

O vulcanismo dos SDRs, das bacias de San Jorge e Rawson/Valdez, é observado em linhas sísmicas regionais (Figura 58) e embora ainda não tenham sido perfurados poços exploratórios que comprovem o tipo litológico, estima-se que este seja de composição basáltica e natureza toleítica, semelhante ao amostrado na margem conjugada africana, no campo de Kudu da Namíbia (LARSEN et al., 1994).

Na análise sísmica do segmento San Jorge e Rawson/Valdez, pesquisadores do Instituto *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe* (BGR; HINZ et al., 1999; SHUMANN, 2002), reconhecem quatro zonas que vão de crosta continental (Zona I), Alto externo de embasamento (Zona II), Crosta Transicional (Zona III) e crosta oceânica típica (Zona IV), as zonas II a IV, podem observar-se no exemplo da Figura 58 (Linha A). A zona I apresenta o desenvolvimento de bacias do tipo *half-graben* com preenchimento de sedimentos pré-rifte e sin-rifte. A zona II mostra um proeminente alto de embasamento que separa as bacias de Rawson-Valdez e São Jorge, ao oeste, da Bacia do talude continental argentino. A zona III ou crosta transicional, apresenta um importante desenvolvimento de prismas de SDRs de até 90 km de largura e aproximadamente 10 km de espessura. Os SDRs estão afetadas por falhas lítricas, gerando um padrão do tipo “*Eldholm*” (ELDHOLM et al., 1995; Figura 36 C), também semelhante ao o que ocorre em afloramentos ao oeste da Groenlândia (GEOFFROY et al, 1998 e GEOFFROY, 2001). Hinz et al., 1999, reconhecem três seqüências de SDRs que evoluíram de oeste a leste (Figura 58).

Finalmente a zona IV, compreende a crosta oceânica típica, com a presença de uma Moho refletiva posicionada aproximadamente a 11 km de profundidade. Esta crosta oceânica encontra-se ligeiramente ao oeste da anomalia magnética M4 (dos 123 a 117 M.a.), definida por Rabinowitz e LaBrecque (1979).

O magmatismo “Chon Aike” tem sido vinculado a uma anatexia da crosta inferior produzida pelo impacto de uma pluma, possivelmente relacionada à pluma do Karoo (no sul da África), que teria evoluído entre os 200 a 150 M.a. (Figuras 59 a 64). Esta pluma teria sido responsável pela separação do Gondwana Ocidental do Oriental, com a abertura do Oceano Índico e a geração das províncias magmáticas do Karoo e Ferrar (DUNCAN et al., 1997; Figura 75). A presença da camada de velocidade 7.4 km/s, observada na sísmica de refração é

interpretada como *underplate* e daria força ao modelo de impacto de uma pluma (EWING et al., 1963; FRANKE et al., 2002 e LUDWIG et al., 1968).

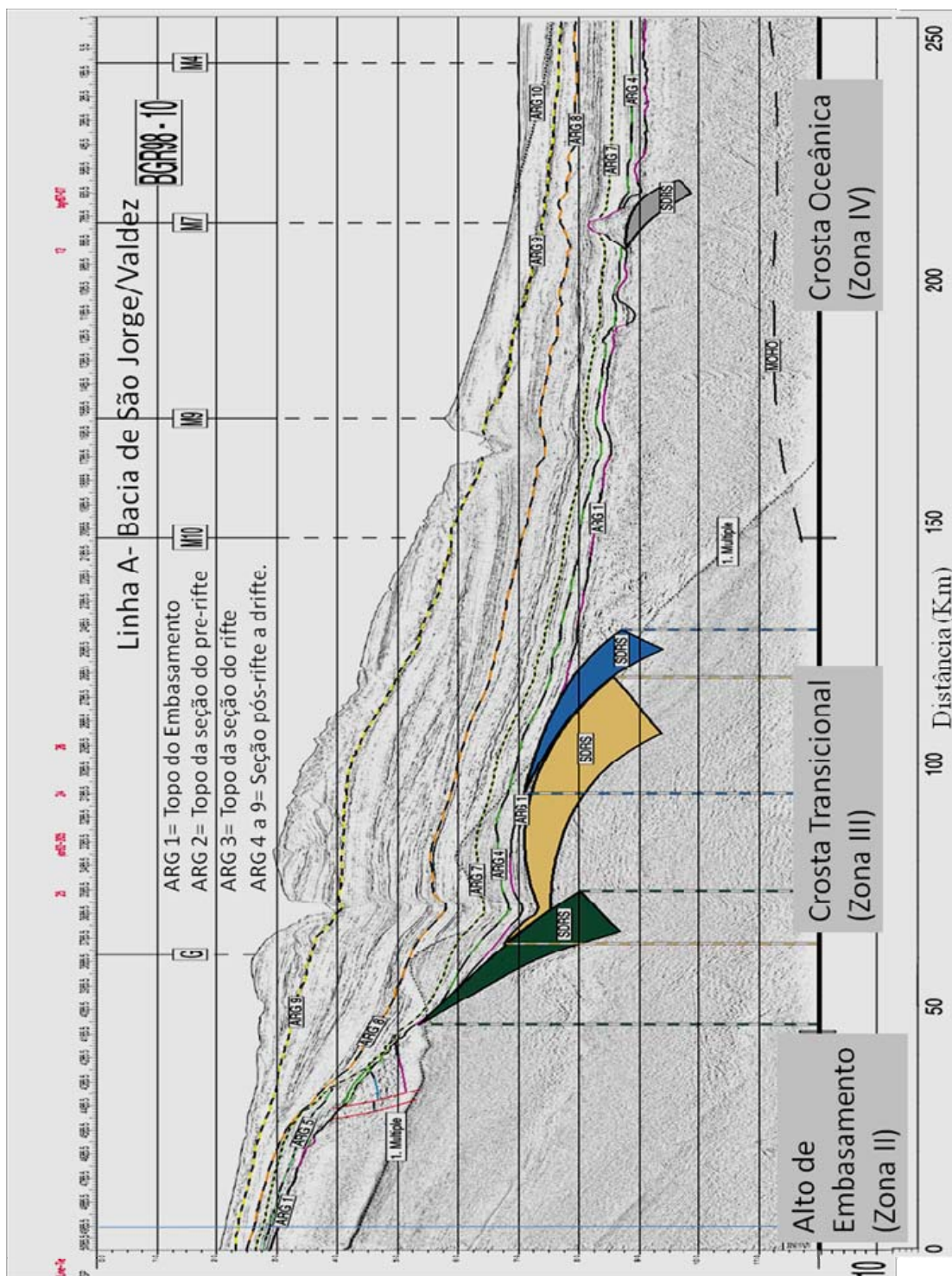


Figura 58 - Linha A. Bacias de San Jorge e Valdez.

