

3 REVISÃO DOS ELEMENTOS COMPOSICIONAIS E DOS MECANISMOS DE FORMAÇÃO DA MARGEM ATLÂNTICA SUL-AMERICANA.

3.1 Introdução:

As margens divergentes (ou passivas, segundo alguns autores) têm sido muito estudadas, especialmente depois da segunda metade do século XX, devido principalmente aos grandes volumes de recursos de hidrocarbonetos nelas localizados. Mann et al. (2001), examinou cerca de 600 campos gigantes de óleo ou gás, e estimou que as margens passivas são responsáveis por 31 % do recurso achado, o que justifica a importância do seu conhecimento. O estudo das margens passivas tem sido encarado através de diferentes perspectivas, como por exemplo:

- A análise dos regimes de esforços dominantes durante a formação das margens. Assim, estas podem ser classificadas em margens de tipo divergente (rifte), convergente e transformante.
- A espessura e natureza dos processos sedimentares que estão ocorrendo, por exemplo, as margens podem ser famintas em sedimentos (com espessuras de 2 a 4 Km), ou apresentar importantes depósitos sedimentares (alcançando 5 a 12 Km de espessura sedimentar). Os depósitos sedimentares podem ser de natureza carbonática, clástica ou mista.
- A composição e a heterogeneidade da crosta transicional onde está se desenvolvendo o rifte e a margem continental. Segundo a natureza do substrato, observa-se na literatura geológica a distinção entre margens de rifte vulcânicas (VM) e não vulcânicas (NVM).

O regime de stress dominante da Bacia de Almada e a natureza de seus depósitos sedimentares serão abordados no Capítulo quatro deste estudo. Analisada sob estas perspectivas, a Bacia de Almada compartilha características regionais semelhantes às outras bacias da margem leste do Brasil, do corredor Santos - Sergipe (Figura 6). Através da análise da composição da crosta transicional, a Bacia de Almada mostra-se diferente quando comparada com outros segmentos da margem divergente do sudeste brasileiro, porém este aspecto, junto com possíveis mecanismos de formação da bacia, será discutido mais detalhadamente ao longo dos Capítulos 3 e 4.

3.2. Margens divergentes vulcânicas e não vulcânicas (VM e NVM).

A extensão crustal, durante os processos do rifteamento, está geralmente acompanhada de episódios de atividade magmática, e em função da presença e abundância deste magmatismo, as margens divergentes têm sido classificadas em vulcânicas (VM) e não vulcânicas (NVM), como mostra o esquema da Figura 31. As margens de tipo VM são geralmente mais freqüentes que as NVM. Além da presença ou ausência do magmatismo (ou elementos composicionais), estes membros finais (VM e NVM) apresentam também outras diferenças, como por exemplo, a espessura da crosta oceânica mais antiga, a presença de anomalias magnéticas próximas do limite de transição da crosta continental-oceânica (COB), o regime de soerguimento das bordas durante o rifteamento, os padrões de falhamento e o fator de estiramento crustal, entre outros elementos da análise estrutural.

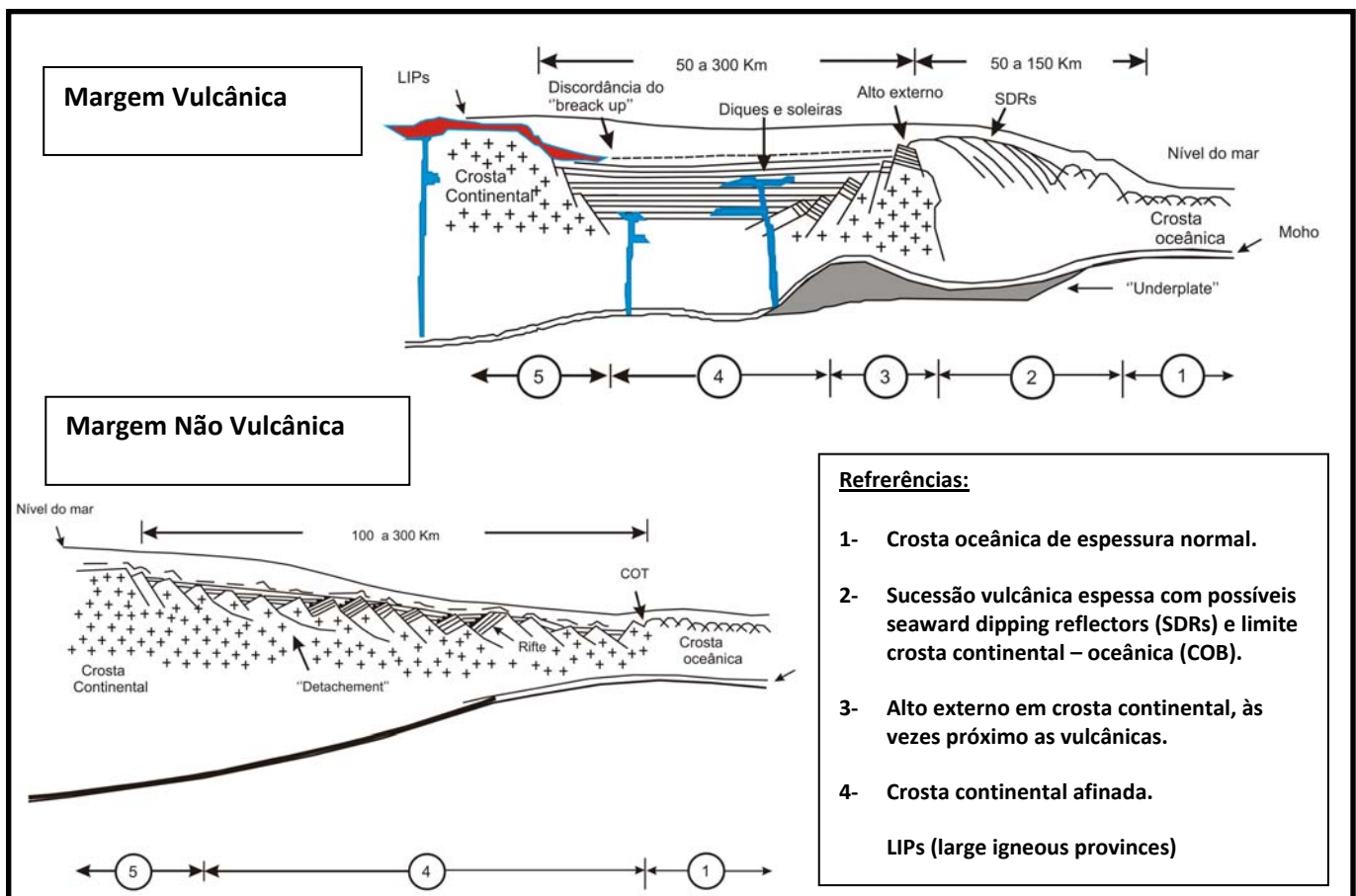


Figura 31- Exemplo de VM e NVM.

Fonte: Modificado de MUTTER et al, 1982.

3.2.1 Elementos composicionais das margens:

O magmatismo (vulcânico ou plutônico) é o principal elemento utilizado na classificação das margens, sendo muito abundante nas margens vulcânicas (VM), enquanto que nas margens não vulcânicas ou pobre em magmatismo (NVM), as manifestações magmáticas (de qualquer tipo), estão ausentes ou com volumes desprezíveis.

3.2.1.1 Margens de rifte vulcânicas (VM):

O vulcanismo das VM pode manifestar se como:

- Lavas, diques e corpos sub-vulcânicos dentro da seqüência do rifte da bacia (BSRV).
- Grandes derrames de basalto ou riolito continentais, próximos as bacias de margem divergente, reconhecidos como *large igneous provinces* (LIPs), Coffin et al. (1994).
- Notáveis refletores com mergulho para o mar ou *seaward dipping seismic reflectors* (SDRs) perto do limite crosta continental – oceânica (COB).

O plutonismo das VM se apresenta na forma de *underplate* e nos enxames de diques.

As LIPs (*large igneous provinces*) representam os maiores volumes de magma associados as VM. Este termo foi proposto inicialmente por Coffin et al. (1994), para representar uma variedade de rochas ígneas máficas com uma área de extrusão superior aos 100000 Km² e formadas por processos diferentes de espalhamento oceânico. Esta denominação reunia inicialmente apenas províncias basálticas tais como as dos grandes derrames de basalto continental ou oceânico (*continental or oceanic flood basalt provinces*), o vulcanismo das margens passivas, *plateau* submarinos e montes submarinos ou *seamounts* entre outros (BRYAN et al., 2002). Posteriormente, este termo foi evoluindo e seus alcances ainda estão sendo debatidos na petrologia. Bryan *et al.* (*op.cit.*), ampliou a definição das LIPs, incorporando rochas ígneas

félsicas ($\text{SiO}_2 > 65\%$), localizadas em domínios continentais e formados por processos tectono-magmáticos diferentes da subducção e do espalhamento oceânico. Este autor manteve o conceito original de áreas maiores que 100000 Km^2 ou volumes de mais de 100000 Km^3 de rocha extrudidas ou intrudidas, e classifica as LIPs em máficas (continentais ou oceânicas) e silíceas (ou félsicas) continentais. A composição das LIPs é bimodal com variações que vão de basalto a riolito de alto silício, mas localmente podem apresentar também rochas ultramáficas. As LIPs máficas são interpretadas como provenientes de fusão de manto raso por plumas mantélicas, enquanto as félsicas são vinculadas a processos de anatexia crustal (BRYAN et al., *op. cit.*). As LIPs de Chon Aike e do Paraná, que estão entre as maiores do planeta (Figuras 32 e 33), são particularmente interessantes pela associação que apresentam com a ruptura do continente do Gondwana e a geração da margem Atlântica sul-americana.

Os **enxames de diques** são parte da arquitetura das LIPs, e são interpretados como parte do sistema alimentador dos derrames continentais. O desenho dessas estruturas pode apresentar-se como radial em relação a um centro, interpretado como o foco de chegada da pluma do manto. Os enxames de diques também mostram o regime de esforço dominante na época da intrusão da margem continental.

Os SDRs (*seaward dipping seismic reflectors*) são derrames subaéreos e subaquáticos de basalto, extrudidos próximos ao nível do mar, que apresentam um padrão característico na sísmica de reflexão (Figura 34). A natureza vulcânica dos SDRs tem sido comprovada nas perfurações do DSDP (*Leg 81*), no ODP (*Leg 104, 152, 163*), e no furo comercial do campo gasífero de Kudu, no *offshore* da Namíbia, onde foram amostrados SDRs (GERRARD e SMITH, 1983; ELDHOLM et al., 1995 ; LARSEN et al., 1988). A composição dos SDRs nos furos do DSDP e do DDP é basicamente de basaltos toleíticos (T-MORB), com assinatura de contaminação crustal, conforme observa-se nos valores isotópicos de Pb (PLANKE e ELDHOLM, 1994). Os SDRs apresentam importantes empilhamentos de refletores que mergulham na direção do oceano, em geometrias sigmoidais e espessuras estimadas em vários quilômetros (Figura 34). Geograficamente se localizam perto do limite crosta continental – crosta oceânica (COB), mas ainda é debatida a natureza da crosta onde eles estão implantados. Segundo diferentes autores, os SDRs poderiam estar localizados em: crosta continental, oceânica,

transicional ou representar crostas proto-oceânicas (MUTTER et al., 1982; MOHRIAK et al., 2002; TALWANI e ABREU, 2000).

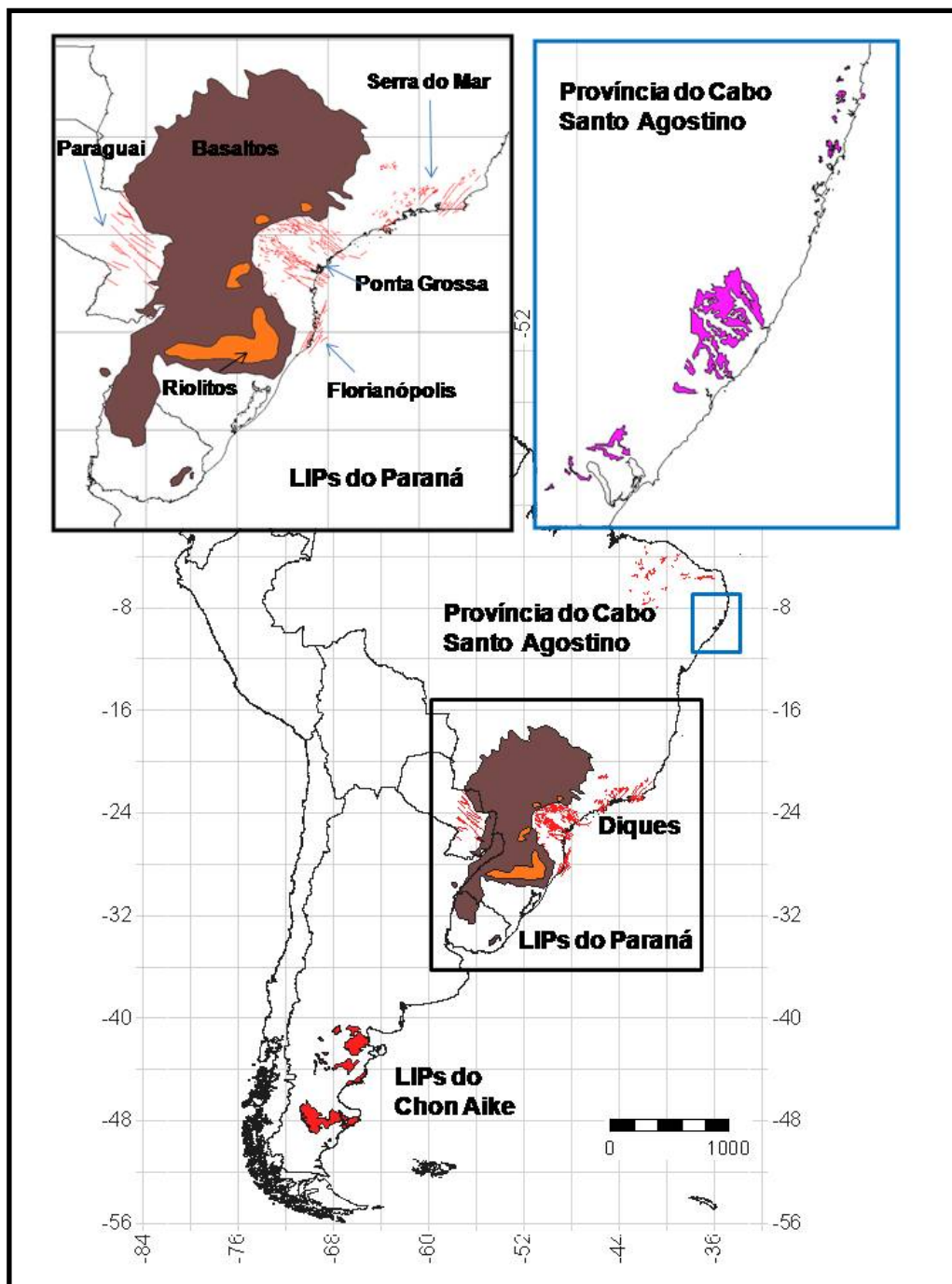


Figura 32 - Distribuição de províncias magmáticas contemporâneas com o rifte em América do Sul. Em cor vermelha se há representado as composições riolíticas calci-alcalinas do Chonaike. Em laranja os riólitos e marrom os basaltos da província do Paraná. Na província do Cabo Santo Agostinho, a cor magenta representa as rocas de composições intermediárias e natureza alcalina.

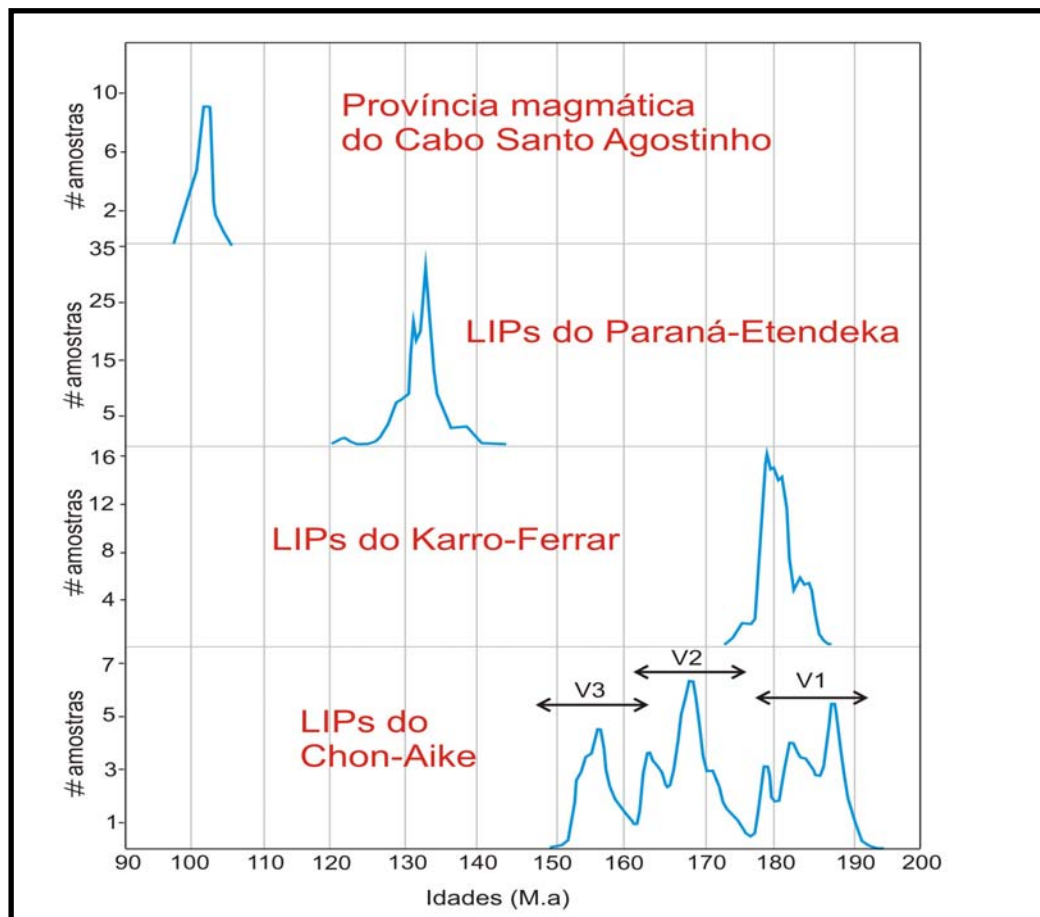


Figura 33 - Idades das províncias magmáticas continentais.

Fontes: GIBSON et al., 2006; NASCIMENTO, 2003 PANKHURST et al, 2000

A extensão da zona dos SDRs é variável, por exemplo, Franke et al. (2007), mapeiam variações da largura dos SDRs desde 60 a 120 Km, na margem atlântica Argentina e, Mohriak et al. (2002) apresentam interpretações de SDRs na Bacia de Pelotas, com larguras na ordem dos 100 Km. Existem na literatura geológica vários modelos para explicar a origem dos SDRs (Figura 36; ELDHOLM et al., 1995; HINZ, 1981 a e b; MUTTER *et al.*, 1982). O modelo proposto por Mutter et al. (1982) para o *plateau* do Voring na Noruega, talvez seja o mais amplamente usado no desenvolvimento da margem sul-americana (MOHRIAK et al., 2002). Este modelo estima que os SDRs formam-se por mecanismos semelhantes aos dos derrames modernos de basalto da Islândia (PALMESON, 1980) onde os dutos verticais do centro de espalhamento alimentariam os derrames de lava que vão evoluindo e mergulhando conforme a superfície vai se flexurando e

girando pelo empilhamento. No decorrer do tempo geológico, o processo vai gerando uma crosta espessa, com mergulhos em sentido do centro de espalhamento. Quando este centro de espalhamento subside, por baixo do nível de água, a atividade magmática diminui e se forma uma crosta oceânica mais fina (Figura 35). Na concepção de Mutter et al., *op. cit.*, a transição crosta oceânica–crosta continental estaria posicionada na parte mais espessa dos SDRs. No Atlântico Sul, a presença dos SDRs, além de ser observada na sísmica, também é registrada pela presença de uma anomalia magnética chamada de “G” por Rabinowitz e LaBrecque (1979), que coincide aproximadamente com a posição da cunha interna dos SDRs (BAUER et al., 2000).

O *underplate* é observado na sísmica de refração pela aparição de uma camada de alta velocidade, próxima aos 7.4 Km/s, em posições imediatamente acima ou abaixo da interface crosta–manto (discordância de Mohorovicic), formando uma feição antiformal (Figura 31). Estima-se que este magmatismo foi formado pela intrusão de material do manto superior na crosta continental afinada (em extensão) na proximidade dos SDRs e do COB. Esta camada é freqüentemente chamada também de *high velocity zone* (HVZ; GEOFFROY, 2005).

O vulcanismo do sinrifte (ou rifte) nas bacias (BSRV), poder apresentar uma duração variável no tempo equivalente ao tempo de extensão da litosfera, entre 5 a 35 M.a. (WHITE e MCKENZIE, 1989). Geralmente ocupa grande parte do episódio do rifte e é independente da duração do mesmo. Temporalmente, este magmatismo não precisa ser totalmente contemporâneo com o rifte. Ele pode preceder, se desenvolver em forma contemporânea e pós-datar, em alguns milhões de anos, o período do rifteamento. Durante a evolução de uma margem continental geralmente ocorre um progressivo incremento desse volume acrescido à crosta, ficando geograficamente cada vez mais localizado até o rompimento da litosfera com o estabelecimento do *break up ridge* e a implantação de um centro de espalhamento oceânico (BOWLING e HARRY, 2001).

