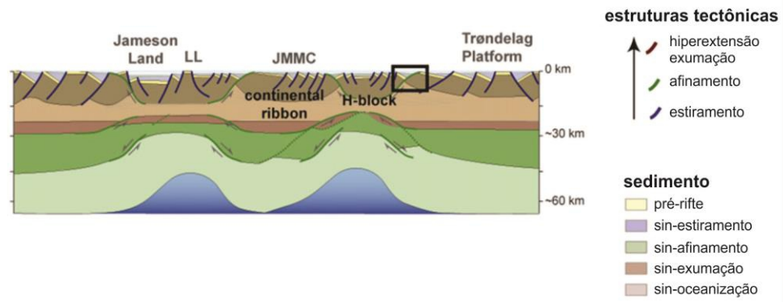
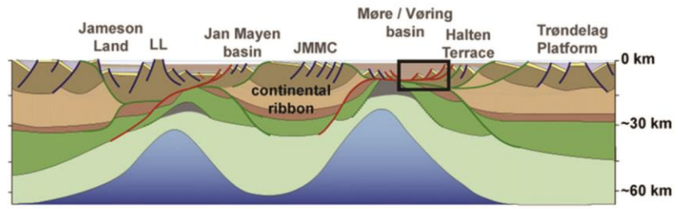
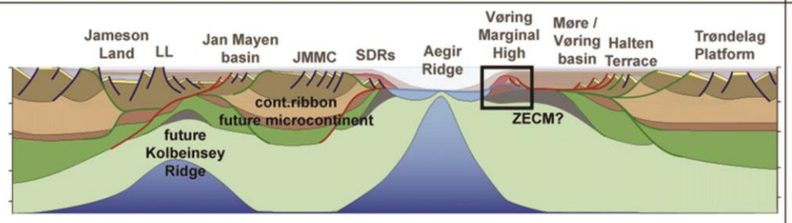
1.3.2 Processos formadores de Riftes tipo Atlântico

Muitas bacias marginais tipo rifte apresentam estruturas semelhantes, como sequência de *grabens e horsts*, blocos rotacionados, domínio hiperestirado, preenchimento tipo *sag*, etc. Com isso é razoável pensar que processos semelhantes atuam nessas bacias. O que diferencia uma bacia rifte de outra, tanto espacial como temporalmente, está relacionado a variações locais, como os estados termal e reológico e a composição crustal da área durante o estágio de rifteamento. Peron-Pinvidic et al., (2013) fazem uma revisão sobre os processos formadores de riftes tipo Atlântico e como cada processo está vinculado a um estilo ou domínio estrutural, que embora possam resultar em geometrias distintas, principalmente quanto a dimensões e abrangência das estruturas, esses processos se manifestam em todos os riftes.

Muitos sistemas riftes já estudados mostram que a estruturação pré-rifte é muito influente, tanto para o posicionamento quanto para geometria do rifte. Uma área afetada por rifteamento quase sempre já sofreu algum evento tectono-magmático prévio. Muitas estruturas herdadas podem caracterizar as condições do terreno pré-rifte, como falhas locais e regionais, existência de bacia, heterogeneidade composicional, anomalia termal, bem como arcos magmáticos e zonas de sutura, resultado de acreções anteriores. Como resultado, a fábrica do embasamento pré-rifte exerce forte controle na arquitetura final de regiões que sofreram rifteamento.

Estudando os processos formadores de riftes, Peron-Pinvidic et al. (2013) descreveram um “ciclo de vida de margens rifteadas” o qual é sumarizado em quatro fases distintas: fase de estiramento, fase de afinamento, fase de hiperextensão e fase magmática. A Figura 10 representa um quadro resumo destas fases.

Figura 10 - Quadro sumário das fases de deformação formadoras de uma margem tipo rifte.

fase	características	representação esquemática com exemplos = Mar da Noruega-Groenlandia
estiramento	* Região observada hoje = domínio proximal (e.g. Lusitania, Grand Banks, Paltaforma de Trondelag, Kwanza, Colorado, Bacia Generoso) * geometria = meio graben / bacia sedimentar graben (falhas normais para lístricas de alto angulo e stratos sedimentares em cunha) * caracterísiticas = - distribuição regional - desenvolvimento tectônico limitado no tempo - pequena quantidade de extensão porem pode criar topografia significativa - deformação *depth dependent*: falhas normais de crosta superior morrem em niveis de crosta média + deformação desacoplada de crosta inferior / manto sup. --> não explica afinamento crustal	
afinamento **& acoplamento**	* Região observada hoje = domínio de *necking* * geometria = geometria crustal em forma de cunha com subida de reflexões e refrações Conrad e Moho & falhas de borda limitando domínio distal (falhas de descolamento de grande escala, potencialmente coberto por *allochthons* crustais) * características = - distribuição localizada = marca a migração/focalização da deformação - deformação *depth dependent*: falhas de descolamento conjugadas afetam crosta superior e crosta inferior/manto superior, desacoplados por zonas de cisalhamento na crosta média enfraquecida - desenvolvimento tectônico limitado no tempo - soerguimento da Moho em grande escala = subida do manto subcontinental = principal afinamento crustal & sem topografia significativa - individualização do *H-block* --> uma vez que a crosta está suficientemente fina para se tornar inteiramente rúptil (< 10 km), estruturas deformacionais da crosta superior e inferior se tornam acopladas = ponto de acoplamento	
hiperextensão **exumação**	* Região observada hoje = domínio distal *geometria = desenvolvimento de bacia tipo sag sobre corsta hiperextendida e/ou manto exumado (grande escala falha de topo de embasamento ou descolamento crustal raso, possivelmente coberto por *allochthons* crustais - (refração rasa de Moho) * características = - deformação acoplada - evolução graadual de fase acoplada para o desenvolvimento de falhas de descolamento concavo para baixo - migração progressiva da deformação em direção ao oceano - embasamento = material crustal hiperextendido & possivelmente manto exumado (subcontinental ou profundo) / *allochthons* - caracterísiticas geofísicas específicas: baixa amplitude, anomalias magnéticas desorganizadas; sem reflexão clara da Moho; sem material magmático significativo, velocidade sísmica específica...	
magmática **oceanização**	* Região observada hoje = domínio externo --> envolvimento magmático crucial = um pulso de atividade magmática que dá iníco à quebra final da litosfera (*breakup*) = fase chave para a distinção entre margem pobre em magma de margem rica em magma Margem pobre em magma: o *breakup* é gradual: no tempo ou limitada espacialmente, sem descontinuidade *breakup* & tectônica deformacional e magmatismo alkalino pode persistir mesmo após a instalação de espalhamento oceanico Margem rica em magama: complexos vulcânicos volumosos (derrames, SDRs, diques, sils), espessamento da 'crosta' / LCB (externo)	