Fonte: SCHUMANN, 2002.

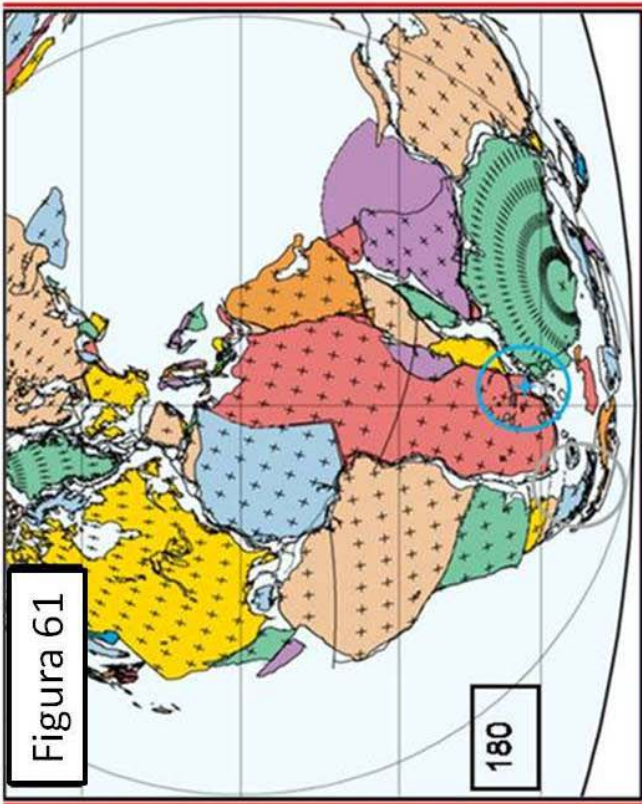


Figura 61

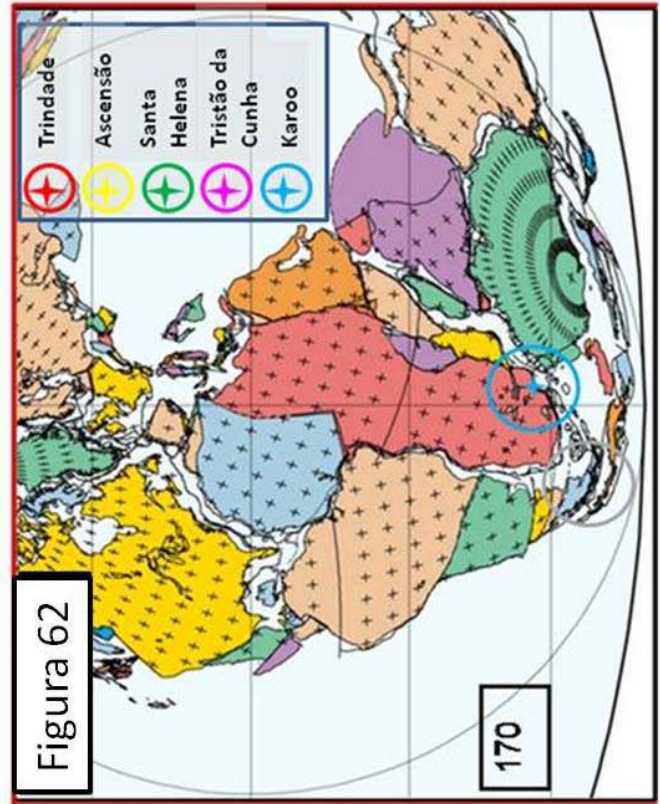


Figura 62

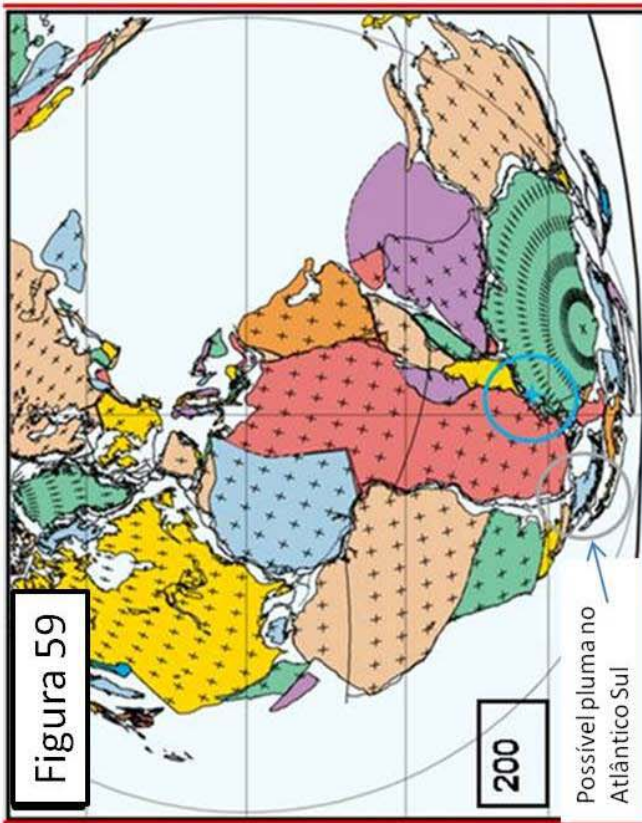


Figura 59

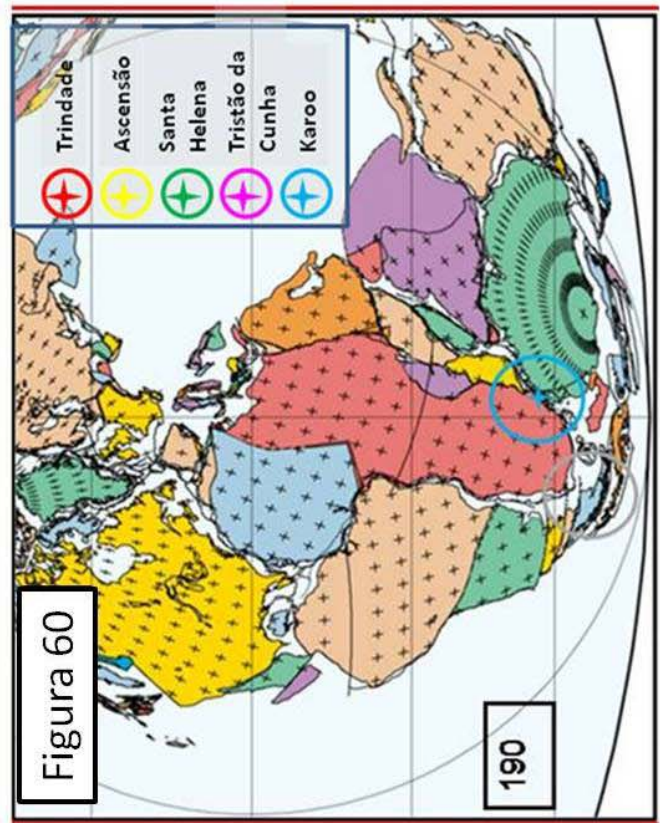