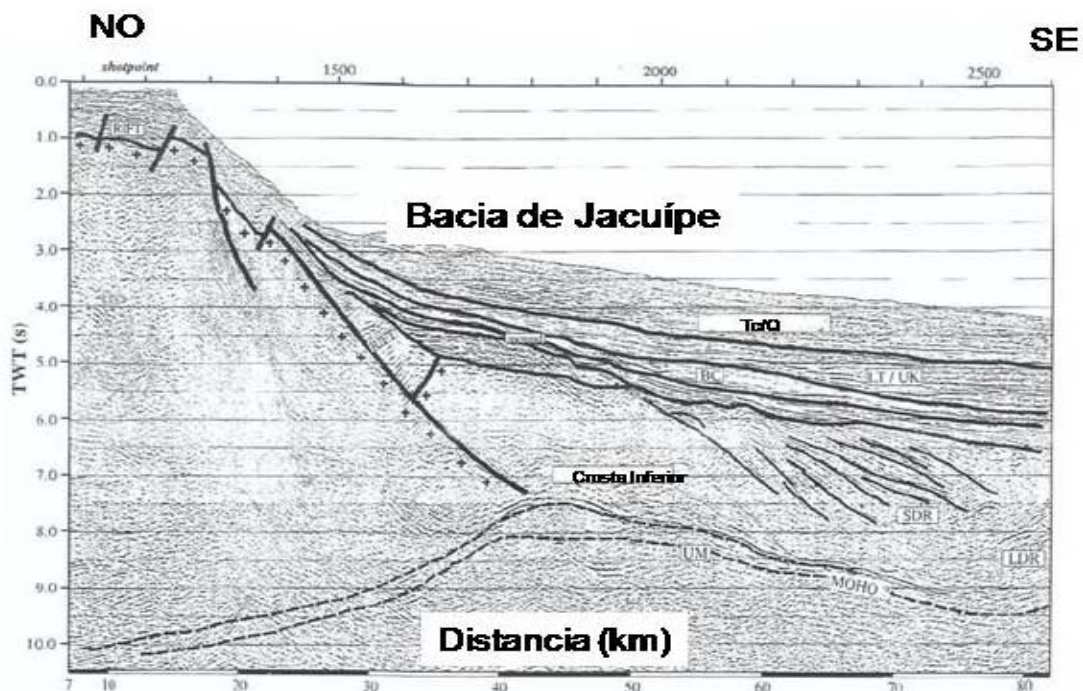


Figura 34 - Exemplos de SDRs no Atlântico Sul. Bacia de Jacuípe.

Fonte: MOHRIAK et al., 1998.

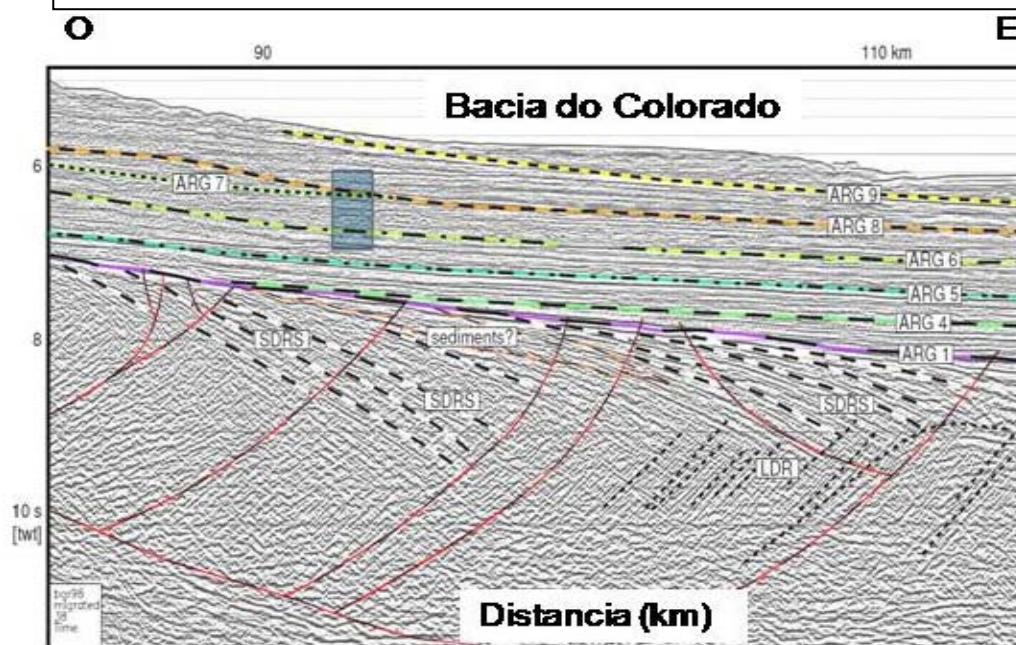


Figura 35 - Exemplos de SDRs no Atlântico Sul. Bacia do Colorado.

Fonte: HINZ et al., 1999.

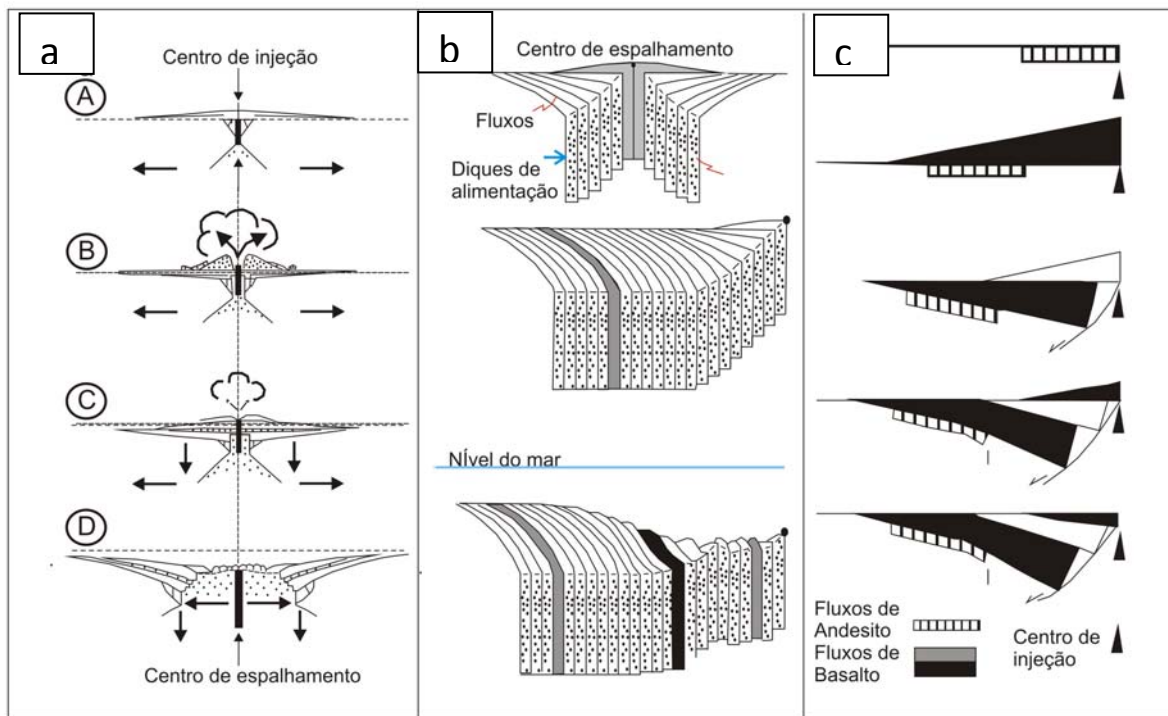


Figura 36 - Modelos de geração dos SDRs .

Fontes: a: Hinz (1981); b: Mutter et al., (1982) e c: Eldholm et al., (1995).

3.2.1.2 Margens de rifte não vulcânicas (NVM):

Nas NVM os elementos composicionais tais como os SDRs, LIPs e o *underplate* estão ausentes, enquanto o BSRV pode ser pouco importante ou inexistente. Nas NVM a crosta continental transicional pode apresentar, em alguns casos, o desenvolvimento de uma série de dorsais de peridotito, geralmente afetados por serpentinização, como tem sido intensamente documentado na margem da Ibéria (BOILLOT et al., 1980; BESLIER et al., 1993; GUSSINYE et al., 2001; PÉRON-PINVIDIC e MANATSCHAL, 2009; WHITMARSH et al., 1990, 1996).

Na Bacia de Almada até o momento não tem sido documentada por poço exploratório a presença de algum tipo de vulcanismo durante a fase rifte. Até a presente data foram furados 28 poços de exploração e produção de petróleo, e nenhum deles registra a presença de rochas vulcânicas, embora vários tenham atravessado completamente a secção do rifte. Este fato tem sido várias vezes observado na literatura geológica brasileira, o que conduziu vários pesquisadores a propor o caráter não vulcânico deste segmento da margem (ASMUS e PORTO, 1980; CHANG et al., 1992, entre outros). Trabalhos de campo de detalhe, efetuados

principalmente pela CPRM, também não permitem reconhecer províncias magmáticas (LIPs) de idade correlacionáveis com o rifte de Almada no Craton de São Francisco. Sísmicas de reflexão profundas, de boa qualidade, também não mostram SDRs na proximidade da COB, diferente do observado em outros segmentos da margem leste (MOHRIAK et al., 2002).

3.2.2 Elementos estruturais da margem:

Outros elementos que apresentam comportamentos diferentes, nas margens VM e NVM (chamados de elementos estruturais), são por exemplo, a espessura da crosta oceânica mais antiga, o fator β de estiramento crustal e os padrões de falhamentos sintéticos e antitéticos da bacia.

Na transição crosta continental – crosta oceânica (COB), a espessura das primeiras crostas oceânicas formadas pode variar desde espessuras normais (na ordem dos 7 a 10 Km) a muito espessas, alcançando mais de 20 Km em algumas VM (MOHRIAK et al., 2002). Já nas NVM, as espessuras de crosta na COB são anormalmente finas, podendo chegar a zero nas regiões onde há exumação do manto (; BESLIER et al., 1993; WHITMARSH et al., 1990, 1996). Um exemplo de crosta oceânica espessa é observado na Islândia e ao longo da dorsal assísmica Groenlândia – Islândia – Faeroe, com crostas vulcânicas de até 40 Km de espessura (GEOFFROY, 2005). Já na costa leste norte-americana, a margem é claramente vulcânica (com presença de SDRs e HVZ), mas a crosta oceânica contígua apresenta espessuras normais, da ordem de 7-10 Km (KELEMEN et al., 1995).

As primeiras crostas oceânicas das NVM podem apresentar valores muito baixos, da ordem de 5 Km de espessura (BOWLING e HARRY, 2001). Algumas das NVM têm chegado a extremos de estiramento crustal, com desenvolvimento de extensas áreas de manto subcontinental exumado na proximidade da COB, como por exemplo, na margem da Ibéria ou do Labrador (BESLIER et al., 1993; BOILLOT et al., 1980; CHIAN et al., 1999). A espessura da crosta oceânica tem sido diretamente relacionada com as temperaturas potenciais do manto. A presença de crostas espessas, vinculadas a mantos superaquecidos, é uns dos argumentos mais usados para

indicar a influência de pontos quentes ou plumas nas origens das VM (WHITE e MCKENZIE, 1989; 1995).

O fator de estiramento crustal β é outro elemento da análise que apresenta características diferentes nas VM e nas NVM. O fator β pode ser calculado de formas independentes, se o objeto da análise for crosta superior, a crosta completa (inferior e superior) ou a litósfera (DAVIES, 1999).

Bowling e Harry (2001) analisam os fatores β crustais e as durações do rifte em diferentes margens vulcânicas e não vulcânicas, e observaram que os β crustais das VM mostram valores menores que os das NVM (Figura 37). Nas NVM, o fator β poderia chegar a alguns casos a valores teoricamente infinitos, o que significa a desaparecimento da crosta continental. Como exemplos extremos bem documentados do processo de ruptura continental com a formação de margem não vulcânica citaram a região do Goban Spur, no Atlântico Norte e a planície abissal da Ibéria (Figura 38). A margem de Goban Spur apresenta aproximadamente 100 Km de crosta continental estirada, com um β crustal máximo de 4.4 ± 1.2 , antes de desenvolver crosta oceânica. No caso da planície abissal da Ibéria, a crosta continental estirada alcança os 400 Km de largura, onde os últimos 100 Km aproximadamente, próximo da COB, estão constituídos por manto sublitosférico serpentizado, como tem sido comprovado no furos do DSDP e ODP, com quase completo desaparecimento da crosta continental. Nesta margem, o β crustal máximo, chega a valores de 12 ± 3 antes da formação de crosta oceânica (BOWLING e HARRY, 2001).

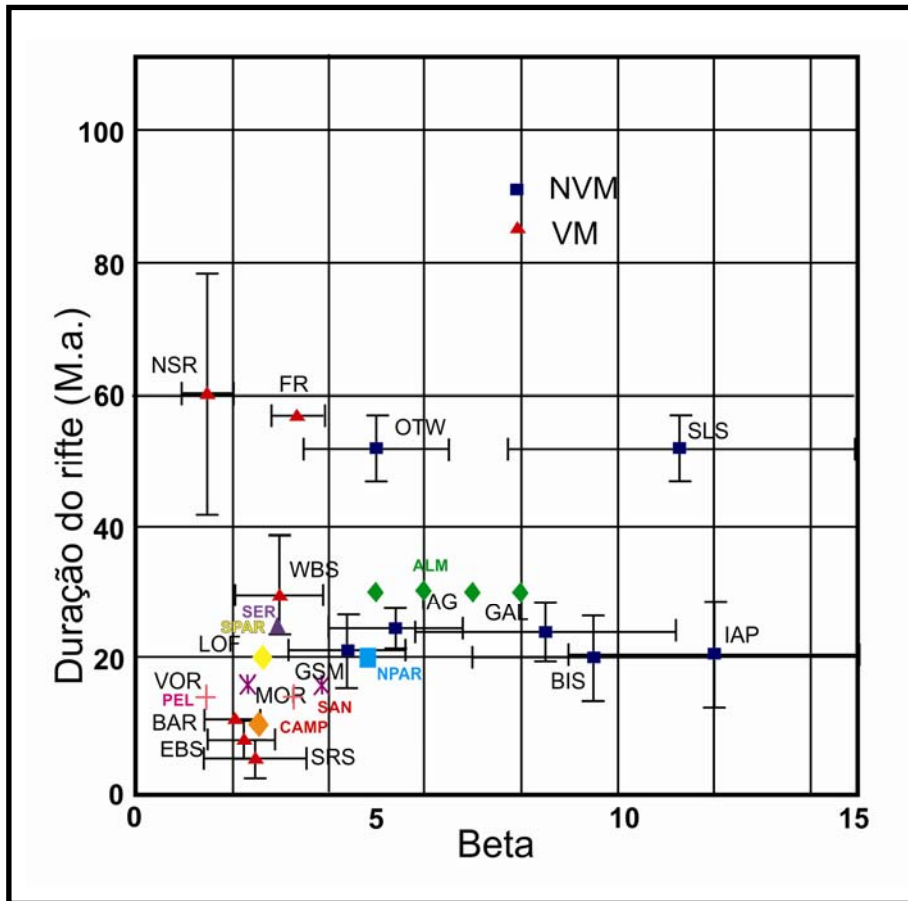


Figura 37 - β crustal nas NVM e nas VM.

Fonte: modificado de BOWLING e HARRY, 2001.

Referências:

SLS	Sul do Mar do Labrador	NBIS	Norte do Biscay	WBS	Oeste Mar Negro
OTW	Otway	TAG	Panície Abissal Tagus	LOF	Lofoten
IAP	Planície abissal da Ibéria	SBIS	Sul do Biscay	SRS	Mar Vermelho (Saudita)
GSM	Goban Spur	NSR	Rifte do Mar do Norte	EBS	Leste Mar Negro
GAL	Banco da Galicia	EB	Banco Edoras	BAR	Barent
MOR	More	NPAR	Norte bacia Paraíba		
VOR	Voring	PEL	Bacia de Pelotas		
AAM	Margem atlântica Argentina	SAN	Bacia de Santos		
ALM	Bacia de Almada	SER	Bacia de Sergipe		
SPAR	Sul da bacia Paraíba	CAMP	Bacia de Campos		

Nas NVM, é freqüente a presença de sistemas de falhas lístricas que podem atravessar a crosta completamente, descolando ao nível da crosta inferior ou no limite crosta continental-manto litosférico (Figura 31). Este mecanismo gera um padrão de falhas semelhante aos dos *core-complex*, onde há blocos do sin-rifte rotacionados, controlados pelo nível de detachment, com predominância de sistemas de falhas sintéticas associadas à falha principal de *detachment*.

O estiramento da litosfera, junto com a perda de carga ao longo dos níveis de *detachment*, pode produzir, nos casos extremos, exumação do manto litosférico no bloco da lapa.

Nas VM, seriam mais frequentes as falhas planares, com padrões de falhamentos sintéticos e antitéticos e geração de blocos de tipo *horst* e *grabbens* (ALLEN e ALLEN, 2005; Figura 31).

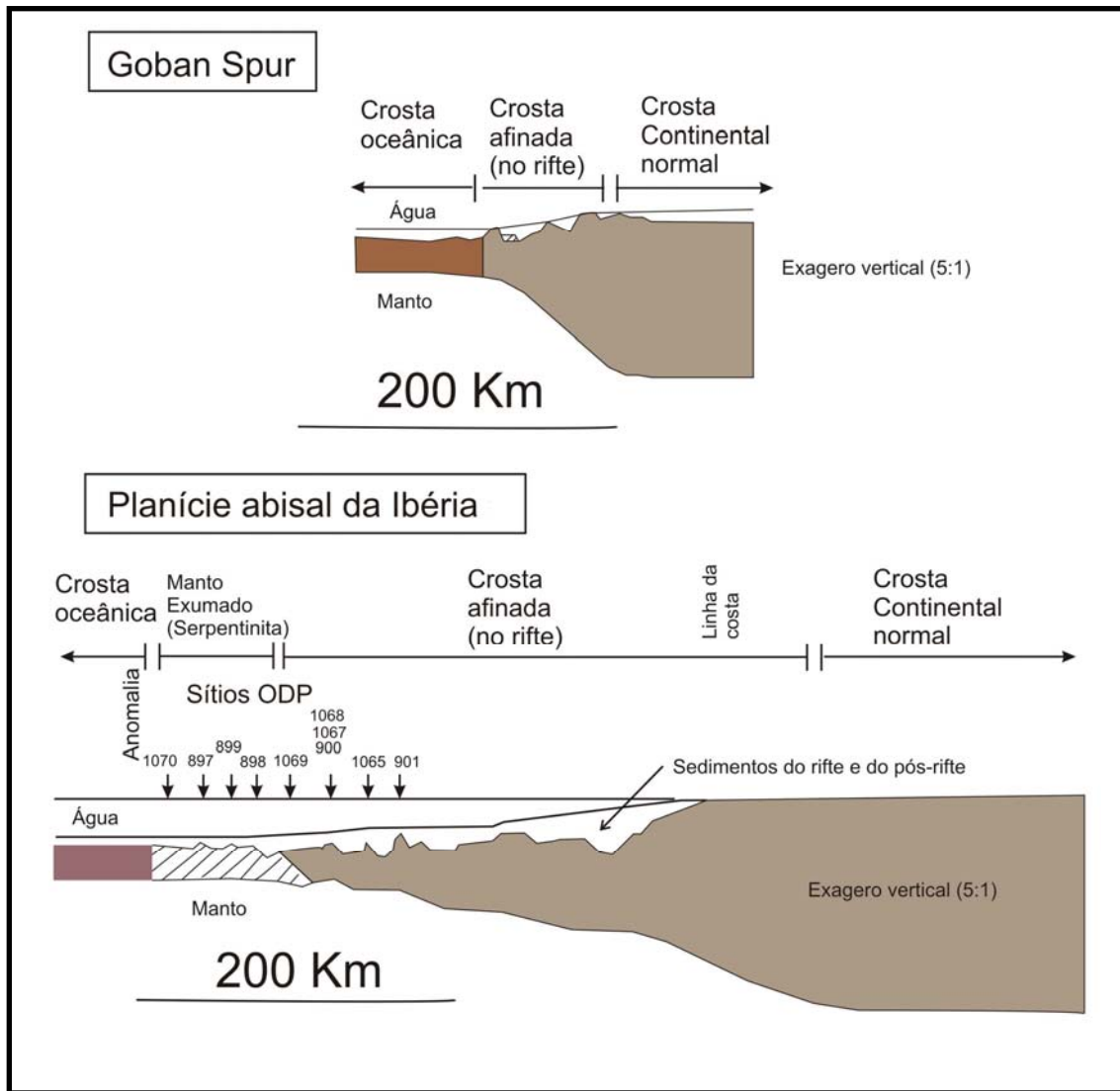


Figura 38 - Exemplos de NVM.

Fonte: BOWLING e HARRY, 2001.