Legenda: Representações esquemáticas baseadas em exemplos do Mar da Noruega-Groenlândia.
Fonte: adaptado de PERON-PINVIDIC et al., 2013.

1.3.2.1 Fase de estiramento

Rifteamento é um processo que envolve focalização da deformação, na qual estruturas mais jovens ocorrem em direção ao futuro *breakup* ou crosta oceânica. Com isso, a fase inicial de estiramento naturalmente é preservada nas partes marginais e, consequentemente, são melhor preservadas no domínio proximal. As falhas e estruturas se assemelham muito ao modelo clássico de cisalhamento puro (Mckenzie, 1978; Lavier e Manatschal, 2006). É característica desta fase acomodar pouca extensão limitada por falhas de alto ângulo, incluindo as falhas de borda, e apresentar uma evolução temporal limitada em consequência da migração da deformação para o centro do sistema ou futuro *breakup*. Zonas de cisalhamento sub-horizontais em níveis de crosta média devem acomodar alguma deformação por serem responsáveis por separar estilos de deformação, já que as falhas tendem a morrer em níveis de crosta média. Ombreiras marginais são instaladas por compensação isostática (Redfield e Osmundsen, 2013) e constituem as plataformas continentais.

1.3.2.2 Fase de afinamento

A fase de afinamento tem como principal produto o *necking*, que representa o ponto de migração, focalização e segmentação da deformação para o centro da bacia, separando o domínio proximal do distal. Modelagens numéricas (Lavier e Manatschal, 2006; Huismans e Beaumont, 2011) demostraram que esta fase apresenta o maior potencial de afinamento, permitindo afinamento crustais para espessuras inferiores a 10 km, com falhas de grande magnitude (falhas normais e de descolamento) podendo atingir níveis crustais de manto superior. Esta fase é responsável pelo acoplamento e *embrittlement* (enrijecimento) da crosta como um todo. Falhas de descolamento permitem a exumação de crosta média e inferior. Pares conjugados de falhas de descolamento são formados definindo a região de maior deformação onde será focalizada a deformação e provável *breakup*. O tipo de deformação pode ser comparado à deformação por cisalhamento simples e delaminação descrito por Wernicke (1985) e Lister (1986) dando início à fase de maior assimetria na formação do rifte.

1.3.2.3 Fase de exumação

Esta fase é caracterizada por falhas de descolamento de grande escala que são interpretadas como mecanismo responsável por expor no fundo oceânico material de níveis crustais profundos, como crosta inferior ou manto superior sub-continental. As falhas são representadas por geometrias complexas que ocorrem em níveis crustais rasos ou como falhas de topo do embasamento, inclusive permitindo que blocos continentais menores se desloquem como jangadas, chamados de blocos alóctones (Manatschal, 2004). Para esta fase, Ranero e Pérez-Gussinyé (2010) propuseram um processo de falhamento normal/lístrico sequencial. Reston (2009) descreve um sistema de falhamento polifásico com falhas normais fora de sequência, enquanto que Péron-Pinvidic (2010) descreve falhas de descolamento côncavas, que por vezes atuam como falhas de topo de embasamento, responsáveis pela eventual exumação do manto superior sub-continental. O processo de hiperestiramento é considerado mandatório, enquanto que a exumação de material mantélico depende das condições termais, composicionais e da atividade magmática. Este estágio representa o ápice da focalização da deformação distensional que antecede o magmatismo formador de crosta oceânica. Outros autores descrevem esta fase no segmento central do Oceano Atlântico com falhas de descolamento atuando em conjunto com estiramento *depth-dependent,* com forte controle reológico (Huismans e Beaumont, 2011; Osmundsen e Redfield, 2011), que pode ser seguido por atividade magmática, interrompendo o processo de exumação de rochas de nível crustal profundo e dar início à formação de crosta oceânica (Blaich et al., 2011).

1.3.2.4 Fase magmática

Modelos geológicos sugerem que a astenosfera, ao atingir profundidades rasas, (20 km), seja suficiente, tanto térmica como mecanicamente, para dar início a uma fase magmática, produzindo magma para a formação de crosta oceânica. A fase magmática pode ser bastante distinta entre margens denominadas ricas em magma e margens pobres em magma. Em ambos os casos, no entanto, representa o pulso inicial de atividade magmática que supostamente rompe a litosfera continental (*breakup* continental) e dá início ao processo magmático de geração de crosta oceânica. Esta fase também chamada de oceanização (Manatschal, 2004; Pérez-Gussinyé et al., 2006; Péron-Pinvidic, 2010) difere de bacia para bacia em função da quantidade ou volume de magmatismo envolvido no processo. É comum que esta fase evolua independentemente de todas as fases de evolução do rifte anterior,