Figura 60

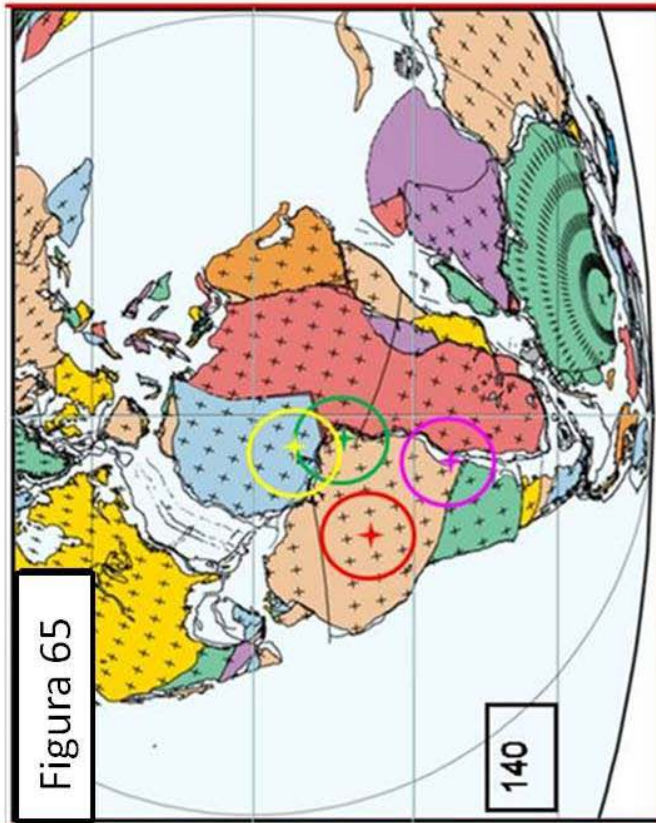


Figura 65

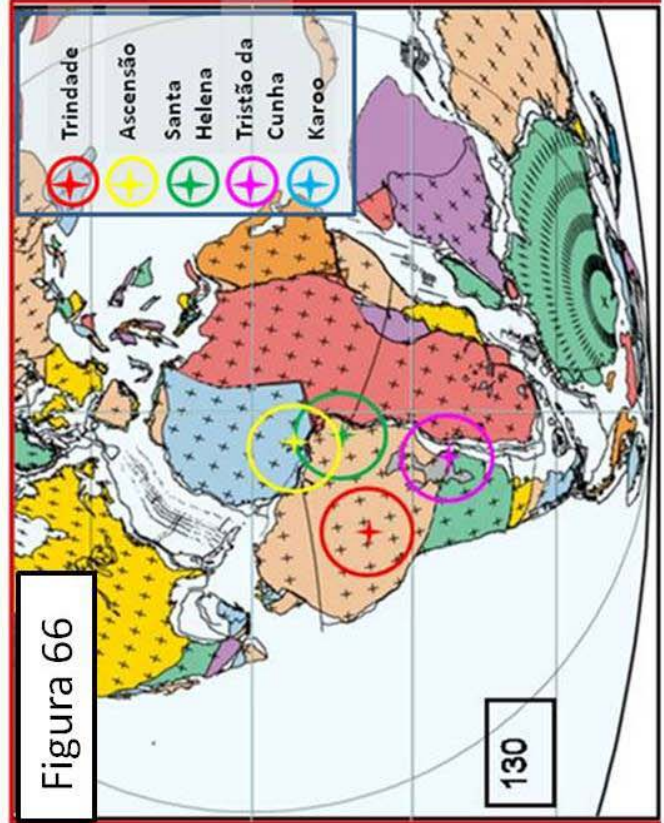


Figura 66

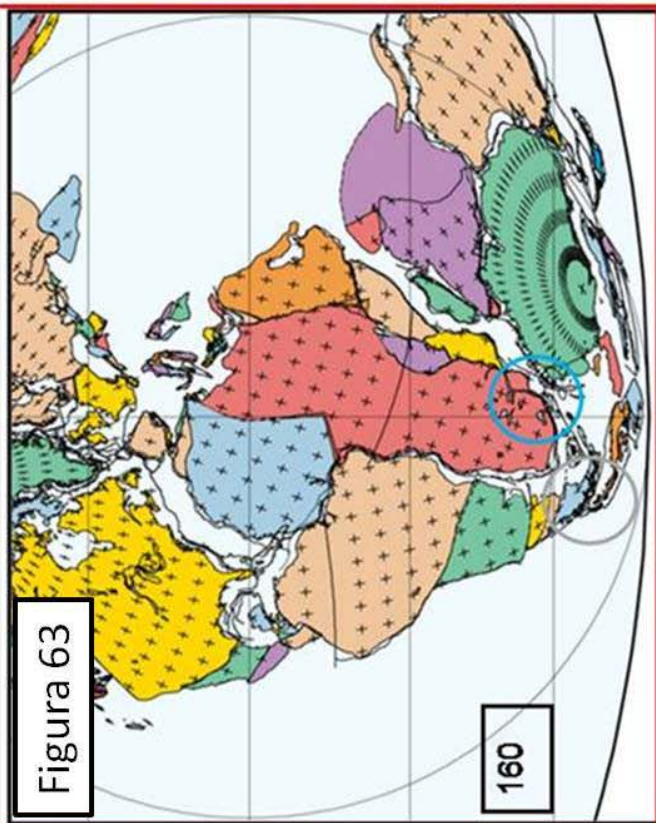


Figura 63