3.3 Análise dos elementos composicionais e estruturais na margem passiva Sul-Americana:

3.3.1 Introdução.

Nos pontos anteriores, se definiram as características gerais de tipo composicional e estrutural que definem as margens de tipo VM e NVM. A continuação se exemplificará as características que estes elementos apresentam na margem passiva Sul-Americana. A margem passiva do Atlântico- Sul, apresenta três províncias magmáticas principais (Chon Aike, Paraná e Cabo Santo Agostinho), extensos SDRs, diferentes magnitudes do vulcanismo no rifte das bacias (BSRV) e variações no magmatismo de tipo *underplate*. Estruturalmente, a margem apresenta também variações no fator de estiramento crustal, na presença de anomalias magnéticas e nos padrões de falhamentos.

3.3.2 Províncias magmáticas continentais:

3.3.2.1 LIPs do Chon Aike:

A extensa província de Chon Aike aflora em diversos locais da Patagônia andina e extrandina da Argentina e do Chile, é frequentemente encontrada em subsuperfície nas bacias de Austral a Rawson/Valdéz, sendo também correlacionada com rochas vulcânicas aflorantes no oeste da Antártida (Figura 32).

Desde as primeiras observações, feitas por Darwin em 1838 e Ameghino em 1906, as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Chon Aike tem sido designadas com um extenso número de nomes de formações, grupos e complexos vulcânicos nos diferentes afloramentos onde se apresentam sob diversas litologias (DE GIUSTO et al., 1980).

Esta província constitui uma das maiores LIPs félsicas do planeta, com volumes extrudidos estimados na ordem dos 235.000 Km³, cobrindo uma área maior que 702.000 Km² (PANKHURST et al., 1998). Petrologicamente possui caráter bimodal, com maior abundância

em riolitos e ignimbritos, e com basaltos subordinados. As espessuras dos complexos vulcânicos e vulcanoclásticos são muito variadas, chegando até valores próximos aos 900 metros tanto em afloramentos, como em perfurações marinhas na Bacia de San Jorge (LESTA et al., 1972; PANKHURST et al., 1998). As construções vulcânicas mais abundantes são os derrames de lavas e fluxos piroclásticos sobre os quais se sobrepõem domos de riolito e diques de traqui-basaltos, traquitos e riolitos (SRUOGA, 1989). A composição geoquímica da LIPs do Chon Aike é calcialcalina, variando desde termos subalcalinos a peralcalinos. A distribuição de elementos maiores, menores e traços permitiram reconhecer pelo menos seis tipos magmáticos, não sendo possível explicar a geração destas rochas com um único e simples modelo petrogenético (PANKHURST et al., 1998).

O ciclo vulcânico Chon Aike se estendeu de 188 a 153 M.a., aparentemente concentrado em três episódios discretos denominados por Pankhurst et al. (2000) como fase vulcânicas V1 (188-178 M.a.), V2 (172-162 M.a.) e V3 (157-153 M.a.; Figura 33). A distribuição areal destas fases mostra uma evolução no tempo de nordeste a sudoeste (FERAUD et al., 1999; PANKHURST et al., 2000).

A maioria dos autores é favorável com uma gênese relacionada à anatexia da crosta inferior e mecanismos de diferenciação magmática do tipo cristalização fracionada. Fenômenos pós-magmáticos tais como silicificação, alterações hidrotermais e oxidações, são também freqüentemente reportados na literatura geológica (SRUOGA, 1989). A complexidade composicional e temporal do vulcanismo da LIPs do Chon Aike estaria aparentemente controlada pela superposição de vários processos genéticos com evoluções geográficas diferentes, como por exemplo:

- Processos de subducção do proto oceano Pacífico, com migração dos centros magmáticos para o oeste e forte controle sobre as vulcânicas da fase V3 (MPDOZIS e RAMOS, 2008; RAPELA et al. 2005).
- Anomalia térmica (possivelmente vinculada à pluma do Karoo), com migração do vulcanismo do noroeste ao sudeste (PANKHURST et al., 2000).

- Estiramento litosférico vinculado à ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico, com evolução do vulcanismo dos SDRs e BSRV, desde o sudeste ao noroeste (FRANKE et al., 2007, 2010).

3.3.2.2 LIPs do Paraná:

A LIPs máfica da Bacia do Paraná (Fm. Serra Geral no Brasil; WHITE, 1908), é constituída por extensos afloramentos de vulcânicas localizadas desde o sudeste do Brasil até nordeste da Argentina, leste do Paraguai e noroeste do Uruguai. As rochas vulcânicas são correlacionadas com a província magmática de Etendeka na África (Figura 32), que é caracterizada por basaltos e diabásio com idades equivalentes aos da Bacia do Paraná. A Fm. Serra Geral ocupa uma área e volumes estimados na ordem dos 917000 Km² e 600000 Km³ respectivamente. Se considerarmos a totalidade da Província de Paraná-Etendeka, conforme revisões mais recentes, são estimados volumes na ordem dos 1,7 x10⁶ Km³ com uma distribuição das vulcânicas marcadamente assimétrica (FRANK et al., 2009). As máximas espessuras encontradas chegam até 1,7 Km e estão localizadas nas partes mais profundas da bacia de Paraná, e espessuras médias, são estimadas na ordem dos 700 metros (PEATE, 1997; ZALÁN et al., 1987). A composição dos basaltos da LIPs do Paraná é bimodal, com moda principal nas composições básicas (aproximadamente 90%) e uma moda secundária nas composições ácidas, denominados (*sensu lato*) como “basaltos” e “riolitos” respectivamente.

Petrologicamente a província está constituída por:

- Complexos alcalinos, que afloram principalmente nas bordas oeste e leste da província.
- Grandes derrames e soleiras de basaltos toleííticos com variações a riolitos e ignimbritos.
- Enxames de diques de diabasos e lamprófiros, concentrados principalmente no leste de Paraguai, na região do arco de Ponta Grossa, no litoral de Rio de Janeiro - São Paulo (Serra do Mar) e no litoral de Florianópolis.

Existe um grande número de datações publicadas nesta província, mas devido às dispersões que apresentam os dados radiométricos K/Ar e Ar/Ar, não existe um consenso entre os diferentes autores respeito à evolução geográfico-temporal do magmatismo do Paraná. Autores como: Ernesto et al., 1999; Müller et al., 1993; Renne et al., 1992 e 1996; interpretam uma evolução da atividade vulcânica de sul para norte, com uma atividade ígnea que ocorreu no Hauteriviano (do 136.4 a 130 M.a.). Já para Gibson et al., 2006; Peate, 1997; Stewart et al., 1996; Turner et al., 1994, a evolução do vulcanismo seria de noroeste para sudeste, com uma extensão no tempo, da província como um todo, do Valanginiano até Barremiano (145 a 120 M.a.).

As dispersões de idades refletem aspectos analíticos e geológicos. O primeiro mostra as dificuldades na datação de basaltos (em grande parte alterados por intemperismo) e a utilização de métodos radiométricos distintos e laboratórios diversos. O segundo controle estaria relacionado com a aparente extensão no tempo que teve a extrusão dos diferentes basaltos desta província (GIBSON et al., 2006).

Reinterpretações mais recentes dos dados radiométricos indicariam que o início e o final do ciclo magmático estariam marcados pelos complexos alcalinos do Paraguai, datados em 146.7 e 124.6 M.a. respectivamente (GIBSON et al., 2006). A fase principal dos grandes derrames toleíticos teria acontecido entre os 139 e 127 M.a., e os enxames de diques entre os 134 e 127 M.a. (GIBSON et al., 2006; RENNE et al., 1996; ROCHA CAMPOS et al., 1988; TURNER et al., 1994; ULBRICH e GOMES, 1981, entre outros; Figuras 32, 33 e 39).

Baseado na análise geoquímica de elementos menores, traços e relações isotópicas, Peate et al. (1992) reconhecem até dez tipos magmáticos diferentes na província. Eles são: basaltos de alto TiO₂ (Gramados e Esmeralda); baixo TiO₂ (Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira); riolitos de alto TiO₂ (Chapecó), riolitos de baixo TiO₂ (Palmas) e os magmas dos enxames de diques (Ubatuba e Paraíba). As variações sugerem diferentes fontes mantélicas e diversos processos locais de diferenciação magmática (cristalização fracionada ± contaminação crustal). Independentemente das variações geoquímicas, estas unidades são consideradas diácronas, o que implica que diferentes tipos magmáticos foram extrudidos em diversas regiões e ao longo de grandes espaços de tempo (PEATE, 1997). Os riolitos, que afloram no sul e sudeste do Brasil, se encontram restritos aos últimos episódios magmáticos e tem sido interpretados como produtos de

diversos mecanismos tectono-magmáticos tais como anatexia crustal, cristalização fracionada, assimilação crustal ou fusão de basaltos *underplate* (BELLIENI et al., 1986; ERLANK et al., 1984; GARALAND et al., 1995).

Há também diversas e contrastantes hipóteses sobre a geração da LIP do Paraná, podendo observar-se que:

- A maioria dos autores concorda com uma origem vinculada à passagem da placa Sul-Americana pela pluma de Tristão da Cunha.
- Para autores como Peate (1997) não há uma correlação direta e simples entre os dados geoquímicos de elementos menores, traços e isótopos das rochas do Paraná com os análogos atuais das Ilhas de Tristão da Cunha, Gough e os basaltos N-MORB. A exceção seriam os basaltos Esmeralda que apresentam assinaturas isotópicas semelhantes aos dos *hotspots* do Atlântico Sul, mas esta unidade representa um volume pequeno dentro da LIP do Paraná.
- Outros autores reconhecem uma assinatura mais marcada da pluma de Tristão da Cunha nos basaltos e diabásios da margem continental. Exemplos destas fontes são achados nos basaltos da Fm. Santa Lucia no Uruguai (KIRSTEIN et al., 2000) e nos enxames de diques da Serra do Mar (VALENTE et al., 2007).

Outros modelos alternativos, além das anomalias térmicas e do estiramento litosférico, propostos para a geração da LIP do Paraná, tem sido comentados em Mohriak et al. (2002).

3.3.2.3 A província Magmática de Cabo Santo Agostinho:

Embora esta província magmática não possua dimensões de outras LIPs, como as de Chon Aike e Paraná, a sua presença é muito importante por representar o ultimo evento magmático da margem passiva sul-americana, relacionada com a quebra do Gondwana. Conseqüentemente esta província tem sido o foco de numerosos estudos petrológicos e geotectônicos (NASCIMENTO, 2003; SIAL, 1976; SIAL et al., 1987; VANDOROS e VALARELLI, 1976 entre outros).

A província magmática de Cabo Santo Agostinho encontra-se localizada ao sul de Recife (Figura 32), sendo composta por olivina-basaltos, traquitos, riolitos e ignimbritos alcalinos que se apresentam na forma de derrames, diques, soleiras e corpos graníticos. Compreende a suíte magmática de Ipojuca e o Granito do Cabo (FIGUEIREDO et al., 1978). As idades absolutas (K/Ar, Rb/Sr, Ar/Ar e TFL) reportam valores que variam entre 111.2 e 101.8 M.a., com predomínio de idades no intervalo entre 100.3 a 104.4 M.a., como pode ser observado nas Figuras 33 e 39 (LIMA e SZATMARI, 2002, LONG et al., 1986; NASCIMENTO, 2003; VANDOROS e VALARELLI, 1976).

Nascimento (2003) reconhece a existência de dois tipos magmáticos (basáltico e monzodiorítico) formados por processos de fusão parcial de um manto enriquecido, mediante a análise geoquímica e isotópica (Nd e Sr). A fonte monzonítica evoluiu posteriormente por cristalização fracionada, enquanto a fonte basáltica, alojou-se na base da crosta (*underplate*), gerando magmas ácidos por processos de fusão parcial, em diferentes graus, e assimilação crustal (NASCIMENTO, 2003). Diques de diabásio, intrudidos próximos da zona de fratura de Pernambuco, apresentam também idades de 105 M.a. (CHANG et al., 1992).

A geração deste magmatismo é vinculada com anomalias térmicas associadas com a quebra do continente Gondwana, e possivelmente, com a migração da placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica no manto. Para autores como Sial (1976), estaria vinculado ao *hotspot* de Ascensão, enquanto que para Chang et al., 1992; Golonka e Bocharova (2000); Lima Neto, 1998; O'Connor e Le Roex, 1992; Wilson, 1992 o extravasamento de vulcânicas estaria vinculado à pluma de Santa Helena.

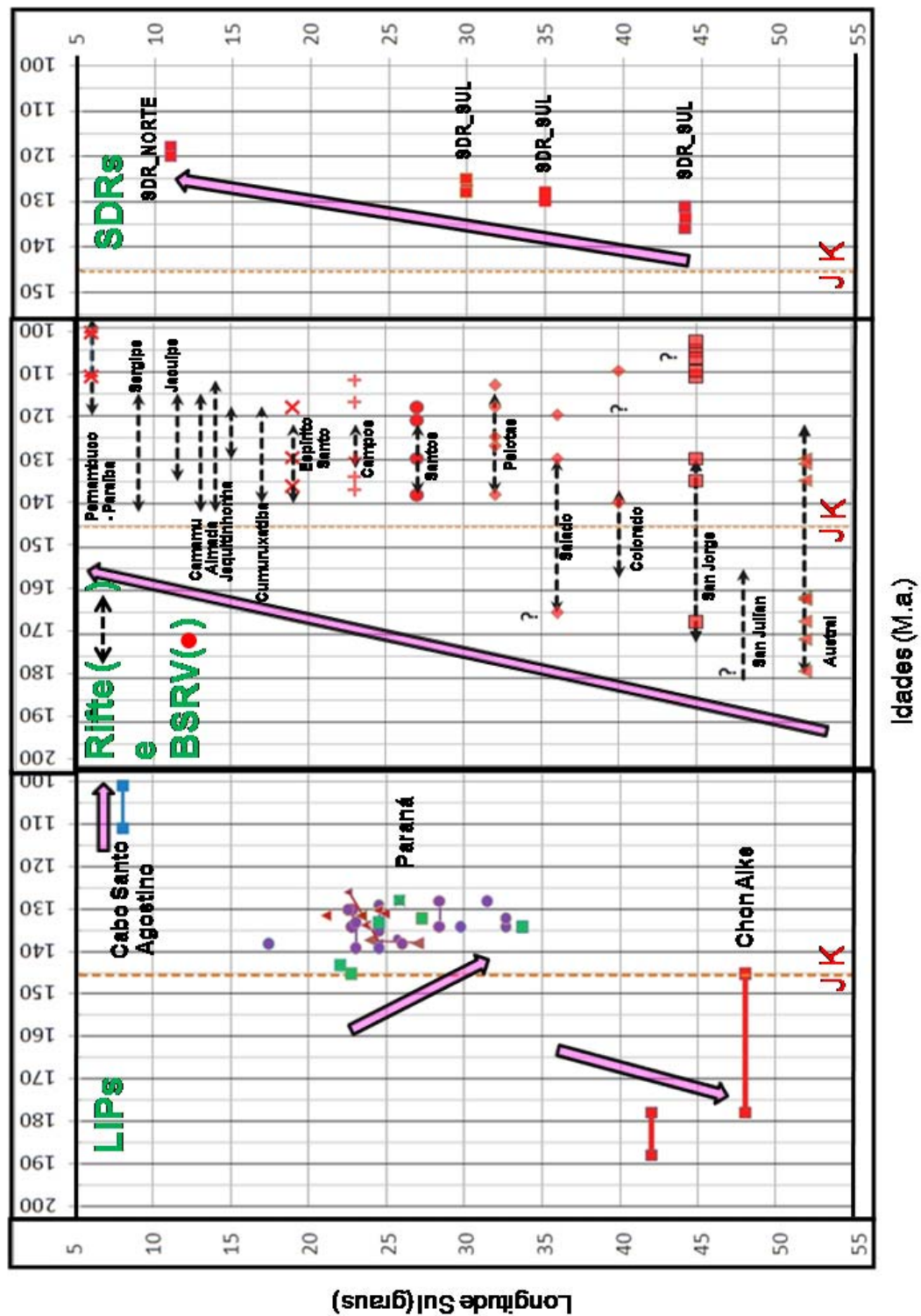


Figura 39 - Distribuição de idades organizadas por longitude dos eventos LIPs, SDRs idade do rifte e do BSRV, ao longo da margem leste de América do Sul.

3.3.3 SDRs do Atlântico Sul.

Levantamentos sistemáticos de sísmica de reflexão profundas 2D (*deep seismic profiles*), adquiridas com cabos de longos comprimentos e grandes tempo de registro, permitiram identificar e mapear longas extensões de SDRs no Atlântico Sul (HINZ et al., 1999; FRANKE et al., 2007; MOHRIAK e LATGÉ, 1991; MOHRIAK et al., 1993; 1995 a). Estes levantamentos foram efetuados pela Petrobras durante os anos 1989 a 1991, no *offshore* do Brasil, e pelo “Instituto Federal para Geociências e Recursos Naturais” (BGR) da Alemanha, no *offshore* da Argentina e do Uruguai, entre os anos 1987 a 1993. Mais recentemente, houve um notável incremento na quantidade de dados sísmicos profundos na margem continental Sul-Americana com a aquisição de dados sísmicos especulativos pela SPAN (ION-GXT; HENRY et al., 2008; ZALÀN et al., 2009).

A faixa dos SDRs no Atlântico Sul (Figura 40) manifesta-se segundo dois segmentos bem definidos : sul e norte (HINZ et al., 1999; GLADCZENKO et al., 1997; MOHRIAK et al., 1995, 1998 e 2002; SOUZA et al., 1993; TALWANI e ABREU, 2000).

- O segmento sul (SDRs_SUL) se apresenta numa faixa quase continua desde as zonas de fraturas de Agulhas - Malvinas até a de Florianópolis (48° a 27° de latitude sul).
- O segmento norte (SDRs_NORTE), é registrado nas bacias de Jacuípe e Sergipe/Alagoas (13° a 10° de latitude sul).

A faixa de SDRs_SUL apresenta um comprimento na ordem dos 2800 Km e larguras variáveis entre 60 a 120 Km, no *offshore* da Argentina, e de 50 até 200 Km no trecho Pelotas–Santos (Figura 40). Os SDRs_NORTE, são de extensão mais reduzida, chegando aos 360 Km de comprimento, e largura menor que 50 Km.

Os SDRs no Atlântico Sul têm expressão tanto sísmica como magnética, à semelhança das feições equivalentes no Atlântico Norte (PLANKE et al., 2000).

Dados de métodos sísmicos e potenciais, aliados com os resultados de poços perfurados em vários SDRs, reforçam a possibilidade de essas feições sísmicas representarem derrames de

basalto intercalados com sedimentos e vulcanoclásticas, e permite fazer também, estimações das idades do evento. Nos SDRs_SUL, a modelagem magnética identifica os SDRs como responsáveis pela anomalia paleomagnética “G” de Rabinowitz e LaBrecque (1979), onde esta se apresenta na margem continental sul (HINZ et al., 1999). Na faixa dos SDRs_NORTE, mapas do campo magnético total reduzido ao pólo, apresentados por Mohriak et al. (1998a), mostram anomalias magnéticas positivas alongadas, escalonadas (*echelon*) e com orientações sub paralelas à costa, que se estendem desde a Bacia de Jacuípe até a Bacia de Sergipe. Estas anomalias são interpretadas como a expressão magnética do vulcanismo dos SDRs e demarcam a COB, semelhante ao observado, na faixa dos SDRs_SUL (Figuras 40 e 41).

Nos segmentos de caráter não vulcânico da margem Brasileira (NVM), como por exemplo, nas Bacias de Camamu e Almada, as anomalias magnéticas são de orientação NE-SO, e apresentam-se com continuidade física desde a porção emersa até a submersa da bacia, acompanhando o estilo estrutural do domínio tectônico de Itabuna, mostrando um claro controle do embasamento na anomalia (Figura 41).

Outra característica importante observada na margem passiva Sul - Americana é o forte controle que apresentam as zonas de fratura na distribuição e na arquitetura interna dos SDRs. No offshore da Argentina (SDRs_SUL), os estudos do (BGR) entre os 48^o a 37^o de lat. sul, permitiram dividir a margem em três segmentos, distanciados aproximadamente em 400 Km e separados por zonas de fraturas (denominadas de zonas de transferência “Falkland”, “Colorado”, “Ventana” e “Salado”). As fraturas produzem deslocamentos laterais e mudanças no estilo estrutural dos SDRs, atuando como barreiras na propagação do magmatismo, com um decréscimo no volume magmático, de sul para norte, dentro de cada segmento (FRANKE et al., 2007; Figura 42). Na Bacia de Pelotas, os SDRs (SDRs_SUL) se apresentam tanto na plataforma como em águas profundas (*inner and outer SDRs*), com dois padrões diferenciados no sul e no norte da bacia. No sul da Bacia de Pelotas, os SDRs aparecem limitados entre falhas antitéticas, enquanto ao norte, os SDRs se apresentam entre cones vulcânicos (MOHRIAK, 2003). Talwani e Abreu (2000) interpretam os cones vulcânicos como produzidos pela passagem da pluma de Tristão. Os SDRs das margens conjugadas, das Bacias de Pelotas e Walvis, na África, são simétricos e mostram uma evolução temporal de sul para o norte, seguindo a evolução das bacias da margem leste (MOHRIAK et al., 2002; SOUZA et al., 1993; TALWANI e ABREU, 2000).