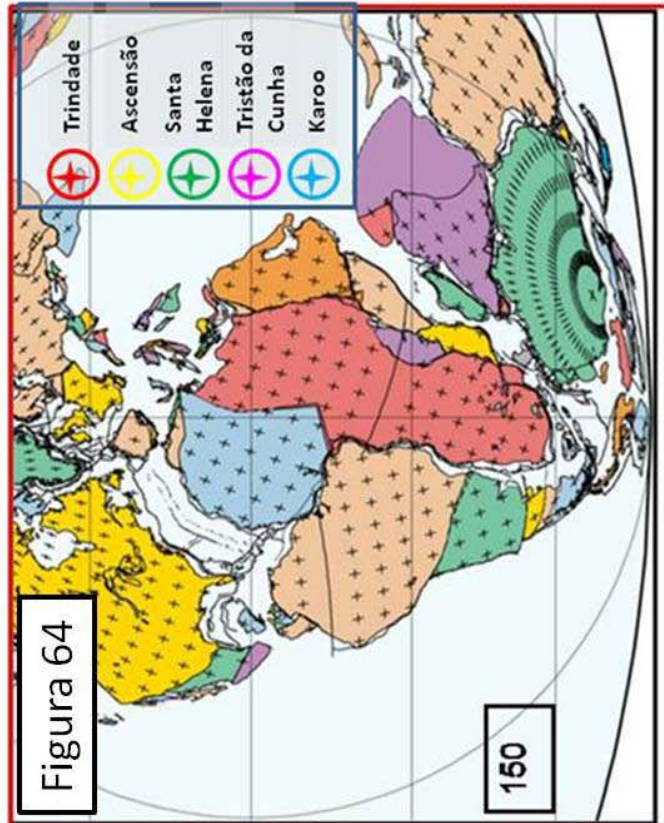


Figura 64

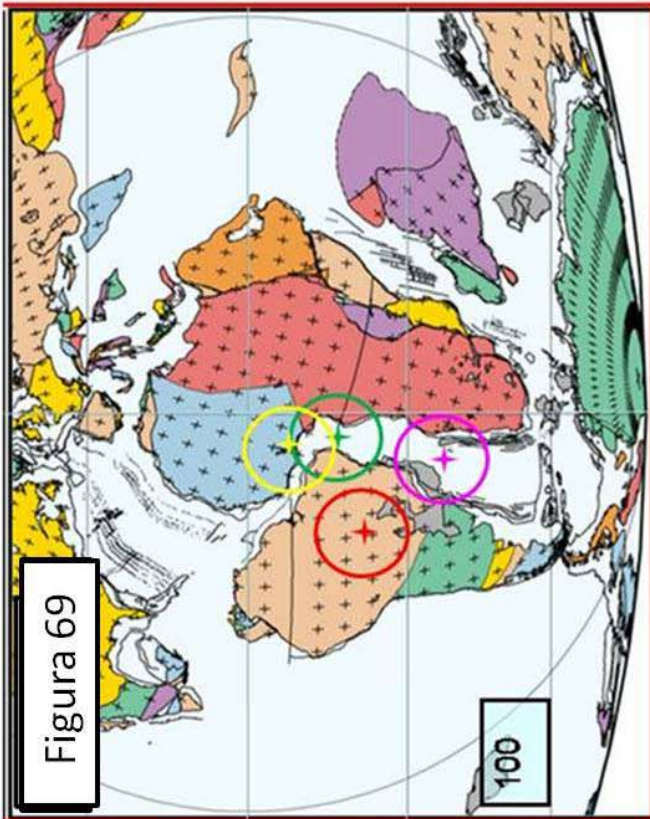


Figura 69

100

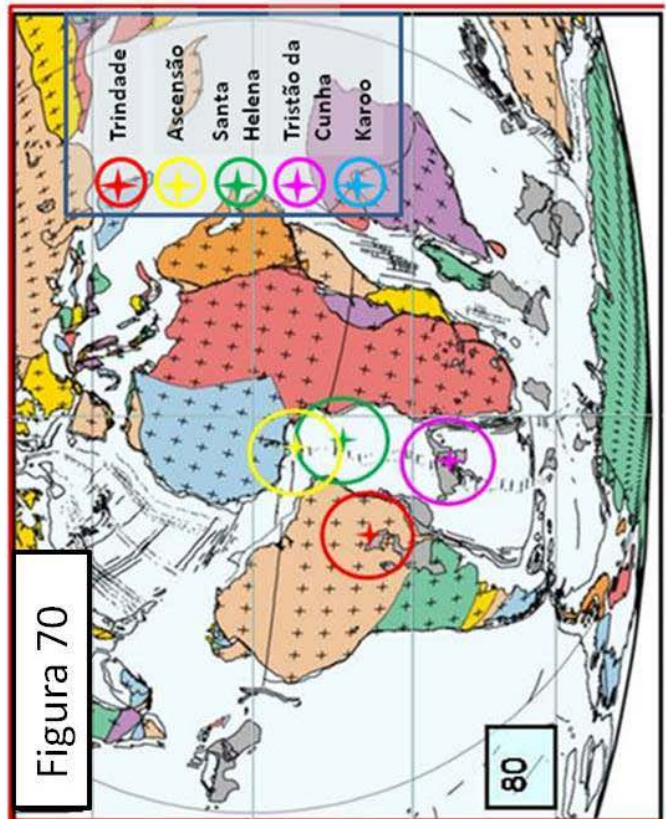


Figura 70

80

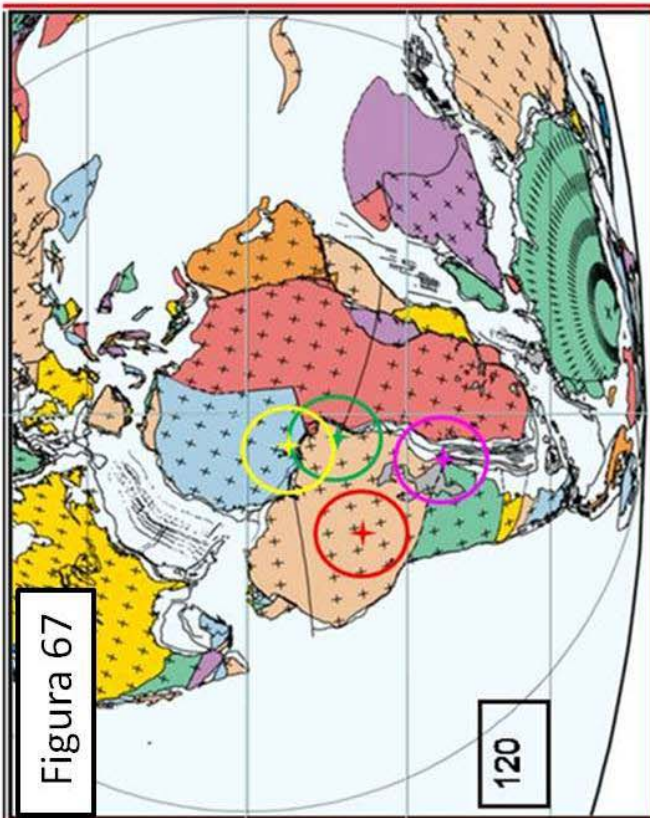


Figura 67

120

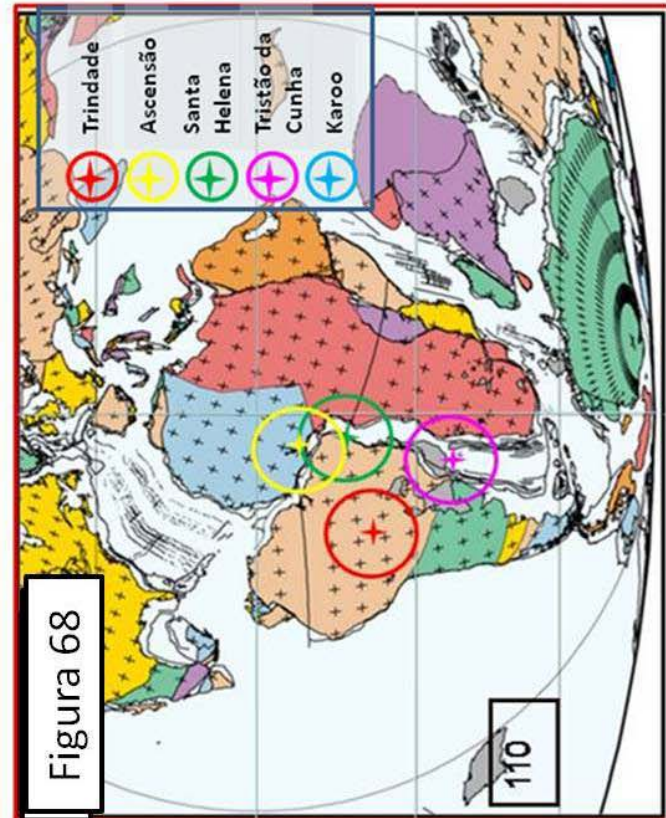
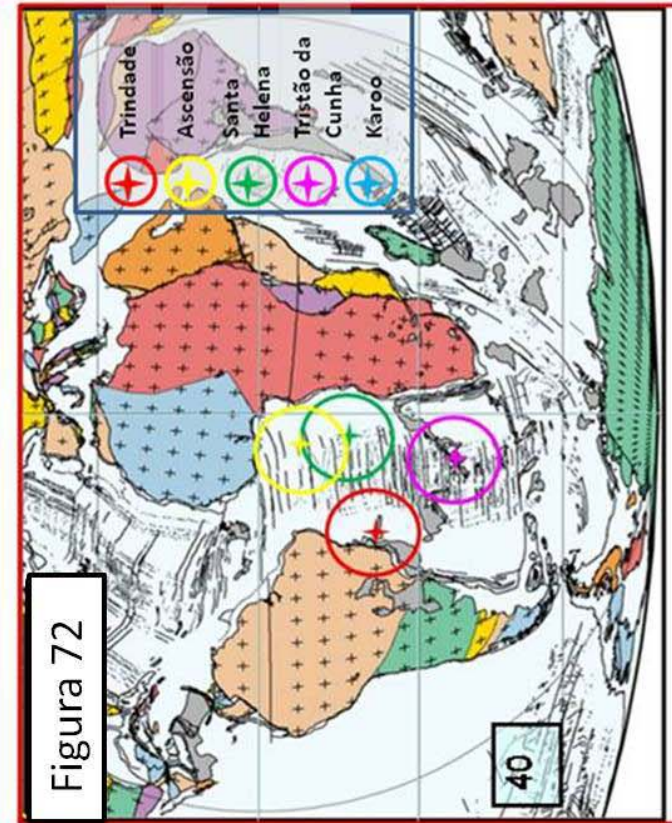
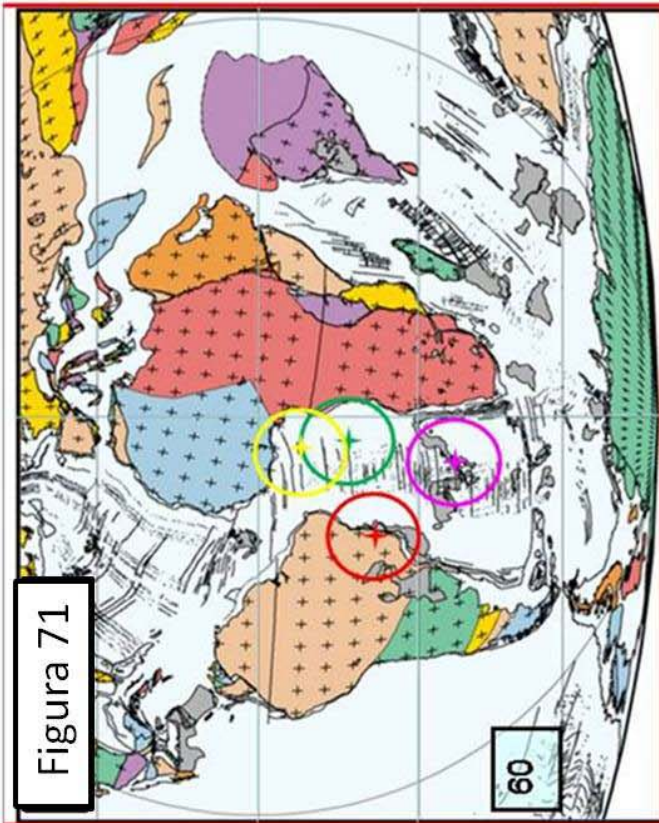
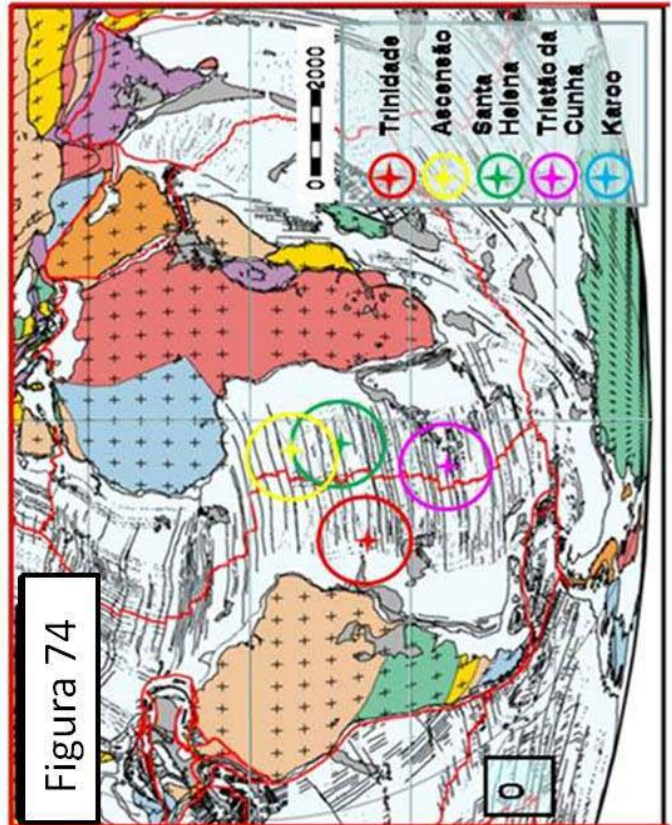
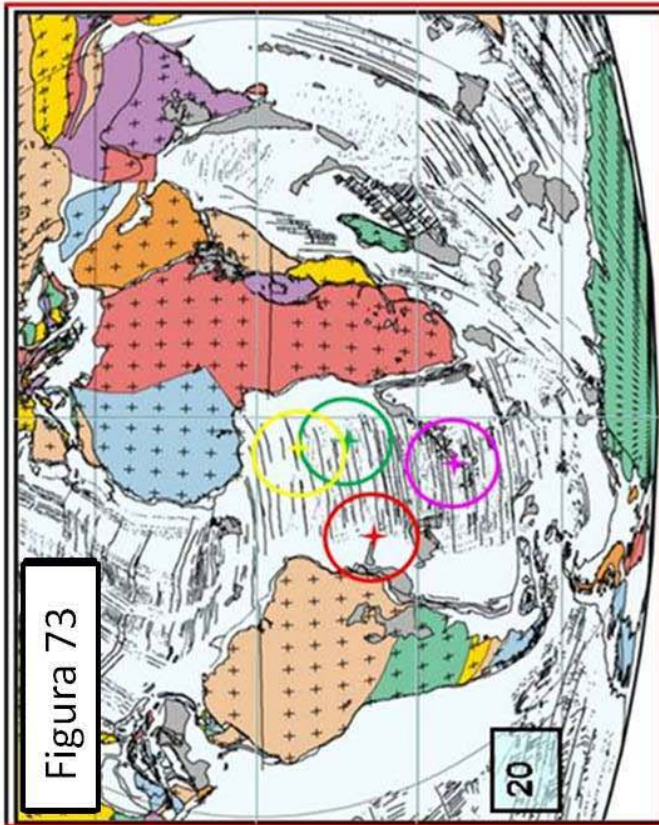