Na faixa SDRs_NORTE, as zonas de fratura de “Salvador”, “Sergipe”, “Maceió” e “Pernambuco” interceptam as anomalias magnéticas vinculadas aos SDRs e as deslocam lateralmente. Também ao longo destas fraturas (por exemplo, a de Sergipe), podem ter sido intrudidos corpos vulcânicos durante o pós-rifte com manifestações magnéticas e orientações paralelas as zonas de fraturas (MOHRIAK et al., 1998a). No offshore sul-americano, as grandes zonas de fratura têm um importante controle sobre a arquitetura da margem. Essas feições dividem as bacias em domínios crustais diferentes, com distintas arquiteturas do rifte, compartimentos com diferentes depocentros, afetando também as geometrias dos SDRs (MOHRIAK et al., 2002).

Nos SDRs_SUL, aos 44° de latitude sul, as idades dos SDRs são estimadas como ligeiramente mais antigas que a anomalia “M4” (~130.8 - 129.7 M.a.), por encontrar-se aproximadamente a 100 Km do COB, com ocorrência em direção ao continente, entre a anomalia “G” e a “M4” (GRADSTEIN et al., 2004; RABINOWITZ e LABRECQUE, 1979). Já próximo da latitude de 35°, os SDR estão bem próximos da anomalia “M3” (~129.7 - 128.1 M.a.), segundo os mesmos autores. Nas Bacias de Pelotas e Santos, as idades estimadas seriam Barremianas (128 – 125 M.a.; TALWANI e ABREU, 2000) e no segmento SDRs_NORTE, MOHRIAK et al. (1998a), interpretam os SDRs de idade Aptiana (120 – 118 M.a.). Na Figura 39, pode observar-se a evolução temporal, de sul para norte, das faixas dos SDRs_SUL e SDRs_NORTE.

Hinz et al. (1999), estimam um volume extrudido de lavas na ordem dos 1.500.000 Km³ numa área de 550.000 Km² para a faixa dos SDRs_SUL. O mecanismo preferido para a geração do magma dos SDRs no Atlântico Sul, segundo o autor, estaria vinculado com a descompressão adiabática de fontes rasas por estiramento litosférico. Dentro de cada segmento da margem, existe um condicionamento prévio, herdado da configuração litosférica do pré-rifte (FRANKE et al., 2007; MOHRIAK et al., 2002).

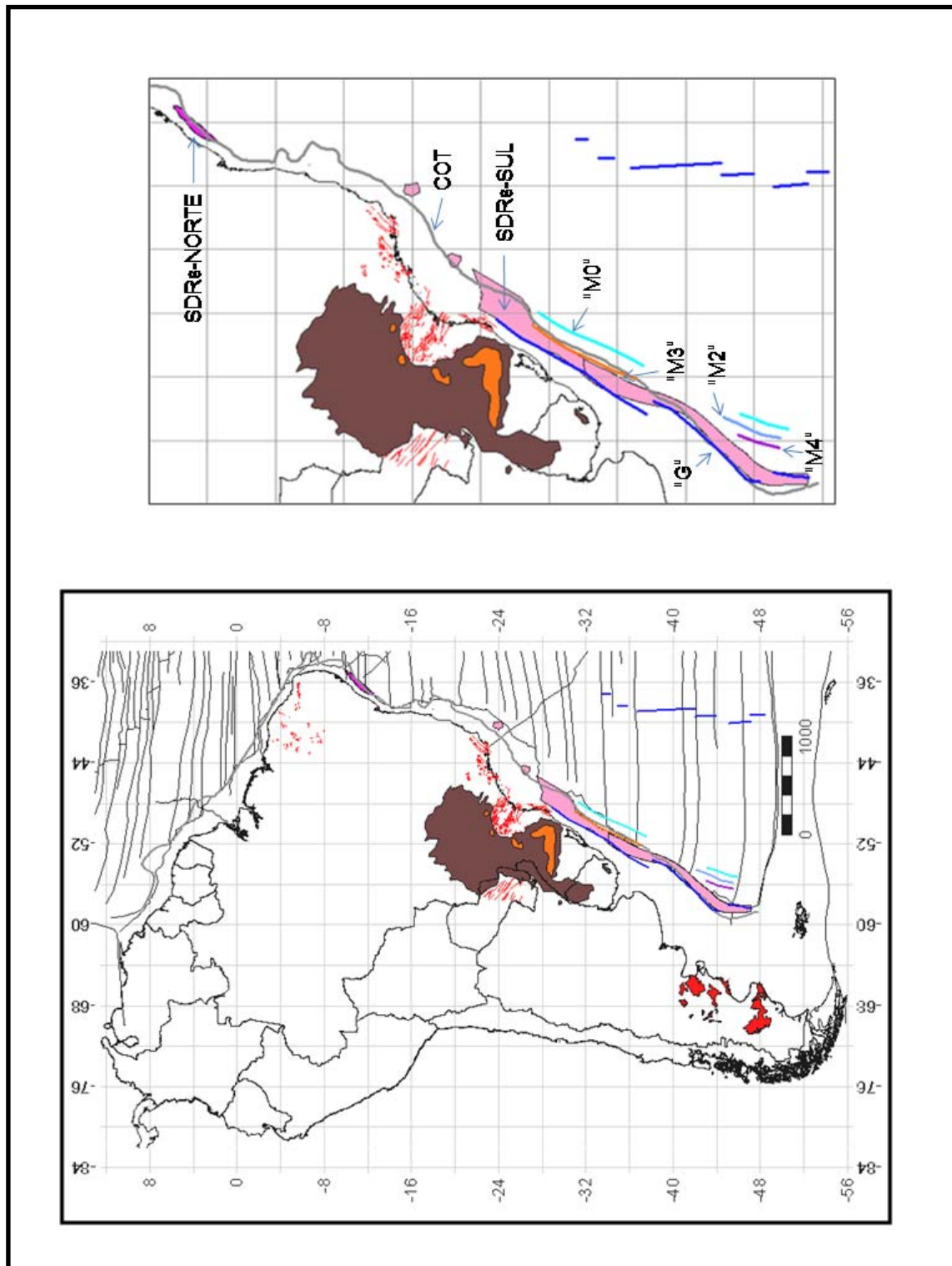


Figura 40 - SDRs na margem leste da América do Sul.

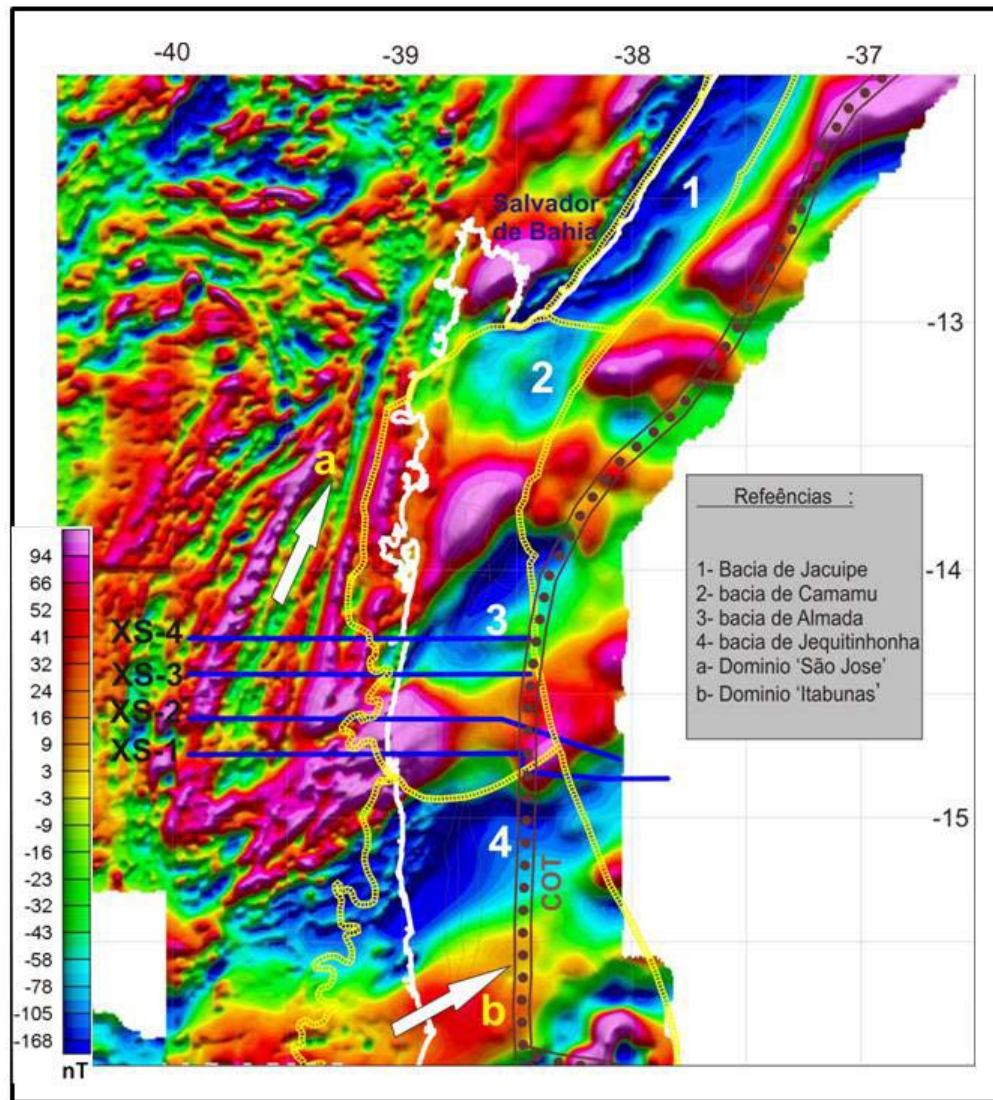


Figura 41 - Mapa aeromagnético do Craton de São Francisco e da Bacia de Almada. A faixa pontilhada em marrom representa o limite crosta continental – oceânica.

3.3.4 O vulcanismo do rifte (BSRV) das bacias da margem passiva.

O vulcanismo sin-rifte, que é registrado na maioria das bacias da margem passiva Sul-Americana ao sul da Bahia, é o terceiro elemento na análise composicional da margem. O BSRV pode ser o elemento de conexão entre o magmatismo de intraplaca das LIPs e o magmatismo do limite crosta continental- oceânica (COB) dos SDRs.

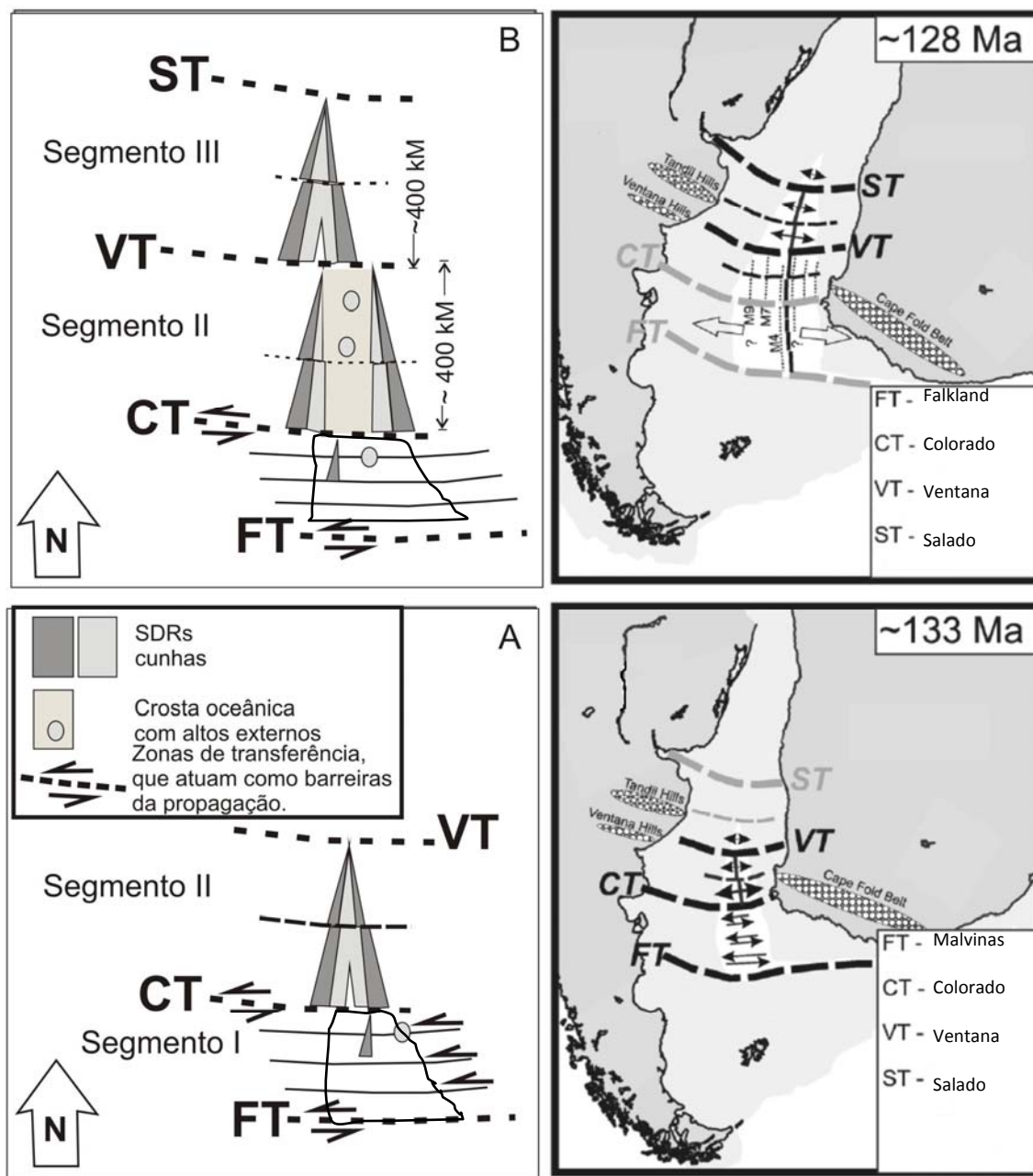


Figura 42 - SDRs no *offshore* da Argentina.

Fonte: FRANKE et al., 2007.

O BSRV ocorre tanto em posições *onshore* como *offshore* das bacias, podendo começar e finalizar alguns poucos milhões de anos antes e depois da fase principal do rifte (GEOFFROY, 2005).

Na margem passiva Sul-Americana tem sido reconhecido um conjunto de 18 bacias desde a localização mais austral, no *offshore* da Argentina, até as posições mais setentrionais no

offshore do Brasil (Figura 43 e Tabela 1). Estes grupos de bacias apresentam um conjunto de características que são comuns a todas elas, e particularidades próprias de cada segmento da margem. As bacias estão separadas umas das outras por altos estruturais de embasamento cristalino, e todas elas mostram uma evolução que passa pelos estágios de rifte, transição (sag e evaporitos) e desenvolvimento da margem passiva (*drifte*), vinculadas com a quebra do Gondwana e a geração do Oceano Atlântico (MOHRIAK et al., 2008).

Algumas destas bacias registram períodos de sedimentação prévios ao rifte principal (sequência pré-rifte), herdados de fases tectônicas de riftes intracratônicos e sinéclises continentais, anteriores ao desmembramento do Gondwana. O pré-rifte é também responsável por condicionantes locais na evolução destas bacias (ULIANA e BIDDLE, 1988). O regime tectônico principal das bacias é distensivo (obliquo), embora se apresentem superposições de outros regimes tectônicos locais, como por exemplo:

- Transcorrência (Bacias de Pernambuco/Paraíba, Austral, San Julián e Malvinas).
- Influência da subdução da placa do Pacífico (Bacias de Austral e oeste de San Jorge).
- Halocinese (como sucede nas bacias evaporíticas com sal do Aptiano no segmento Santos - Camamu).

O conhecimento geológico das bacias da margem atlântica está relacionado principalmente com os dados geológicos e geofísicos obtidos por instituições de pesquisa, pela indústria de petróleo, e pelas perfurações comerciais para exploração e produção de hidrocarbonetos. Na margem continental Sul-Americana foram perfurados aproximadamente 42.322 poços, tanto nas porções terrestres como nas áreas marinhas destas bacias (Tabela 1).

Se observarmos a abundância do vulcanismo do rifte na margem Atlântica da Argentina e Brasil, com base nas perfurações, a margem apresenta uma alternância de segmentos de caráter vulcânico forte, moderado e não vulcânico (Figura 44).

Tabela 1. Bacias da margem leste de América do Sul.

Mapa	Bacia	Onshore Offshore	# Poços	Prerifte	Duração do Rifte	Idades Radiométricas (Vulcanitas sinrife em posicoes offshore ou near onshore)	Tipo Magmatico	Abundancia do Magmatismo	Tectônica	Referências Bibliograficas
1	Austral	Onshore Offshore	1785	NÃO	178.4-121.5 m.a.	178.4-130 m.a.	ChonAike	Muito abundante	Distensiva +Strike-Slip +subduccao	Robbiano et.al (1996); Pankhurst et.al (2000).
2	Malvinas	Offshore	18	?	210~116/120	168.3	ChonAike	Muito abundante	Distensiva	Ross et.al (1996); Kress et.al (1996);
3	San Julian	Offshore	1	SIM	220-155 m.a.	?	ChonAike	Muito abundante	Distensiva	Figueiredo et.al (1996); Ross et.al (1996)
4	San Jorge	Onshore Offshore	30675	NÃO	171.6-130 m.a.	?	ChonAike	Muito abundante	Distensiva Compressao no Oeste	Baldi e Nevestik (1996)
5	Rawson-Valdez	Onshore Offshore	2	NÃO	?	?	ChonAike	Muito abundante	Distensiva	Marinelli e Franzin (1996)
6	Colorado	Onshore Offshore	18	NÃO	160-127 m.a 140-110 m.a 157-137 m.a.	140-110 m.a. ?	ChonAike	Muito escaso	Distensiva	Juan et.al (1996); Fryklund et.al (1996)
7	Salado/ Punta del Este	Onshore Offshore	12	SIM	165-120 m.a	?	Paraná	Abundante	Distensiva	Tavella e Wright (1996);
8	Pelotas	Onshore Offshore	20	SIM	138-115 m.a.	113, 118, 125, 127, 138 m.a.	Paraná	Muito abundante	Distensiva	Vital Bueno et.al (2007); Mohriak et.al (2000);
9	Santos	Offshore	304	NÃO	138-122 m.a.	117, 138 m.a.	Paraná	Muito abundante	Distensiva	Mohriak et.al (2000); Moreira et.al (2007)
10	Campos	Offshore	2606	NÃO	132-122 m.a.	112-117, 134 m.a.	Paraná	Muito abundante	Distensiva	Mohriak et.al (2000); Winter et.al (2007)
11	Espirito Santo-Mucuri	Onshore Offshore	1725	NÃO	140-122 m.a.	118-136 m.a.	Paraná	Muito abundante	Distensiva	França et.al (2007); Mohriak et.al (2000)
12	Cumuruxatiba	Onshore Offshore	48	SIM	142-118 m.a.	----	Ausente	Austente	Distensiva	Rodvalho et.al (2007)
13	Iequitinhonha	Onshore Offshore	38	NÃO	130-118 m.a.	----	Ausente	Austente	Distensiva	Rangel et.al (2007)
14	Almada	Onshore Offshore	28	SIM	142-112 m.a.	----	Ausente	Austente	Distensiva	Gontijo et.al (2007)
15	Camamu	Onshore Offshore	90	SIM	142-115 m.a.	----	Ausente	Austente	Distensiva	Caixeta et.al (2007)
16	Jaquipe	Offshore	1	NÃO	135-115 m.a.	----	Ausente	Austente	Distensiva	Vieira Graddi et.al (2007)
17	Sergipe- Alagoas	Onshore Offshore	4948	SIM	142-115 m.a.	----	Ausente	Austente	Distensiva	Campos Neto et.al (2007)
18	Pernanuco-Paraiba	Onshore Offshore	3	NÃO	120-98 m.a.	101-111 m.a.	Ipojuca	Abundante	Distensiva +strike slip	Cordoba et.al (2007)
		TOTAL	42322							

Segundo esta abundância, como tem sido observado por Chang et al. (1992) e Ramos et al. (1996), os diferentes segmentos da margem podem ser classificados em segmentos com forte caráter vulcânico (segmentos austral, meridional e setentrional), separados por áreas de caráter vulcânico moderado (segmentos do Colorado e Santos - Espírito Santo) ou de caráter não vulcânico (segmento entre as bacias de Cumuruxatiba a Sergipe/Alagoas).