Figura 68

110



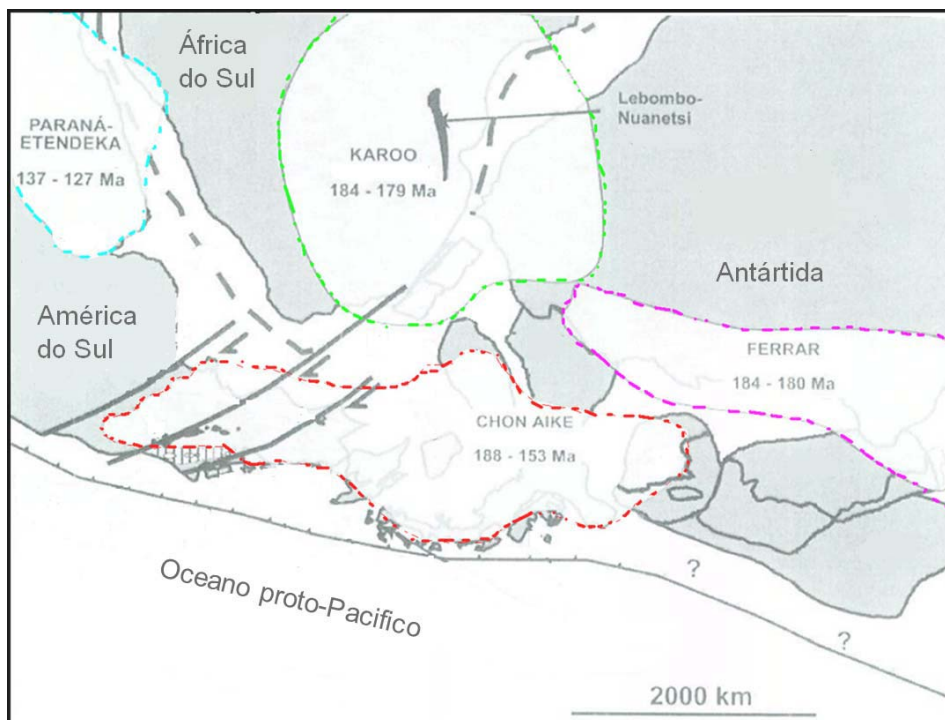


Figura 75 - Províncias magmáticas do Karoo e Ferrar

Fonte: DUNCAN et al., 1997.

Na Figura 76 e no detalhe da Figura 77, pode observar-se a distribuição dos isótopos de Nd e Sr (iniciais), da fácies V1 e V2, do vulcanismo do Chon Aike. A fácies V3 não foi considerada por apresentar um forte componente andino na sua geração. Nestes gráficos se observa uma evolução dos isótopos a partir de posições próximas das plumas de Tristão, Gough, e evoluções na direção da contaminação com crosta superior e inferior.

A maioria dos autores que tem trabalhado na LIPs de Chon Aike concordam com uma origem “ativa” deste evento. Mas a vinculação com a pluma do Karoo não é simples, como já foi comentado por Pankhurst et al. (1998). Há fatos questionáveis, como por exemplo:

- A fase V1 do vulcanismo de Chon Aike (188 a 153 M.a.) poderia ter começado antes que o vulcanismo do Karoo (184 a 179 M.a.) e Ferrar (184-180 M.a.), como pode observar-se nos histogramas comparados da Figura 33.

- A pluma do Karoo requer dimensões na ordem dos 3000 km ou mais para alcançar as áreas mais distais do Chon Aike. Este tamanho de pluma atingiria também outras áreas do norte da Patagônia, da província de Buenos Aires, do Uruguai e do sul do Brasil, onde não há registros de equivalentes composicionais e temporais do magmatismo de tipo Chon Aike (Figuras 59 a 64).
- O vulcanismo do Chon Aike apresenta uma evolução geográfico-temporal de nordeste para sudoeste (FERAUD et al., 1999; PANKHURST et al., 2000). Esta evolução em sentido horário é difícil de compatibilizar com as posições paleogeográficas da pluma do Karoo no Jurássico do Gondwana (Figuras 59 a 64).

Uma hipótese de trabalho alternativa seria considerar outra anomalia térmica (pluma), além da de Karoo. Ela poderia ter sido localizada no nordeste da Patagônia, durante o Jurássico Inferior, e migrar posteriormente para o sudoeste, com a movimentação da placa.

As reconstruções paleogeográficas no Jurássico são complexas e requerem mecanismos adicionais, além da deriva das placas, para explicar os problemas de desajuste entre o extremo sul da América do Sul e a margem conjugada na África. Autores como Storey et al. (1992) e Lawver et al. (2004) tem fragmentado a Patagônia ao longo de megacisalhamentos continentais com movimentos transcorrentes dextrais e magnitudes de deslocamentos na ordem dos 140 km. De acordo com as reconstruções de Lawver et al. (*op.cit*) a Patagônia (e a placa sul-americana) apresentariam três direções principais de movimentos relativos durante os últimos 200 M.a. (Figuras 59 a 64). Nestas figuras se incorporou as possíveis posições da pluma do Karoo (em azul), e como hipótese de trabalho, uma outra pluma no nordeste da Patagônia (em cinza). Neste gráfico se observa a impossibilidade da pluma de Karoo atingir os locais mais distais do Chon Aike. A trajetória da segunda pluma poderia explicar a distribuição horária das vulcânicas de Chon Aike, e se esta tivesse começado antes do Karoo, poderia explicar também depósitos vulcânicos de idades 220 a 200 M.a., presentes no norte da Patagônia, que são anteriores à extrusão do Chon Aike e poderia ter colaborado na abertura do extremo sul do Atlântico.

O mecanismo “passivo” se apresenta ao norte dos 48° de latitude sul, nas importantes manifestações de SDRs (Figura 58) estudadas em detalhe por Hinz *et al.* (1999) e Franke et al. (2002, 2007). Estes autores observam que:

- Os SRDs evoluíram, diacronicamente, de sul para norte, acompanhando a abertura do Atlântico Sul e o rifteamento das bacias nas margens conjugadas (RABINOWITZ, 1976).
- O mecanismo de abertura de tipo “zíper” é interrompido pela presença de grandes lineamentos continentais que controlam a distribuição do magmatismo, deslocando e modificando a arquitetura dos SDRs.
- Estes lineamentos continentais poderiam ser antigas zonas de fragilidade crustal que se conectam com os sistemas transformantes oceânicos modernos.
- Os lineamentos dividem a margem em segmentos com dimensões da ordem de 400 km de comprimento e 50-100 km de largura (Figura 42). O vulcanismo dentro de cada segmento evolui temporal e volumetricamente de sul para norte, tanto em largura quanto em espessura, num padrão de tipo cônico, associado a propagadores oceânicos (MOHRIAK, 2001).
- Este mecanismo de geração de complexos vulcânicos volta a repetir-se sistematicamente no próximo segmento, o que indicaria uma abertura e rifteamento em estágios intermitentes (propagação não contínua).
- O estiramento litosférico seria o principal mecanismo de geração do vulcanismo por descompressão adiabática.

Na Figura 57, pode observar-se a distribuição temporal destes elementos nas bacias que compõem o segmento Austral – Rawson/Valdez. Observa-se como a fase V1, da LIPs do Chon Aike, antecede o rifteamento das bacias, como é esperável. Infelizmente o número disponível de idades radiométricas, nas bacias da margem leste da Argentina, é muito baixo, o que dificulta os trabalhos de correlação. Nesta figura é possível também observar algumas inconsistências, como por exemplo:

- Há falta de uma clara definição temporal do começo do rifteamento da Bacia de San Julian.
- Existe um agrupamento de idades radiométricas (entre 112 e 102 M.a.), constatado em rochas vulcânicas do rifte da Bacia de San Jorge, com idades inconsistentes com a idade

do final do rifteamento. Estas amostras poderiam estar representando idades mínimas, com abertura térmica do sistema K/Ar, ou amostras alteradas.

Como resumo do comportamento deste segmento e dos pontos que ainda precisam ser esclarecidos, poderia indicar-se da análise das informações tratadas anteriormente que:

- 1. O elemento “ativo” está representado pelo magmatismo félsico e calcialcalino da LIPs do Chon Aike e do BSRV associados ao impacto de uma pluma, gerando a fusão da crosta. Este evento evoluiu geográfico-temporalmente de nordeste para sudoeste, antecedendo (fase VI) o início do rifte e as anomalias magnéticas mais antigas.*
- 2. Não há uma clara explicação para a evolução do Chon Aike e as posições da pluma do Karoo no Jurássico, porém alternativas deveriam ser avaliadas. Uma segunda pluma, de menor tamanho localizada no nordeste da Patagônia, poderia explicar a evolução geográfica –temporal do “Chon Aike” e de vulcânicas prévias.*
- 3. O elemento “passivo” se manifesta no vulcanismo, possivelmente básico e toleítico, dos SDRs da margem continental. Estes evoluem de sudoeste a nordeste, a partir do sistema de fraturas de Agulhas-Malvinas, com um forte controle dos velhos sistemas de fragilidade continental e geração de magmas por estiramento litosférico e descompressão adiabática.*