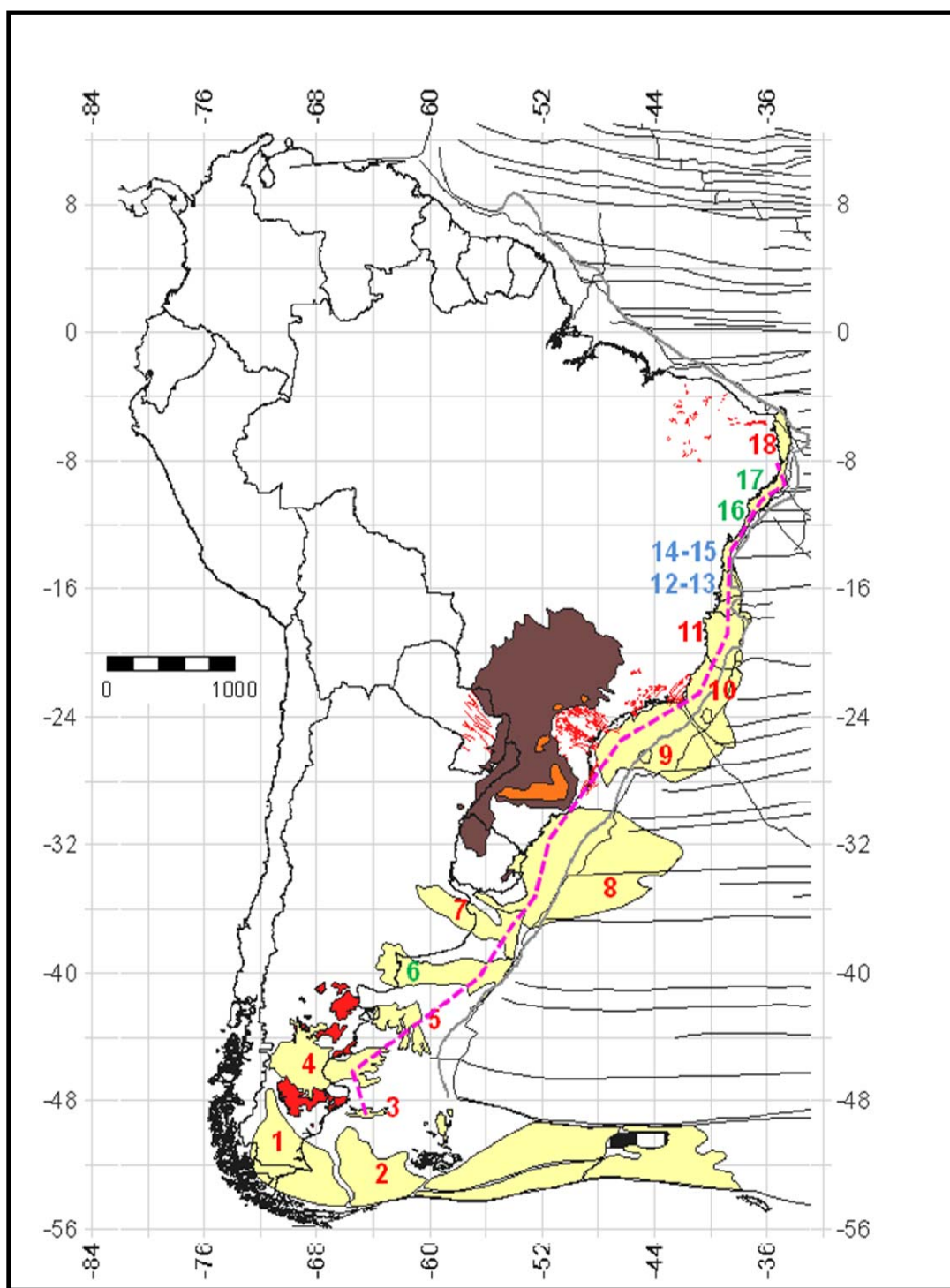


Figura 43 - Bacias da margem leste de América do Sul.

Referências: 1- Austral; 2-Malvinas; 3-San Julian; 4-San Jorge; 5- Rawson – Valdez; 6-Colorado; 7-Salado-Punta del Este; 8-Pelotas; 9-Santos; 10-Campos; 11-Espírito Santo; 12e13- Cumuruxatiba-Jequitinhonha; 14e15-Almada- Camamu; 16- Jacuípe ; 17-Sergipe-Alagoas; 18-Pernambuco - Paraíba.

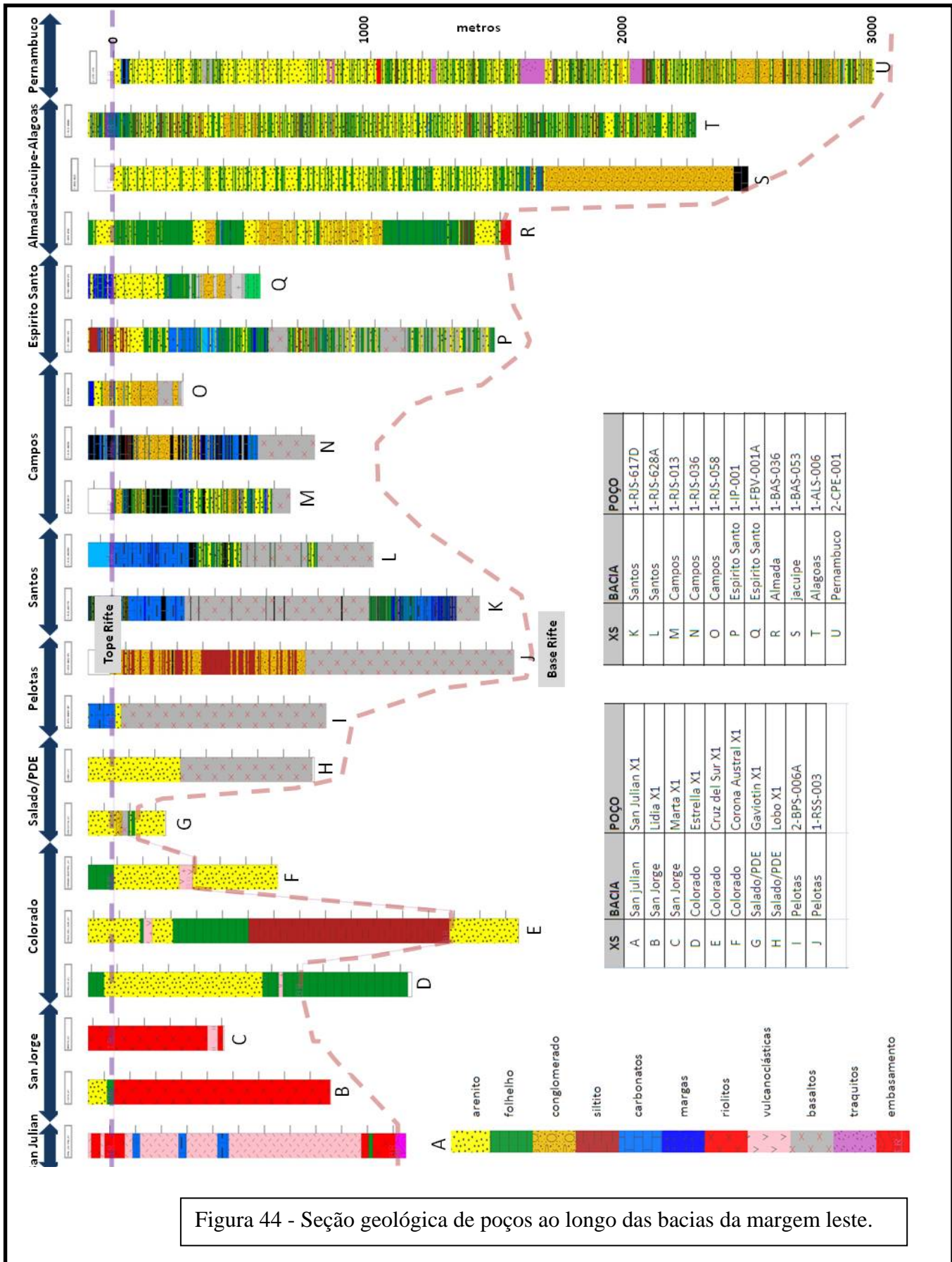


Figura 44 - Seção geológica de poços ao longo das bacias da margem leste.

O segmento austral compreende as Bacias de Austral, Malvinas, San Julián, San Jorge e Rawson/Valdez (Figura 43). O vulcanismo está representado pela Série Tobífera (BRUHN et al., 1978), e pelos Grupos Bahia Laura e Lonco Trapial (FERUGLIO, 1949). Estas unidades vulcânicas e vulcanoclásticas constituem o embasamento econômico destas bacias, embora localmente, estas rochas tem sido capazes de gerar reservatórios comerciais de gás. As caracterizações petrológicas, geoquímica e isotópicas destas vulcânicas são ainda muito escassas. A composição é bimodal com predomínio dos termos félsicos e piroclásticos, sendo equivalente ao vulcanismo da LIPs do Chon Aike (PANKHURST et al., 1998). Idades radiométricas (Rb/Sr, K/Ar e U/Pb) na Bacia de Austral, variam entre 178.4 a 130 M.a., e na Bacia de Malvinas em 168.3 M.a. (LINARES, 2007; PANKHURST et al., 2000; Figura 39). Embora as espessuras perfuradas destas vulcânicas estejam condicionadas a critérios próprios da atividade econômica, alguns exemplos da abundância do magmatismo pode ser observado nos poços Lidia X1, Marta X-1 e San Julián X-1 (Figuras 43 e 44). Os poços Lidia e Marta, furados pela AGIP em posições *offshore* da Bacia de San Jorge na década do 70, registram cerca de 900 e 400 metros de vulcânicas e vulcanoclásticas respectivamente (LESTA et al, 1972). O poço San Julián X-1, perfurado pela Petrobras, nos anos 90 na bacia homônima, mostra uma seção do rifte constituída por 1385 metros de riolito e tufos (FIGUEIREDO et al. 1996).

O segmento da Bacia do Colorado é muito pobre em termos vulcânicos, como tem sido constatado nos poços perfurados no *offshore* (Figuras 43 e 44). O poço Corona Austral X-1, apresenta uma espessura de 51 m de uma rocha vulcânica de idade K-Ar de 140-110 M.a. (FRYKLUND et al., 1996). Os poços Cruz del Sur X-1 e Estrella X-1, mostraram espessuras de 34 e 16 metros respectivamente, de uma rocha de composição tufácea com provável retrabalhamento sedimentar. A natureza destes depósitos, vincularia este vulcanismo com um magmatismo félsico e vulcanoclástico de tipo Chon Aike.

O vulcanismo do segmento meridional, que compreende as Bacias de Salado /Punta del Este, Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, encontra-se melhor estudado que o segmento austral seja em termos petrológicos, geoquímicos e isotópicos, seja em função da maior amostragem por perfuração de poços de petróleo. As rochas vulcânicas destas bacias mostram composições que variam de básicas a intermediárias (basaltos, traqui-basaltos, basalto-traquitos, traqui-andesitos, andesito-basalto e andesitos). Ocorrem na formas de derrames, soleiras e

vulcanoclásticas, com evidências de exposições subaéreas (FODOR e VETTER, 1984; LOBO, 2000; MIZUSAKI et al., 1992; MOHRIAK et al., 2002). Em geral, estas vulcânicas, constituem o embasamento econômico destas bacias, embora localmente, também possam desenvolver condições de reservatórios de petróleo, como acontece nos campos de Badejo e Linguado na Bacia de Campos (GUARDADO et al., 1989).

As espessuras das vulcânicas perfuradas neste segmento são importantes, os poços Lobo X-1 (Bacia de Punta del Este), 1-RSS-03 (Bacia de Pelotas) e 1-RJS-617D (Bacia de Santos), por exemplo, perfuraram 513, 812 e 810 metros de basaltos respectivamente, sendo correlacionáveis com as formações Puerto Gomez da Bacia de Santa Lucia no Uruguai e com a Fm. Serra Geral da Bacia do Paraná (MOHRIAK et al., 2002; VEROLAVSKY et al., 2003). O caráter geral do magmatismo inclui-se numa série transicional de afinidade toleítica. Intensas interações pós-magmáticas, com água ricas em álcalis, podem ter produzido enriquecimentos relativos em MgO, FeO total, K₂O, Rb e Ba e depletações de SiO₂ e CaO, mascarando as relações iniciais entre os elementos químicos e dificultando o reconhecimento do caráter toleítico do vulcanismo, como tem sido observado em amostras nas Bacias de Pelotas e Campos. Aparentemente elementos como Zr, Nb, Y e REE teriam permanecido constantes (MIZUSAKI et al., 1990,1992; MOHRIAK et al., 2002).

Na Bacia de Pelotas se reconhecem duas suítes de baixo e alto TiO₂, semelhantes ao magmatismo da LIP do Paraná e aos enxames de diques associados. Nas Bacias de Campos e Espírito Santo, tem sido descrito somente uma serie de baixo TiO₂, podendo a ausência da série de alto TiO₂ estar relacionada com um problema de amostragem (LOBO et al., 2006; MOHRIAK et al., 2002). Considerando que na LIPs do Paraná têm sido identificados dez tipos magmáticos diferentes (PEATE, 1997), são esperadas variações locais no caráter do vulcanismo nestas bacias (provincialidade geoquímica). Relações normalizadas de La/Yb e La/Nb, nas Bacias de Pelotas, Campos e Espírito Santo, indicam diferentes contribuições de diversas fontes mantélicas e o processo de diferenciação magmática por cristalização fracionada (\pm assimilação) é o principal mecanismo apontado por diferentes autores (LOBO, 2000, 2006; MOHRIAK et al., 2002). A idade do magmatismo nestas bacias estaria compreendida entre os 138 a 112 M.a. (Figura 39).

As bacias do segmento Cumuruxatiba até Sergipe/Alagoas não apresentam evidências de rochas vulcânicas na seção do rifte, nos 5153 poços perfurados neste segmento (Tabela 1).

E finalmente, no segmento setentrional das Bacias de Pernambuco e Paraíba, o vulcanismo de tipo “Ipojuca”, tem sido observado nos poços 2-CPE-1PE e 9-JG-1PE (Figuras 39 e 44). Este vulcanismo é equivalente às rochas aflorantes da província magmática alcalina do Cabo (LIMA, 1998; MENOR, 1977; NASCIMENTO, 2003). No poço 2-CPE-1PE, as vulcânicas de Ipojuca se apresentam como soleiras e diques, com espessuras individuais que variam entre os 2 a 94 metros, totalizando aproximadamente 250 metros de vulcânicas intercaladas com os sedimentos da Fm. Cabo. Idades radiométricas Rb/Sr de 102.5 M.a. e análises palinológicas obtidas neste poço (zonas P-260, 270 e 280) conferem idade Aptiana até Albiana para a Fm. Cabo (FEIJÓ, 1994; LIMA, 1998; MIZUSAKI, 1986; NÓBREGA, 1995). No poço 2-CPE-1PE tem sido reportado um maior volume de rochas ácidas (traquitos e riolitos), enquanto que no poço 9-JG-1PE a maior parte das vulcânicas seria de composição basáltica e traqui-andesitos (LIMA, 1998).

3.3.5 O magmatismo *underplate* na margem passiva.

A interpretação de magmatismo *underplate* fica restrita somente nas áreas onde se dispõe de sísmica de refração profunda. Estes tipos de perfis sísmicos são muito escassos na margem Sul-Americana (Figura 45), com exceções das aquisições feitas por algumas instituições de pesquisa:

- Observatório Lamont – Doherty, da Universidade de Columbia, e o Serviço de Hidrografia Naval, da Argentina, nas décadas dos 50 e 60, no *offshore* da Argentina e do Uruguai (EWING et al., 1963; LUDWIG et al., 1968).
- Observatório Lamont-Doherty, em aquisições antigas no litoral de Rio de Janeiro e no Platô de São Paulo (LEYDEN et al., 1971).
- O BGR da Alemanha, em levantamentos mais modernos, na década dos 90, nas Bacias do Colorado e Rawson /Valdez, no litoral da Argentina (FRANKE et al., 2002).

Nos perfis de sísmica de refração profunda registrados nas Bacias de Santos e Pelotas (LEYDEN et al., 1971), não se verifica a existência da camada de velocidades compatíveis com o *underplate*. Entretanto, nas Bacias de Punta Del Este /Salado, Colorado, Rawson/Valdez e San Jorge, têm sido registradas velocidades correlacionáveis com esta camada (EWING et al., 1963; FRANKE et al., 2002; LUDWIG et al., 1968).

A Bacia do Colorado apresenta um problema em relação ao posicionamento da camada do *underplate*, já que esta estaria localizada muito longe das posições geográficas esperadas (Figura 31). Este fato poderia indicar que seja uma geração anterior à abertura do Atlântico, e que esta camada de alta velocidade poderia ter sido adicionada à crosta em tempos Permianos ou Triássicos, relacionado a processos extensionais prévios (FRANKE et al., *op. cit.*).

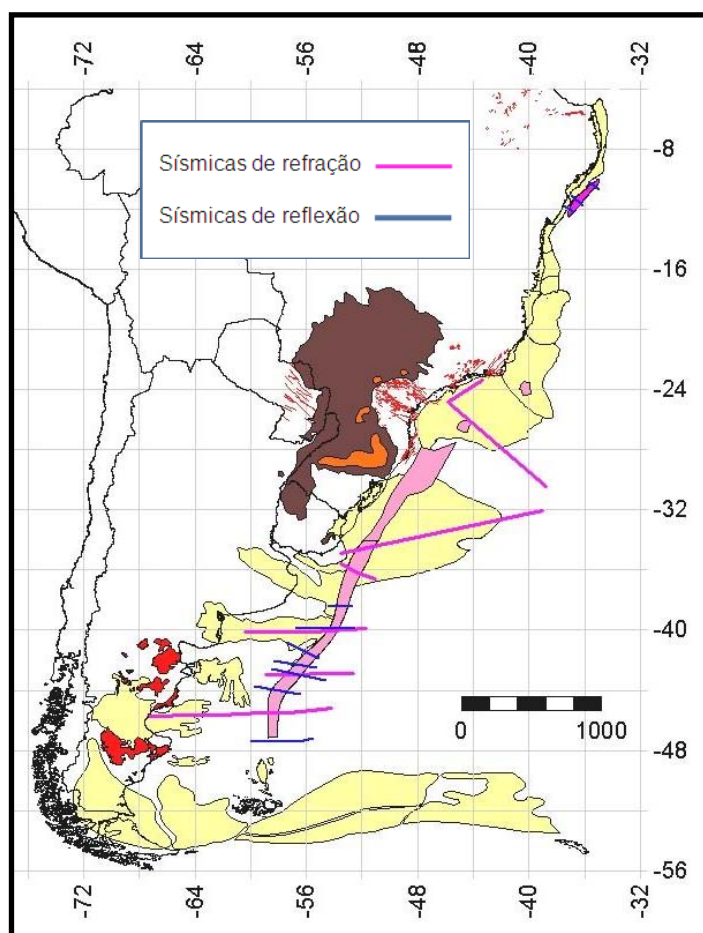


Figura 45 - Secções de sísmica de refração de domínio núblico na margem passiva da América do Sul.

3.4 Mecanismos de formação das VM e NVM:

3.4.1 Introdução:

A discussão sobre a geração dos diferentes tipos de margens (VM e NVM) é ainda sujeita a intenso debate na literatura geológica. A análise das origens das margens conduz o estudo a aspectos como: a classificação dos tipos de riftes, os mecanismos de geração dos mesmos além das condições físicas e reológicas da crosta e do manto litosférico que estão envolvidas no processo.

O enfoque inicial, na geodinâmica, esteve centrado na classificação dos riftes continentais, os quais têm sido divididos tradicionalmente, segundo o mecanismo de formação em: ativos e passivos (SENGOR e BURKE, 1978). A diferença principal entre estes dos protótipos seria que no riftes ativos a extensão da litosfera seria causada por uma anomalia térmica no manto, enquanto nos riftes passivos, a anomalia térmica seria uma consequência da extensão litosférica, cujas causas seriam associadas com a tectônica de placas (Figura 46).

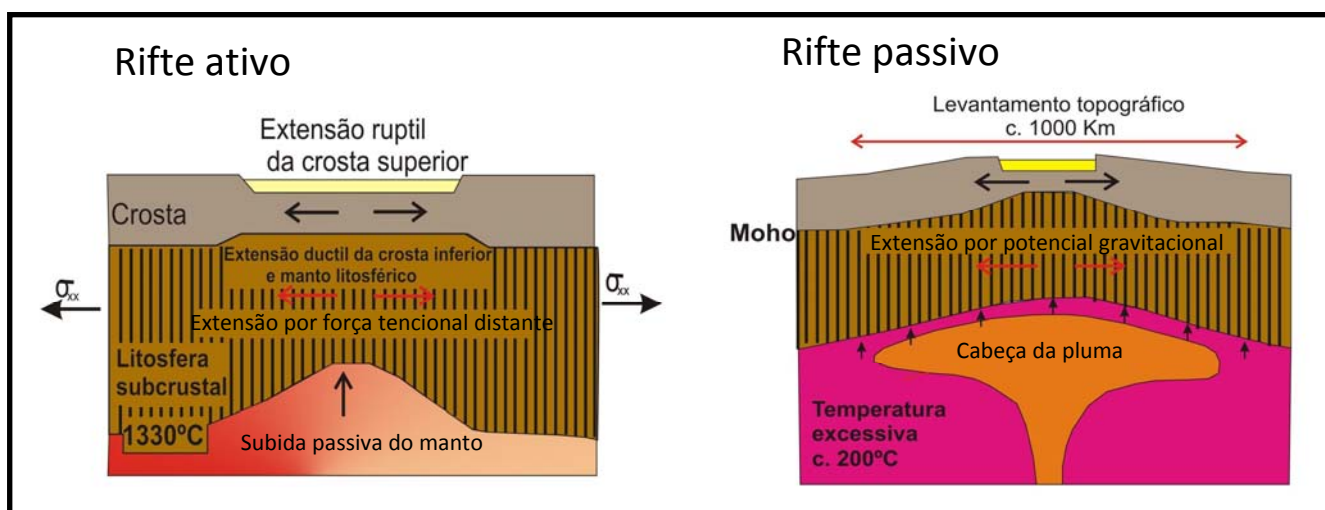


Figura 46 - Modelos de rifteamento ativo e passivo.

Mais recentemente o foco da discussão tem-se voltado para a compreensão da dinâmica do estiramento da litosfera continental sob determinadas condições de esforço e viscosidade, e nas condições físico-químicas da geração dos magmas associados. Este novo foco foi bastante estimulado pelo desenvolvimento de modelos numéricos mais sofisticados, experimentos de laboratório, modelos análogos e melhorias na qualidade da visualização das linhas sísmicas profundas (ALLEN E ALLEN, 2005).

Os processos geológicos que formam e modificam os riftes continentais são muito complexos e variados, não sendo possível representá-los num único cenário de modelagem nem em protótipos, o que conduziu o desenvolvimento de diversas hipóteses geológicas. Nesta nova etapa, orientada para a melhor compreensão dos riftes passivos, foram geradas novas classificações baseadas nos seguintes fatores:

- A presença de anomalias térmicas: distinção entre riftes “quentes” e “frios” (WHITE e MCKENZIE, 1989; WHITE, 1993).
- Mecanismos físicos de extensão: distinção em riftes originados por “cisalhamento puro”, “cisalhamento simples”, “distensão não uniforme”, “cisalhamento puro e simples combinado” e o “*cantiliver flexural*”, entre as hipóteses mais importantes (COWARD, 1986; KUZNIR et al., 1987, 1991; MCKENZIE, 1978; ROYDEN e KEEN, 1980; WERNICKE, 1985).

Adicionalmente, várias das margens continentais atlânticas apresentam evidências de superposições de mecanismos de formação, durante a geração do rifte, o que tem dado origem as hipóteses de rifteamento passivo-ativo (COURTILLOT et al., 1999; WHITE E MCKENZIE, 1995).

Na revisão dos diferentes modelos de formação das bacias rifte, serão também analisadas as interações entre o rifteamento, sedimentação e magmatismo.

3.4.2 Riftes ativos e plumas:

Nos riftes ativos, a chegada de uma anomalia térmica da astenosfera geraria um domeamento, com posterior fraturamento e afinamento da litosfera, enquanto nos riftes passivos,

o rifteamento estaria vinculado com um estiramento mecânico da litosfera, e a astenosfera ascenderia de forma passiva (Figura 46).

A hipótese da anomalia térmica (ou plumas) no rifteamento ativo supõe as seguintes características (COURTILLOT et al., 1999):

- Controle ativo do manto na geração da fusão crustal e extravasamento de basaltos. A litosfera, embora possa influenciar o magmatismo, não seria a causa devido a seu caráter passivo.
- O impacto da cabeça de uma pluma, na base da litosfera, geraria processos como:
 - Domeamento térmico da litosfera.
 - Transferência de calor da astenosfera para a litosfera com modificação dos limites térmicos das camadas.
 - Intenso vulcanismo (presente nas VM). A intensidade da atividade magmática estaria controlada pela distância da margem em relação ao centro da pluma.
 - *Uplift* regional, com estiramento muito pronunciado e ruptura mecânica (tensional) da litosfera.
- Evolução temporal na seguinte seqüência: domeamento – vulcanismo – rifteamento.

O conceito de anomalias térmicas ou plumas mantélicas começa com Wilson (1963), e está baseado na observação dos alinhamentos de ilhas vulcânicas nas placas oceânicas, denominados de *hot spots*. Medições do fluxo térmico nos arquipélagos de Havaí, Bermudas e no Cabo Verde, confirmaram fontes de anomalias térmicas profundas. Na litosfera oceânica a identificação das plumas é mais simples e diretas que na litosfera continental (WHITE E MCKENZIE, 1989).

De acordo com estes últimos autores, as plumas apresentariam características como:

- Corpo central de manto ascendendo com altas temperaturas, com larguras da ordem dos 100 a 150 Km e cabeças em forma de cogumelo.
- Os aumentos de temperaturas na base da crosta seriam na ordem dos 100 a 200°C em relação ao um manto normal (~1280 °C).
- As áreas de influência das cabeças das plumas podem ser estimadas entre 800 a 2000 Km de diâmetro.
- A chegada da pluma geraria um *uplift* dinâmico da litosfera, com soerguimentos da ordem de 1 a 2 Km, com o conseqüente desenvolvimento de sedimentação rifte em posições subaéreas. Estas áreas elevadas ajudariam a estender o vulcanismo, na forma de derrames, para regiões fora do rifte.
- As anomalias térmicas profundas modificariam a forma do geóide.

A existência ou não das plumas é também fonte de intenso debate na literatura geológica. Autores como Anderson (1998) e outros, por exemplo, contestam o modelo e negam completamente alguns dos paradigmas da hipótese, e explicam a subida do manto e a intensa fusão da litosfera e crosta como produtos de importantes gradientes térmicos laterais, que ocorreriam na borda dos cratons. Entretanto, essa hipótese requer mantos superaquecidos ou muito ricos em voláteis para explicar a geração dos enormes volumes de magmas encontrados nas LIPs (COURTILLOT et al., 1999).

3.4.3 Riftes passivos:

A hipótese do estiramento passivo da litosfera (SENGOR e BURKE, 1978), supõe características opostas à hipótese da pluma, onde:

- Os riftes seriam primariamente o resultado de um diferencial de tensões na litosfera, causado pela interação das placas tectônicas. Este processo resultará no afinamento litosférico com conseqüente diapirismo astenosférico e fusão parcial do manto gerando o vulcanismo (Figura 46).

- O rifteamento mecânico poderia estar controlado pela existência de zonas de fragilidade tectônicas prévias, na crosta, no manto ou em ambas.
- O magmatismo estaria controlado primariamente por processos litosféricos e o manto teria um caráter secundário, podendo influir sobre as condições do magmatismo (composição, voláteis e temperaturas), porém não seria responsável pela geração dos basaltos, o qual estaria associado com a subida passiva da astenosfera.
- Este mecanismo teria uma evolução temporal com uma seqüência do tipo: domeamento – rifteamento - vulcanismo.

3.4.4 Riftes passivos “quentes” e “frios”:

White e McKenzie (1989) e White (1993), classificam os riftes passivos em “quentes” e “frios”. Os riftes passivos “quentes” (*hot rift*) ocorrem quando o rifteamento litosférico ocorre numa área onde existe uma anomalia térmica ou pluma. Neste modelo aconteceriam processos como:

- O efeito da pluma geraria a subida passiva da astenosfera, que por descompressão, pode produzir fusão parcial e geração de grandes volumes de magmas.
- A fusão parcial das rochas estaria controlada pela descompressão adiabática da astenosfera (fusão por descompressão). Os magmas gerados, de composição basáltica, requereriam uma fusão parcial na ordem de 1 a 2%.
- A movimentação lateral dos magmas gerados estaria controlada pelo gradiente de pressões da matriz (viscosidade da matriz) e não excederia os 30 Km, em referência ao centro de espalhamento oceânico, porém a componente principal do movimento é essencialmente vertical.

- Os magmas se formariam rapidamente e ocupariam os espaços gerados pela litosfera afinada. Parte dos líquidos formados alcançaria a superfície formando importantes fluxos de basalto, e outros permaneceriam acrescidos na crosta inferior afinada, constituindo o *underplate*.
- Quando o estiramento litosférico chega a valores altos ($\beta > 5$), a crosta continental quebra completamente, gerando um novo centro de espalhamento oceânico e uma crosta oceânica típica.
- O volume de fusão gerado dependeria da taxa de estiramento e da temperatura potencial da astenosfera.
- O *uplift* seria menos pronunciado que no rifteamento ativo, e as áreas estiradas da litosfera seria menores e mais localizadas.

Nos riftes frios (*cold rift*) a crosta continental é altamente distendida com manifestações vulcânicas praticamente ausentes e não há influência de uma anomalia térmica no manto. A crosta se estiraria até alcançar valores de β máximos, e posteriormente, se quebraria formando um centro de espalhamento oceânico novo.

3.4.5 Modelos de distensão litosférica em riftes passivos:

As breves descrições destes modelos de distensão são baseadas principalmente nos trabalhos compilados de Allen e Allen (2005) e Ubirací (2000). Modelos mais recentes envolvendo a exumação do manto serão discutidos em ítem separado.

Modelo de cisalhamento puro :

O modelo inicial de McKenzie (1978) considera quantitativamente as implicações de um rifteamento passivo (ou extensão mecânica) causados por mecanismos de cisalhamento puro (Figura 47). Este modelo assume conceitos como:

- A crosta e a litosfera se estendem em igual magnitude (estiramento uniforme com a profundidade).

- A geometria da extensão é simétrica (não há grande rotação de blocos por falhas de descolamento litosférico).
- A extensão da crosta e da litosfera é instantâneo, o que gera um desequilíbrio isostático que é compensado com uma subida passiva da astenosfera.
- A astenosfera tem uma temperatura uniforme na base da litosfera de 1333 ° C.
- O fluxo de calor é unidirecional (vertical) e é gerado por condução. Não há geração de calor radiogênico, nem atividade magmática.
- A subsidência total, de uma bacia em extensão, está dada por um componente mecânico inicial e posteriormente por um componente térmico onde o comportamento obedece a um decaimento exponencial.
 - A subsidência mecânica inicial é controlada por falhas e dependem de fatores como a espessura inicial da crosta e o fator de estiramento β . Este estágio é modelado como instantâneo.
 - Na subsidência térmica subsequente há um decaimento das isothermas a seus valores pré – extensão e as velocidades de decaimento térmico são dependentes de β . Neste estágio, a taxa de subsidência decresce exponencialmente com o tempo devido ao decréscimo do fluxo térmico com o tempo.

Embora segmentos da margem continental do Atlântico Norte (Estados Unidos, Canadá, Escócia, etc.) tenham sido explicadas com sucesso pelo modelo de McKenzie (1978), as premissas destas modelagens não são aplicáveis em todo os tipos de margens. O modelo de cisalhamento puro de Mckenzie apresenta problemas como:

- Predição da mesma quantidade de subsidência nas fases rifte e termal de uma bacia em extensão, sendo que este fato não é sempre observado (KARNER et al.,1992).
- Não há predição de blocos rotacionados, soerguidos e erosionados, que são comuns nas ombreiras dos riftes.

- Não explica importantes planos de *detachment* da crosta, observados em sísmicas profundas (WERNICKE, 1985).
- Existência de riftes prolongados no tempo, com durações na ordem dos 20 ou 30 M.a., onde não há extensão instantânea.
- Temperaturas astenosféricas elevadas, produtos de convecções e anomalias térmicas como as plumas.
- Produção de calor radiogênico.
- Compensação flexural: embora o modelo assuma compensação isostática local (modelo de Airy), a litosfera continental possui uma deformação elástica finita e uma rigidez flexural, particularmente na fase pós-rifte.

Estes outros cenários geológicos foram posteriormente incorporados em modelos mais sofisticados, em função da introdução de modificações no modelo original.

Modelo de distensão não uniforme :

O modelo de Royden e Keen (1980) apresenta premissas semelhantes às de McKenzie (1978), mas introduz modificações importantes (Figura 48). A principal diferença é que estes autores propõem uma distensão não uniforme (ou dependente da profundidade). O manto litosférico se estende em proporção diferente da crosta, e em magnitudes que podem ser contínuas ou descontínuas. A distensão rúptil promove inicialmente uma rápida subsidência tectônica crustal enquanto o estiramento subcrustal produz a subida passiva da astenosfera. Esta elevação tende a retornar a posição original por subsidência termal, ou a ser erodida. Este modelo foi aplicado a casos de afinamentos subcrustais maiores aos crustais. Sendo assim, é previsto um soerguimento inicial nos flancos do rifte devido ao rebate isostático da Moho, seguidos por erosão e subsidência termal. O grande aporte conceitual deste modelo foi mostrar que a subsidência inicial depende exclusivamente do fator de afinamento crustal (β), enquanto a subsidência termal está controlada pelo fator de afinamento subcrustal ou mantélico (δ). A

ocorrência de feições de blocos de rifte basculados abaixo de uma discordância regional que é coberta por sedimentos pouco afetados por falhas de embasamento (*sag basin*) também poderia ser explicada por fenômenos de distensão litosférica com diferentes valores para a crosta e manto (KARNER e DRISCOLL, 1999; KARNER et al., 2003; KARNER E GAMBOA, 2007).

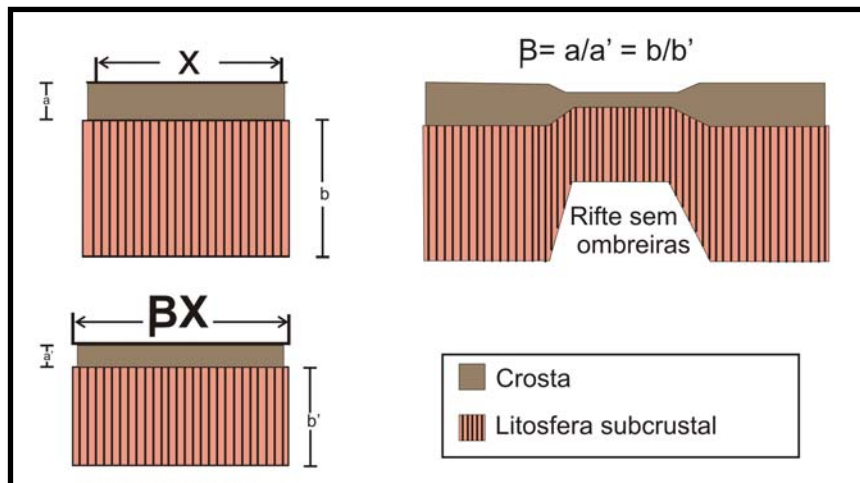
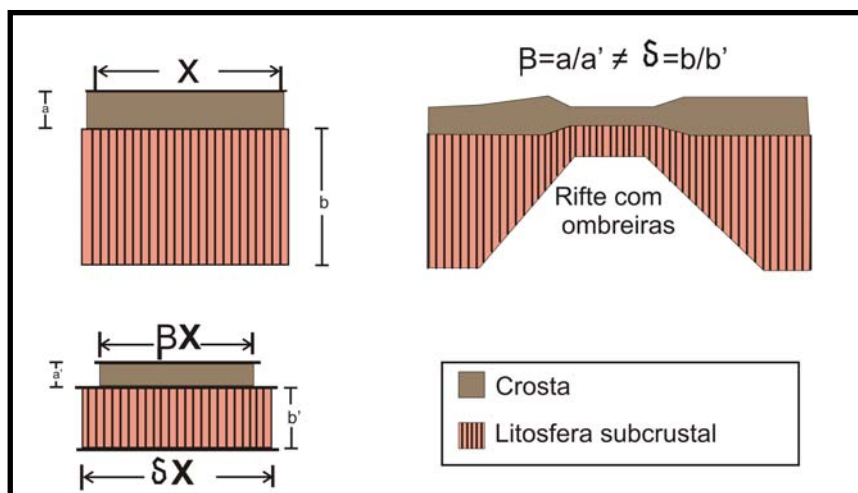


Figura 47 - Modelo de distensão uniforme.

Figura 48 - Modelo de distensão não uniforme



Modelo de cisalhamento simples:

O modelo de cisalhamento simples de Wernicke (1985) é baseado em estudos tectônicos no *Basin and Range* nos Estados Unidos, onde o autor observou que a crosta (e provavelmente a litosfera) se estende em forma assimétrica ao longo de zonas de cisalhamento, de configuração lítrica, que atravessariam completamente a litosfera.

Este modelo assume conceitos como:

- A zona de extensão (controlada por falhas) está deslocada da área onde acontece a subida da astenosfera (levando a uma assimetria dos riftes nas margens conjugadas).
- Há zonas com comportamentos diferentes onde a subsidência térmica e o *uplift* podem acontecer simultaneamente em posições diferentes na margem em extensão. A Figura 49, mostra a zona 1, onde a distensão crustal é maior que a subcrustal (gerando uma bacia de rifte), e a zona 2, onde a distensão subcrustal é maior que a crustal (bacia termal ou *sag*).
- Afinamentos extremos da litosfera junto com mecanismos de perda de carga pela falha de descolamento podem gerar exumação da crosta inferior e até do manto superior (LISTER et al., 1986; LISTER E DAVIS, 1989; LISTER et al., 1991; MANATSCHAL et al., 2001).

O modelo de Wernicke apresenta problemas para explicar eventos como:

- Bacias onde acontece superposição coaxial de áreas com subsidência controlada por falhas e posteriormente subsidência térmica, como acontece no Mar do Norte.
- Outra das críticas também frequentes ao modelo de Wernicke é que não há evidências sísmicas de que os níveis de *detachment* consigam atravessar a litosfera completa, sendo que as linhas sísmicas profundas, em sua maior parte, mostram que estes níveis descolam na crosta inferior ou na base da crosta, na descontinuidade de Mohorovicic (KUSZNIR et al., 1991).

O modelo de Wernicke é apontado por alguns autores como responsável por margens de tipo NVM (BUCK et al., 1988; LISTER et al., 1986; MANATSCHAL et al., 2001). Este mecanismo pode resultar em importantes extensões da crosta que não requeriam estar acompanhada de importantes extensões do manto litosférico, o que se traduz em subidas mínimas da astenosfera e inibição na produção de magmas. A geração de magmas, se estes existirem, poderia ser posterior, com o foco de intrusões ígneas e extrusões vulcânicas, deslocado para fora da área da extensão.

Níveis de *detachment* intracrustal têm sido frequentemente observados em bacias sedimentares, como por exemplo, em linhas sísmicas profundas na Galícia, nas planícies abissais

da Ibéria, na Bacia de Almada (Capítulo 2) e em afloramentos nos Alpes (MANATSCHAL et al., 2006). Autores como Bowling e Harry (2001), embora reconheçam a freqüente aparição destes níveis na sísmica, sugerem que a sua presença não constitui uma condição suficiente para formar as NVM, já que:

- Ao ruptura continental não acontece até que as duas placas tenham sido separadas completamente com formação de litosfera oceânica entre ambas. Isto requereria um extenso vulcanismo sin-rifte, que começaria logo depois da exumação do manto e finalizaria com a criação de nova litosfera oceânica, produzindo um extenso magmatismo na COB.
- As histórias de resfriamento térmico dos sedimentos pouco espessos do rifte depositados num manto exumado, na Ibéria, sugerem que as zonas de cisalhamentos podem ter sido desenvolvidas tardiamente durante a extensão. A ascensão da astenosfera poderia ter sido influenciada pelos níveis de *detachment* somente no final do rifteamento, porém estes níveis teriam pouca influência nos volumes, no tempo da fusão e na distribuição dos magmas.

Modelo de cisalhamento simples e puros combinadas:

Coward (1986) e Kusznir et al. (1987) questionaram o modelo de cisalhamento simples com falhas penetrando até a base da litosfera. Para estes autores a distensão aconteceria segundo a combinação de um modelo de cisalhamento simples, na crosta, e num modelo de cisalhamento puro, no manto litosférico. Para Kusznir et al. (1987) a distensão crustal se dá através de uma falha lítrica que descola na crosta inferior ou no limite crosta – manto litosférico (*decollement*), e a distensão no nível subcrustal estaria balanceada através de um mecanismo de cisalhamento puro (Figura 50). Estes autores concluíram também que :

- Grandes profundidades de descolamento resultam em bacias profundas e estreitas.
- Não há diferenças expressivas nas dimensões das bacias se atuarem tanto falhas lítricas ou planares de baixo ângulo.

Modelo de “cantiliver flexural”:

Kusznir et al. (1991), propuseram modificações ao modelo de Kusznir et al. (1987), ao estudar as bacias de *Jeanne d’Arc*, no nordeste de Canadá, e o *graben* do Viking , no Mar do Norte. Nestes exemplos, a distensão é mais bem representada por uma falha planar que descola na crosta inferior (Figura 51). Os blocos da lapa e da capa da falha atuam como vigas flexurais que se suportam mutuamente, daí a denominação de *cantilever flexural*. A compensação isostática induz ao colapso do bloco baixo (lapa) e ao soerguimento do bloco alto (capa). De igual forma que no modelo prévio, a crosta é deformada por cisalhamento simples e o manto litosférico por cisalhamento puro.

3.4.6 Riftes passivos-ativos:

Já na década dos 70s, vários autores (exemplo, MORGAN, 1971) chamaram a atenção sobre a coincidência temporal entre a presença das LIPs (*flood basalt*) e a ruptura continental. Posteriormente, autores como White e McKenzie (1995) concluíram que o pico do evento extrusivo, nas LIPs associadas a riftes continentais, pré-datam as anomalias magnéticas mais antigas, que marcam o início do espalhamento oceânico. Courtillot et al. (1999), retomam a análise sobre a causalidade entre as a formação das LIPs e a ruptura dos continentes, nas províncias magmáticas da Etiópia, Groenlândia, Deccan, Paraná, Karoo e no Atlântico Central (Figura 52). Estes autores concluem que:

- A associação entre as LIPs e a ruptura dos continentes é mais uma regra que uma exceção.
- Rifteamentos assimétricos, pontos tríplices, propagações dos riftes, LIPs, os SDRs e a geração de crosta oceânica, são elementos comuns e sincrônicos que dependem e estão relacionados a plumas e a fatores litosféricos.
- Os modelos de geração dos riftes teriam que combinar elementos “passivos” e “ativos” para satisfazer os fatos observados.
- Em todos os casos analisados, a presença de um elemento ativo (plumas e as LIPs resultantes) são um pré-requisito para a ruptura continental e formação de uma bacia

oceânica. Em adição, o rifteamento tem que estar também possibilitado pelas forças que atuam nos limites das placas (compatibilidade cinemática), sendo também influenciado pelas heterogeneidades (ou homogeneidades) estruturais prévias da litosfera (componente de herança).

Segundo Courtilot et al. (1999), a geometria de uma bacia oceânica pode ser interpretada como a resultante da combinação dos seguintes fatores:

- O impacto de um número limitado de cabeças de plumas que gerariam os segmentos fortemente vulcânicos da margem (riftes quentes e VM).
- A conexão e propagação dos mecanismos de ruptura continental. Esta ruptura está controlada pela geometria da nova bacia, pelas estruturas herdadas e pelos arranjos das placas. Estes mecanismos formariam os segmentos não vulcânicos (NVM) e os de vulcanismo moderado (MVM).

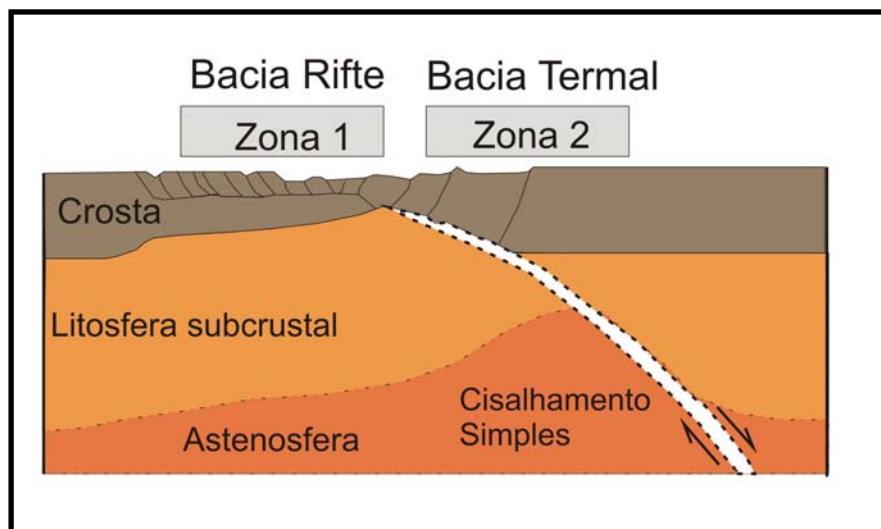


Figura 49 - Modelo de cisalhamento simples

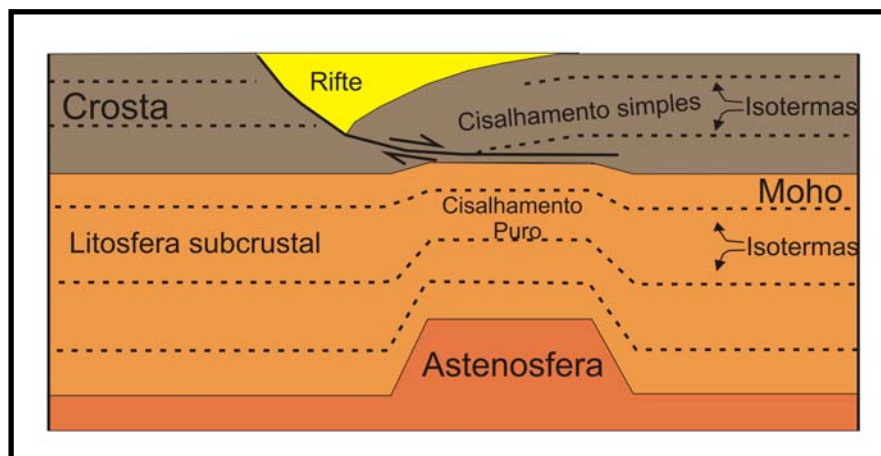


Figura 50 - Modelo de cisalhamento simples e puro combinados.

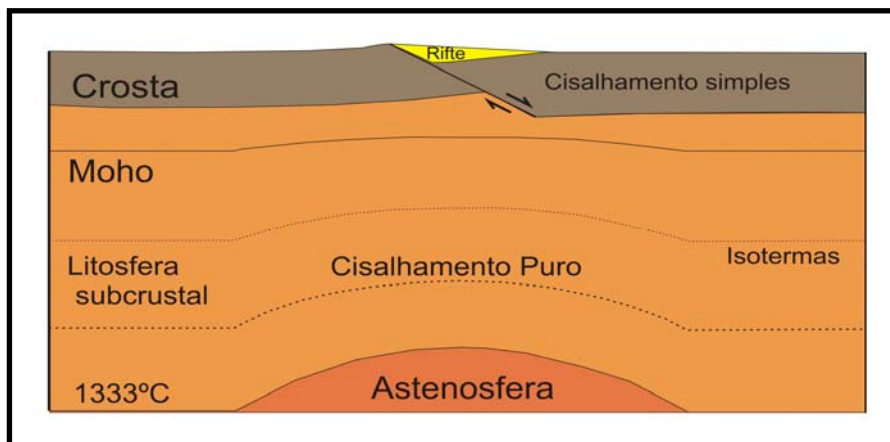


Figura 51- Modelo de cantilever flexural.

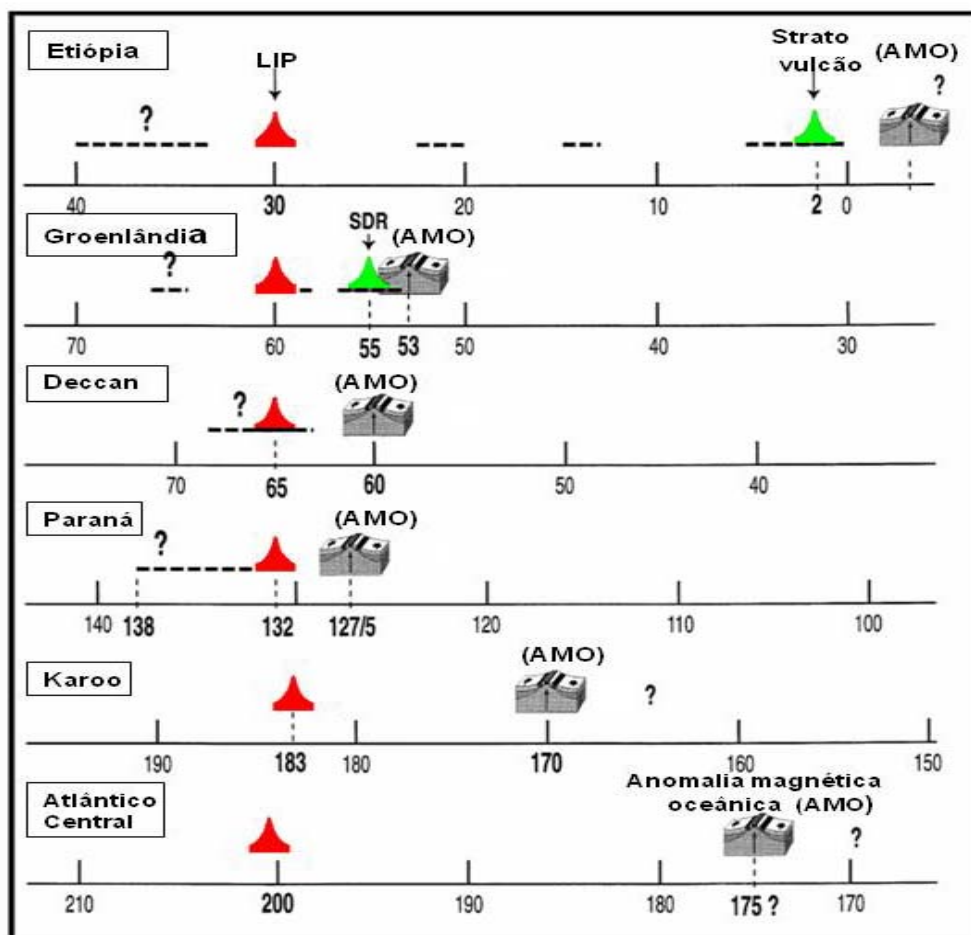


Figura 52- Modelo ativo-passivo.

Fonte: COURTILLOT et al., 1999.

3.4.7 Interações entre rifteamento e magmatismo:

A atividade magmática, embora não esteja sempre presente, é um importante componente na formação e evolução dos riftes. Como já foi mencionado anteriormente, para autores como White e McKenzie (1989) o magmatismo básico tem duas causas:

- Anomalia térmica oriunda de uma fonte mantélica profunda, responsável pela geração de grandes volumes de magma.
- Distensão litosférica com fusão parcial no topo da astenosfera por descompressão adiabática.

White (1992) classifica os magmatismos associados a rupturas continentais em três classes, agrupadas segundo as condições termais do manto sub-litosférico na época do rifteamento, onde:

- Processos distensivos, que ocorrem sobre um manto com temperaturas normais, são responsáveis pela geração de riftes e NVM. Neste cenário, podem acontecer pequenas produções de magmas que se manifestam como derrames e *sills* máficos. Se os processos de rifteamento são longos (> 10 m.a.), ocorreria resfriamento do manto e a produção magmática seria bem menor que nos rifteamentos instantâneos.
- Nas regiões periféricas de uma pluma mantélica madura o magma seria gerado por descompressão de um manto aquecido. Neste ambiente poderiam formar-se pequenos volumes de basaltos, na forma de derrames, ou se manifestarem como intrusões na base da crosta (*underplate*).
- Na ruptura continental devido à ação de uma pluma mantélica próxima seriam gerados grandes derrames de basalto (LIPs), consideráveis cunhas de SDRs e formação de *underplate*, com subsequente produção de material ácido gerado a partir da fusão parcial da crosta inferior. Estes processos seriam os responsáveis pela geração de uma VM.

Alem das mudanças de temperaturas, também tem sido propostos outros mecanismos para a geração de magmas, embora com um caráter restrito, como por exemplo :

- Diferenças na escala e no vigor das correntes de convecção do manto (HOPPER et al, 1992).

- Mudanças no estilo estrutural da litosfera (LISTER et al., 1986).

A temperatura potencial do manto é a principal propriedade física utilizada para explicar as diferenças de magnitude no vulcanismo, sendo suportada pela presença das LIPs ou pelos traços dos *hot spots* (COFFIN e ELDHOLM, 1992; WHITE e MCKENZIE, 1989).

De acordo com modelos numéricos de modelagem por elementos finitos, numa litosfera homogênea em regime distensivo (BOWLING e HARRY, 2001), mudanças de temperaturas a partir de um manto normal ($\sim 1300^{\circ}\text{C}$) que resultassem em variação de $\pm 200^{\circ}\text{C}$, duplicariam o volume magmático gerado ($\sim 1500^{\circ}\text{C}$) ou paralisariam completamente o processo da fusão (com temperaturas de $\sim 1100^{\circ}\text{C}$).

A Figura 53, do mesmo modelo numérico, mostra o impacto que a mudança de temperatura teria nos outros parâmetros do rifteamento, se passarmos de um manto normal para um manto aquecido (de 1300°C a 1500°C). Nesta análise de sensibilidade, observa-se que:

- Não há um importante controle na duração do rifte (tempo de início da ruptura), no tempo de início da fusão e na extensão total do rifte (Figuras 53 A, B e C).
- Entretanto, há um importante impacto nos volumes de magma gerado, na largura da área de fusão, na espessura mínima da crosta continental estirada e no fator β de estiramento crustal (Figuras 53 D, E, F, G e H).

Estes mesmos autores questionam a possibilidade de existência de mantos frios, já que nas NVM, logo após da COB, há geração de crostas oceânicas que requerem de temperaturas na ordem dos 1300°C para se formar. Observam também, que um manto frio produziria um efeito de rigidização da litosfera deslocando a extensão para outras posições mais dúcteis e favoráveis ao rompimento (BOWLING e HARRY, 2001; HARRY et al., 1993).

Em cenários geológicos onde não é possível considerar aumentos da temperatura potencial do manto, a presença ou ausência de vulcanismo (VM e NVM) pode ser explicada pela existência de homogeneidades ou heterogeneidades (pré-extensão) da litosfera. Modelos numéricos de elementos finitos nestes ambientes (BOWLING e HARRY, 2001; HARRY e SAWYER, 1992) permitiram demonstrar que:

- Crostas reologicamente homogêneas e taxas de extensão de moderadas a rápidas promovem a formação de NVM em condições de temperaturas de manto normal até moderadamente quente.
- Crostas e mantos reologicamente heterogêneos, que possuam fragilidade pré-existentes e deslocadas lateralmente, podem ser capazes, durante o rifteamento litosférico, de gerar uma gradiente horizontal de pressão. Este mecanismo tem capacidade de formar e transportar lateralmente magmas, até 200 km fora da área de fusão, por decompressão.

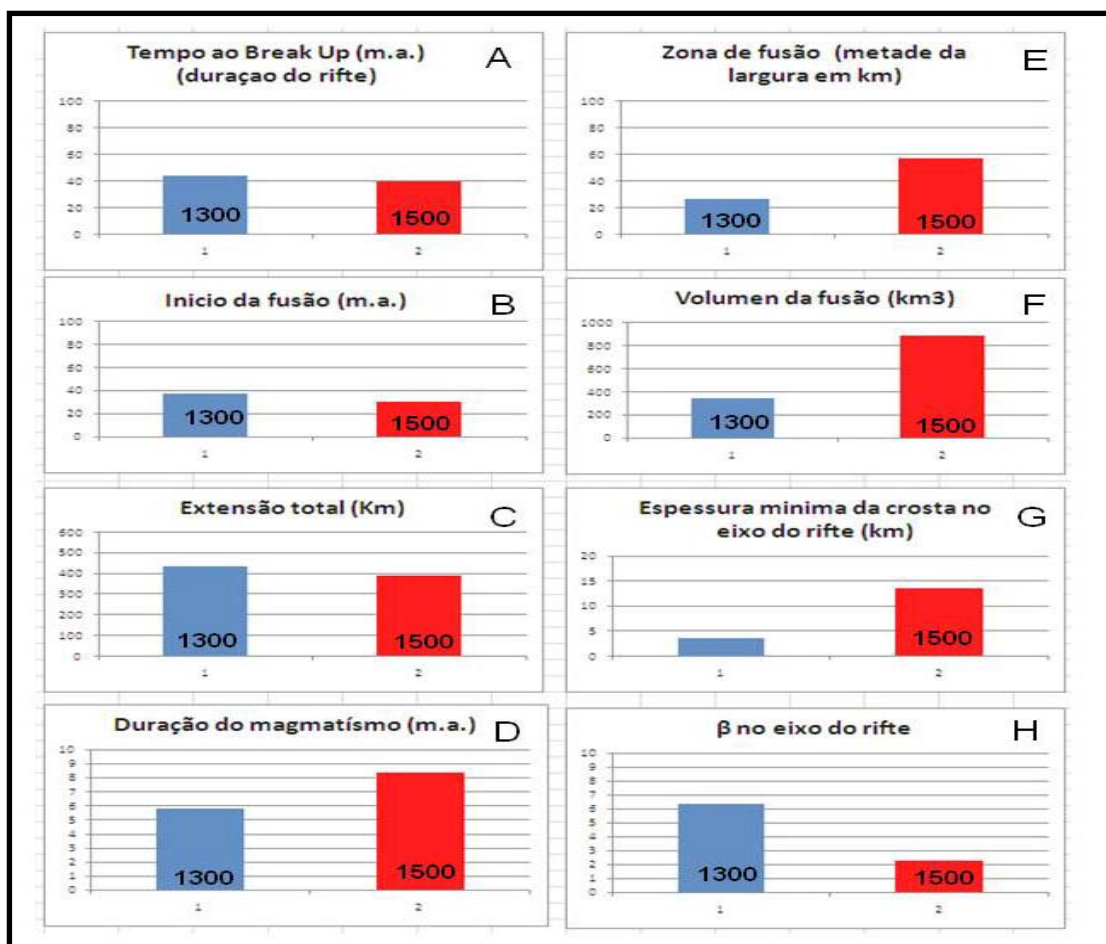


Figura 53 - Análise de sensibilidade do modelo homogêneo.

Fonte: BOWLING e HARRY, 2001.

Na Figura 54, pode observar-se o modelo numérico de elementos finitos para crostas reologicamente heterogêneas (Figura 54 A; HARRY e SAWYER, 1992) e homogêneas (Figura 54 B, BOWLING e HARRY, 2001). Nestes modelos os autores consideraram:

- Taxas de extensão de 8 mm/ano (modelo heterogêneo) e de 10 mm/ano (modelo homogêneo).
- Temperaturas de mantos normais ($\sim 1300^{\circ}\text{C}$).
- O modelo heterogêneo foi desenhado para a LIPs do Paraná-Etendeka, e neste modelo foram introduzidas descontinuidades na crosta e no manto:
 - As espessuras iniciais da crosta e do manto são de 35 e 85 Km respectivamente.
 - A área de fragilidade da crosta é de 100 Km de comprimento e compreende condições reológicas de granito com água.
 - A área de fragilidade do manto é de 200 Km de comprimento com uma espessura de 37.5 Km no centro do modelo.
 - Os centros das heterogeneidades da crosta e do manto estão deslocados na ordem dos 50 Km respectivamente
- No modelo homogêneo, a espessura inicial da crosta, nas bordas, é de 30 Km, e no centro do modelo, é de 31 Km. Este aumento de espessura, no centro do modelo, foi propositadamente introduzido para forçar a localização do esforço nesse ponto e gerar uma extensão simétrica. Fora desta área, tanto o manto como a crosta são homogêneos. O manto foi definido com 95 km de espessura.

Os resultados obtidos para estes modelos foram:

Modelo Heterogêneo:

- As extensões, com o afinamento da crosta e da litosfera, acontecem simultaneamente em duas posições separadas, acompanhando as respectivas áreas de fragilidade da crosta e do manto.
- Aos 15 M.a. aproximadamente (para 1380°C de temperatura, Figuras 54A e 55) começaria a formar-se o magma por descompressão, na área de fraqueza do manto. Este se movimenta por

gradiente lateral de pressões até a área de fragilidade da crosta, até aproximadamente os 23 M.a.

- A queda do gradiente lateral de pressões (linha verde, Figura 55), controla o processo de movimentação lateral de magma. Quando este parâmetro alcança valores próximos de zero, a movimentação lateral finaliza. A extensão se localiza agora coincidente com a anomalia do manto até a ruptura, com a implantação de uma crosta oceânica (entre os 27 e 25 M.a.).
- Se as temperaturas do manto fossem maiores (mantos aquecidos), este processo se aceleraria, como pode observar-se na Figura 55, e a produção de magmas começaria aos 5 M.a.
- Os magmas gerados podem estender-se entre 100 e 200 km da área de geração por o mecanismo do gradiente lateral de pressões.
- Este mecanismo é capaz de gera VM em ausência de altas temperaturas (plumas).

Modelo Homogêneo:

- A produção de magma começa aproximadamente aos 38 M.a., que é o tempo da subida da astenosfera. A fusão continua até aproximadamente os 42 M.a. onde o volume gerado é suficiente para gerar uma crosta oceânica de 5 km de espessura (tempo de início da ruptura; Figura 54 B).
- O rifte é não vulcânico em aproximadamente 90% da sua história, a produção de magma se limita somente aos últimos 4 M.a. e acontece no final do rifteamento. A fusão se localiza numa área muito restrita espacialmente, quando comparada com a área total do rifte, estando muito próxima ao tempo da ruptura.
- Os autores modificaram as condições iniciais do modelo para analisar as sensibilidades do mesmo, mudaram parâmetros como: a taxa de extensão, profundidade e largura da área de fraqueza da crosta, a espessura inicial da crosta em extensão e a temperatura potencial do manto. Na Figura 53 pode observar-se o impacto destes parâmetros na modelagem.

- Verificou-se, mediante esta modelagem, que crostas reologicamente homogêneas e extensões de moderadas a rápidas promovem a formação de NVM sob temperaturas de mantos normais (e até mantos ligeiramente quentes).

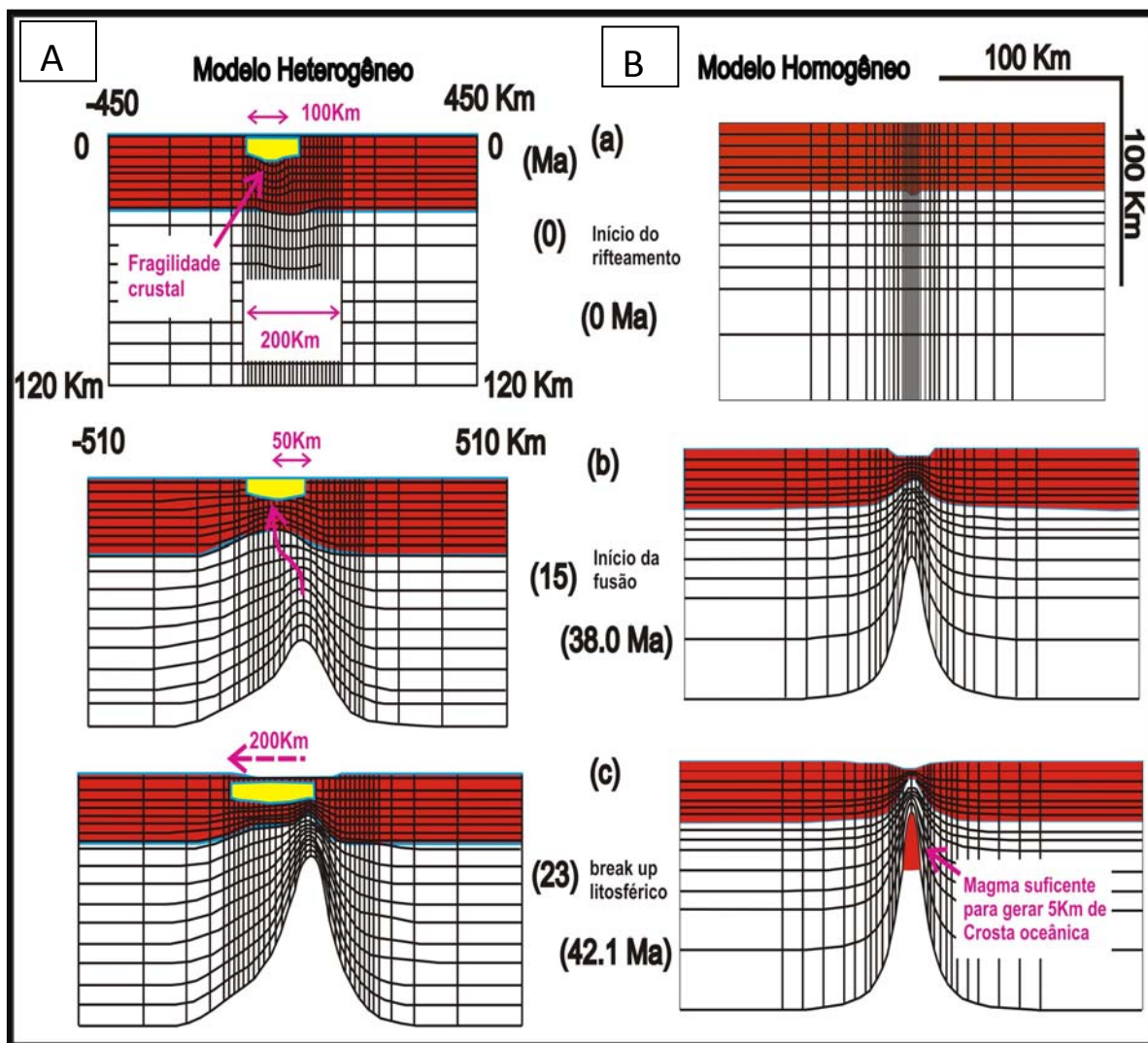


Figura 54 - Modelagem numérica de elementos finitos.

Fuentes: BOWLING e HARRY, 2001; HARRY e SAWYER, 1992.

Na Figura 55 observa-se também a diferença de tempo que requer a formação de 250 Km^3 de magma, por exemplo. Num modelo heterogêneo com temperaturas normais, gerar este volume de magma requer aproximadamente 17 M.a., enquanto num modelo homogêneo, é necessário um tempo de aproximadamente 42 M.a. Se considerarmos agora um manto aquecido ($\sim 1500 \text{ }^\circ\text{C}$), os tempos cairiam para 10 e 37 M.a. respectivamente.

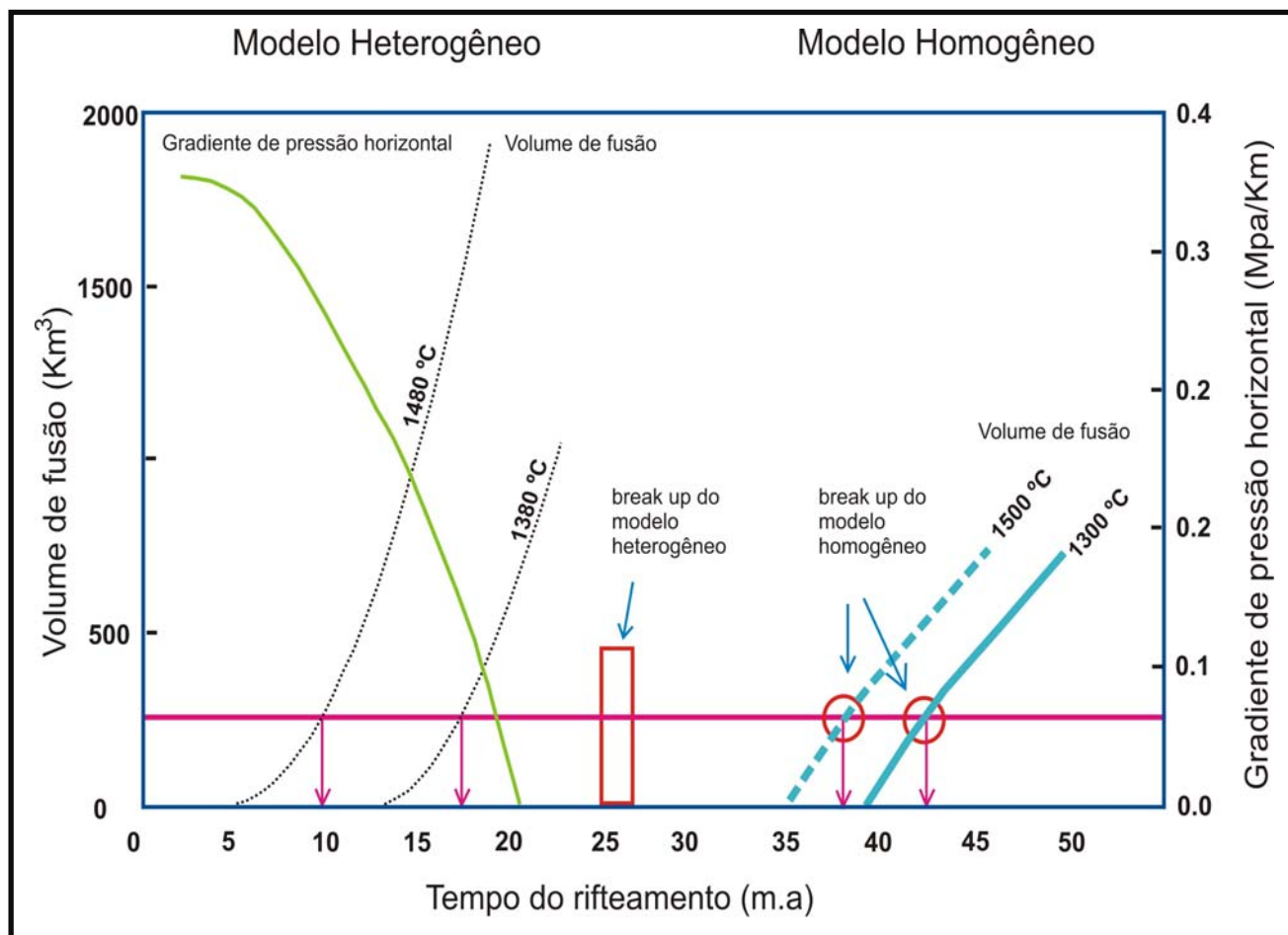


Figura 55 - Modelagem numérica de elementos finitos.

Fontes: BOWLING e HARRY, 2001; HARRY e SAWYER, 1992.

4 SEGMENTOS VM (FORTES E MODERADOS) E NVM NA MARGEM ATLÂNTICA SUL-AMERICANA E O MODELO DE RIFTEAMENTO ATIVO-PASSIVO.

4.1 Introdução

A margem passiva Atlântica sul-americana, que se estende desde o litoral sul da Argentina até o nordeste do Brasil, é muito complexa e variada ao longo de seus mais de 7500 km de comprimento. Embora possua características gerais comuns, cada segmento apresenta particularidades em referência aos mecanismos de formação, preenchimento sedimentar e os processos de evolução geológica que atuaram. Se considerarmos os elementos composicionais analisados anteriormente, como a presença de LIPs (ou a presença de províncias magmáticas menores), o vulcanismo do rifte, o magmatismo de tipo *underplate* e a presença de SDRs, a margem pode ser dividida em segmentos de caráter vulcânico: “forte”, “moderado” e “não vulcânico”, segundo estes elementos estejam ou não presentes. Nas tabelas 1, 2 e na Figura 56 apresenta-se um resumo deste caráter nas 18 bacias que compõem a margem.

Embora a margem possua grandes variações composicionais no substrato, majoritariamente é de caráter vulcânico (VM), estimando-se que 74 % da margem seja de tipo fortemente vulcânica (SVM), 8 % de tipo não-vulcânico (NVM), e 18% de caráter vulcânico moderado (MVM). A divisão do caráter do tipo de substrato da margem continental não é simplesmente um exercício classificatório, as variações deste comportamento são indicadores dos processos geotectônicos que atuaram durante a sua formação e evolução.

Os modelos de geração de bacias de tipo rifte e o magmatismo associado estão em permanente estudo e são motivo de intenso debate na comunidade geológica (CHOROWICZ, 2005). Porém, este tipo de análise, envolvendo modelos conceituais com base em observações, teoria, experimentos físicos e numéricos, deve ser considerada apenas como “hipótese de trabalho” e ser flexível a permanentes mudanças, conforme novas evidências sejam encontradas.

Quando observada em conjunto, a margem passiva sul-americana parece apresentar a superposição de mais de um mecanismo de formação. Isto se reflete na complexidade dos produtos finais e nas diferentes evoluções geográfico-temporal que os elementos composicionais

apresentam. Estas observações consideram as propostas de autores como Courtillot et al. (1999), que apresentam modelos de formação de riftes e magmatismo de tipo “passivo-ativo” onde há superposições dos mecanismos de formação. Nesta linha de pensamento, o caráter vulcânico “forte” observado (SVM), poderia representar a superposição e interação dos mecanismos “ativos” (plumas) e “passivos” (extensão litosférica). No caráter vulcânico “moderado” (MVM) e “não vulcânico” (NVM) se reconheceria somente a presença do mecanismo “passivo”. A diferença entre os comportamentos MVM e NVM poderia ser explicada segundo a heterogeneidade ou homogeneidade reológica da litosfera em extensão. Como foi discutido no Capítulo 3.4.7, litosferas homogêneas favoreceriam a geração de NVM, enquanto que as heterogêneas gerariam MVM. O caráter vulcânico moderado (MVM) e o caráter não vulcânico (NVM) parecem manifestar-se nas zonas inter-plumas, como foi sugerido por White (1992).

Tabela 2 Características gerais da margem passiva atlântica sul-americana.

	Bacia	Províncias Magmáticas (LIPs)	Vulcanismo no rifte (BSRV)	"Underplate"	SDRs	Carater magmático do segmento
1	Austral	Sim	Sim	Sim	Não	Forte carater vulcânico
2	Malvinas	Sim	Sim	Sim	Não	Forte carater vulcânico
3	San Julian	Sim	Sim	Sim	Não	Forte carater vulcânico
4	San Jorge	Sim	Sim	Sim	Sim	Forte carater vulcânico
5	Rawson-Valdez	Sim	Sim	Sim	Sim	Forte carater vulcânico
6	Colorado	Não	Não / Subordinado	Sim ?	Sim	Moderado carater vulcânico
7	Salado-Punta del Este	Parcial	Sim	Sim	Sim	Forte carater vulcânico
8	Pelotas	Sim	Sim	Não	Sim	Forte carater vulcânico
9	Santos	Sim	Sim	Não	Sim	Moderado carater vulcânico
10	Campos	Sim	Sim	Não	Sim	Moderado carater vulcânico
11	Espirito Santo	Sim	Sim	?	Não	Moderado carater vulcânico
12	Cumuruxatiba	Não	Não	?	Não	Carater não vulcânico
13	Jequitihonha	Não	Não	?	Não	Carater não vulcânico
14	Almada	Não	Não	?	Não	Carater não vulcânico
15	Camamu	Não	Não	?	Não	Carater não vulcânico
16	Jacuipe	Não	Não	?	Sim	Moderado carater vulcânico
17	Sergipe-Alagoas	Não	Não	?	Sim	Moderado carater vulcânico
18	Pernambuco-Paraíba	Sim	Sim	?	Não	Forte carater vulcânico

Serão analisados na continuação abaixo os mecanismos “ativos” e “passivos”, em conjunto, nas diversas bacias da margem atlântica da América do Sul, considerando os seguintes segmentos:

- Austral – Rawson/Valdez.

- Bacia do Colorado.
- Salado/Punta Del Este – Pelotas.
- Santos – Campos - Espírito Santo-Mucuri.
- Cumuruxativa – Camamu (que compreende a Bacia de Almada).
- Jacuípe – Sergipe/Alagoas.
- Bacias de Pernambuco/ Paraíba.

4.2 Segmento Austral – Rawson/Valdez (SVM):

Neste segmento pode ser reconhecido um forte caráter vulcânico que é dado pela intensa atividade do magmatismo ácido, presente tanto nos afloramentos da LIPs do Chon Aike, nas vulcânicas das bacias e no *underplate* (Figuras 56 e 57).

O vulcanismo de tipo SDRs é observado somente nas bacias de San Jorge e Rawson/Valdez.

A zona de fratura de Agulhas - Malvinas (Figura 56) limita ao sul a formação de SDRs. No segmento sul da placa sul-americana ocorre uma borda de tipo transformante, e as bacias ao sul da zona de fratura de Agulhas-Malvinas apresentam uma história geológica muito complexa, envolvendo processos de convergência, divergência e domínios transformantes (RAMOS, 1996). O magmatismo da LIPs e do BSRV é equivalente (tipo “Chon Aike”) com um caráter predominantemente félsico e calcialcalino (Figura 68).

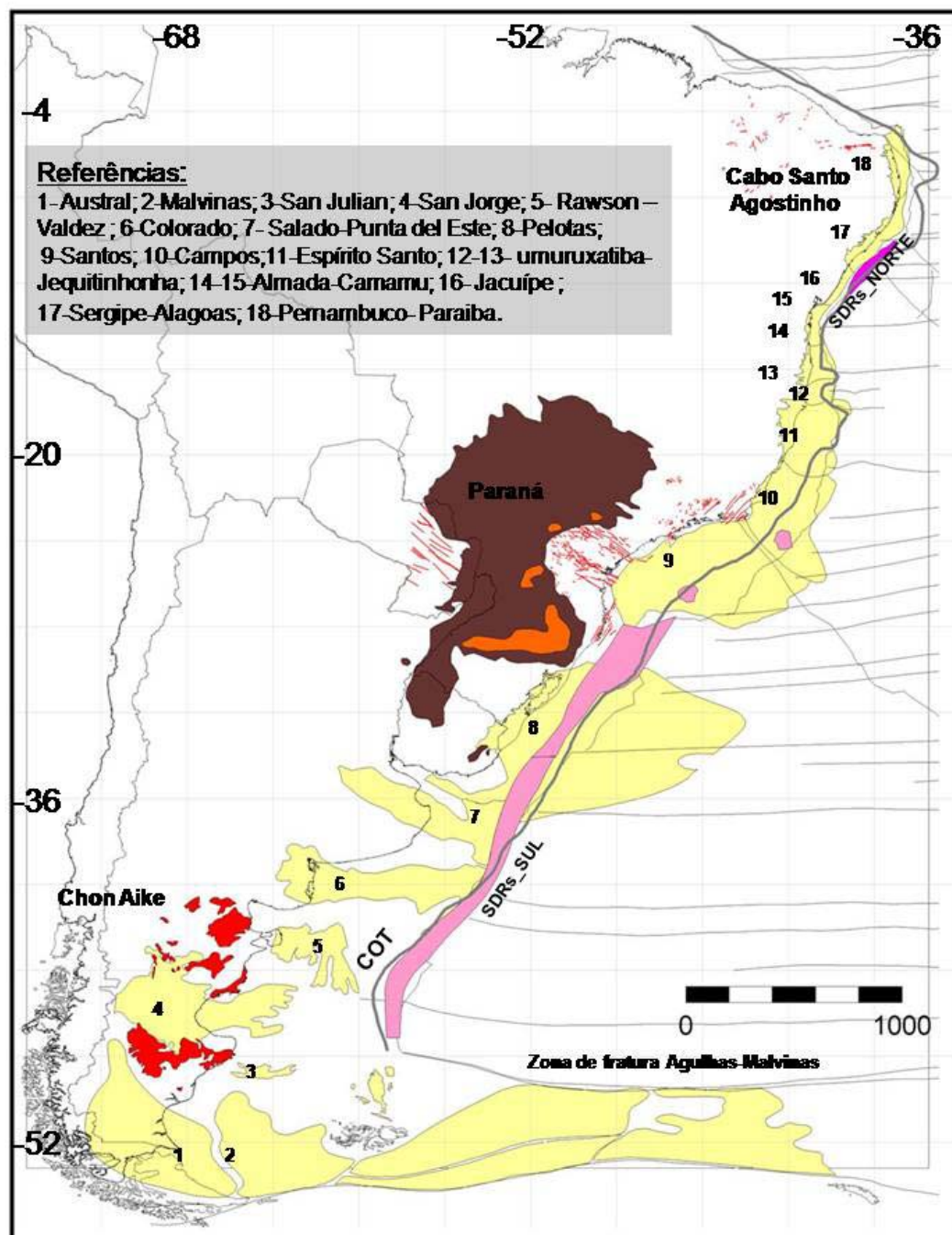


Figura 56 - Distribuição de bacias na margem passiva divergente do Atlântico - sul. Os riolitos do Chonaike estão representados em cor vermelha, os do Paraná em cor laranja. Os basaltos toleíticos de Paraná em cor marrom. O limite crosta continental - oceânica esta demarcado com a linha cor cinza (COT).

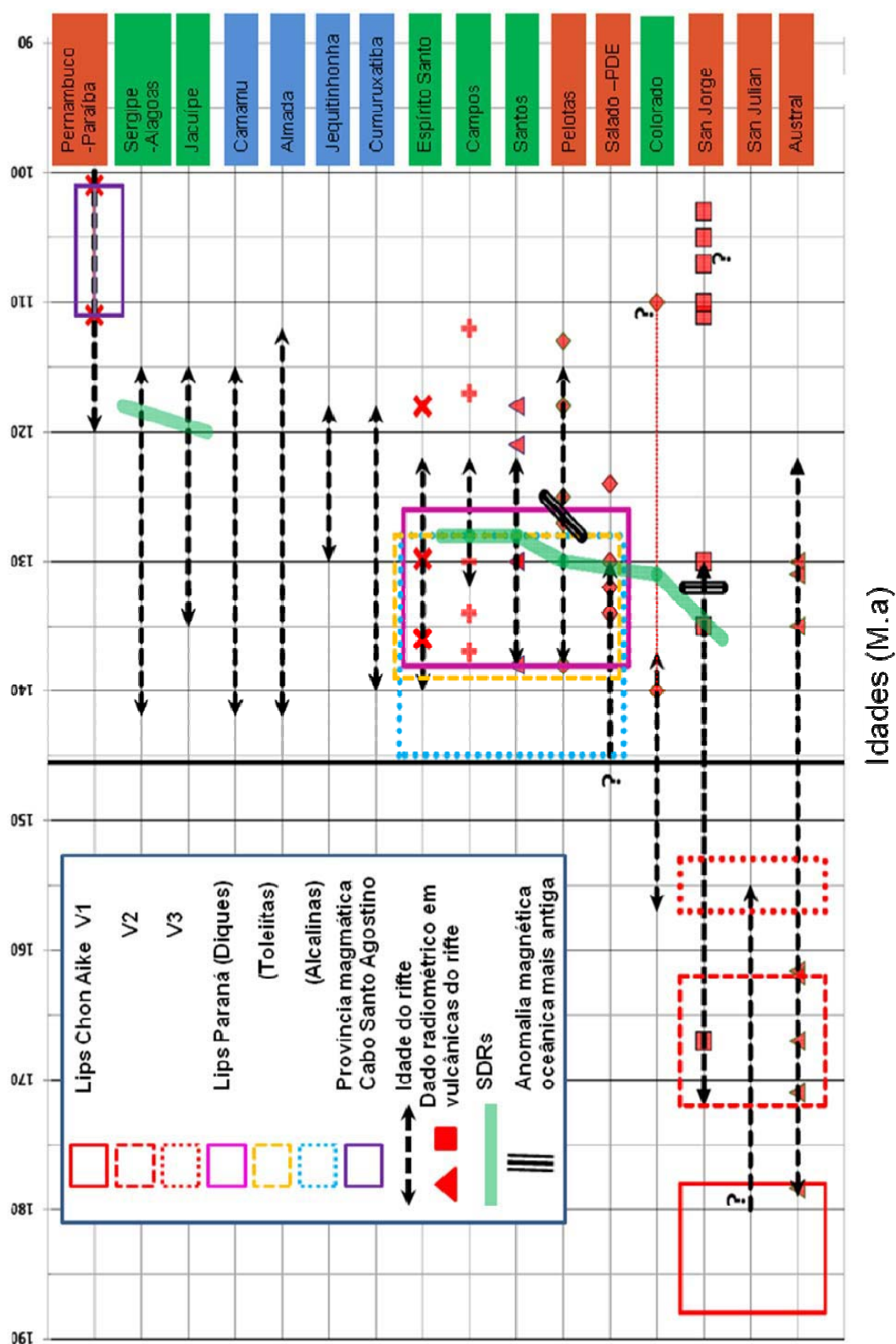


Figura 57 - Comparativo de idades na margem.