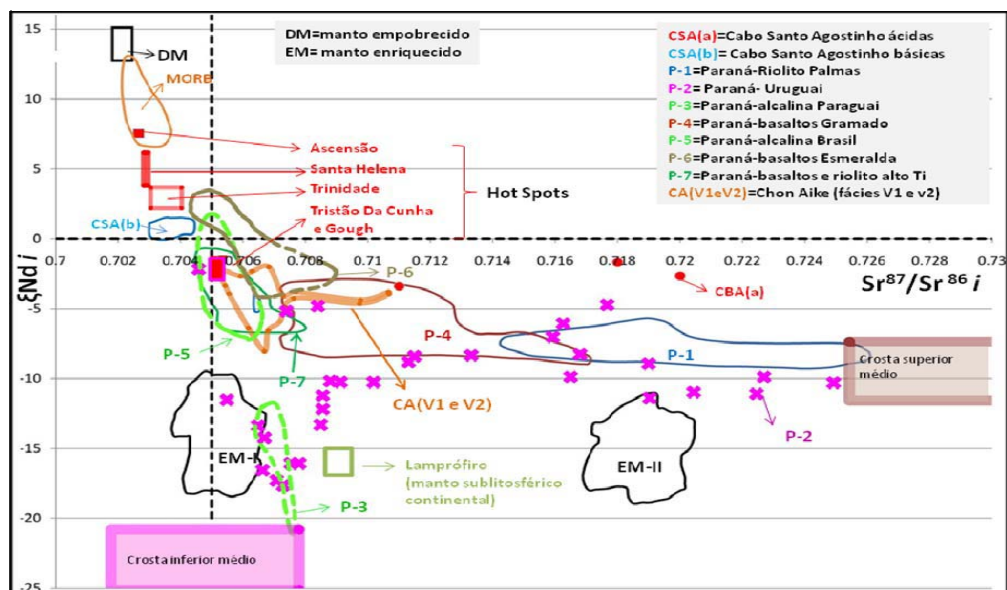


Figura 76 - Distribuição de isótopos de Nd e Sm iniciais nas LIPs, nos hot spots, e nos modelos de crosta superior, média e inferior.

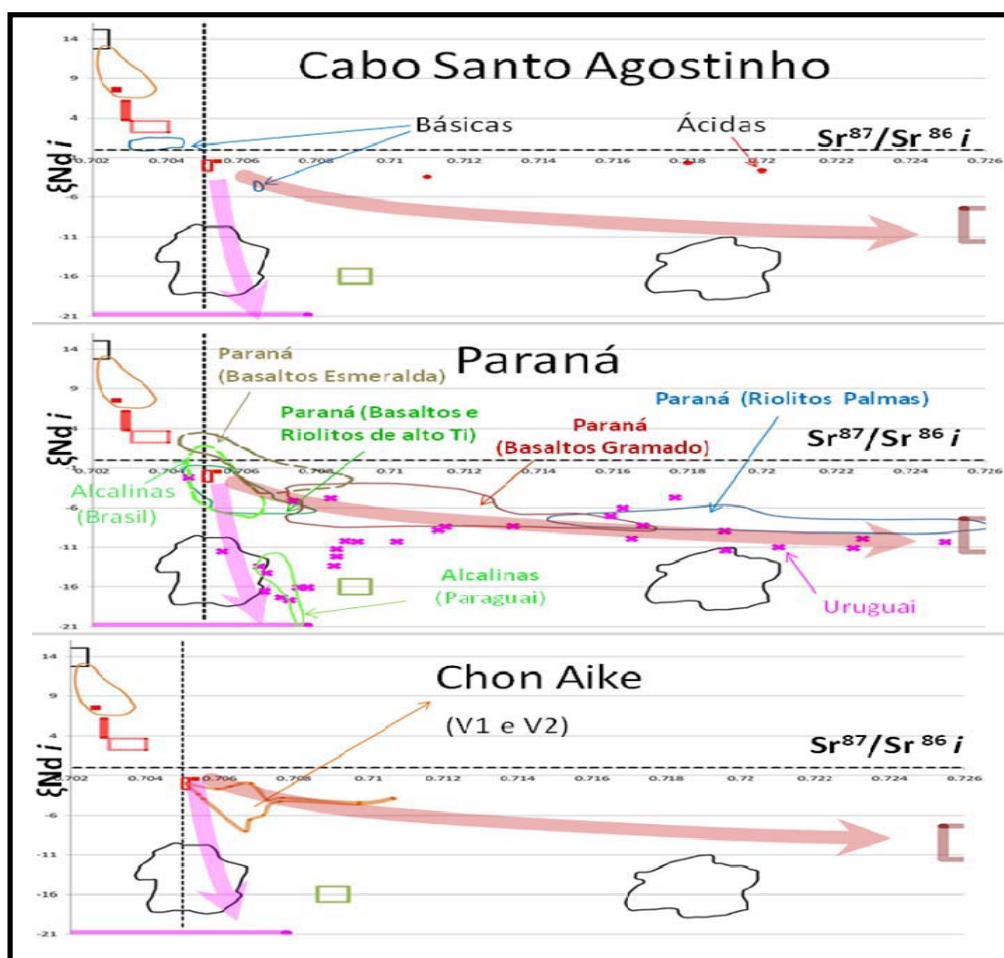


Figura 77 - Detalhe da distribuição de isótopos de Nd e Sm iniciais nas LIPs, nos hot spots e nos modelos de crosta superior, média e inferior.

4.3 Bacia do Colorado (MVM):

Neste segmento da margem, de caráter MVM, pode ser reconhecido somente o efeito do mecanismo “passivo”. Não há manifestações vulcânicas de tipo LIPs, e nos poços perfurados na região *offshore*, como é observado na seção geológica da Figura 44, as vulcânicas são muito subordinadas e de caráter félsico (tipo Chon Aike). Na bacia se reconhecem importantes vulcanismos de tipo SDRs, que compartilham as características mencionadas no segmento Austral-Rawson/Valdez (FRANKE et al., 2007). Na sísmica de refração se observa a presença de *underplate*, embora haja dúvidas a respeito da idade deste evento (FRANKE et al, 2002; Capítulo 3.3.5). No exemplo sísmico da Figura 78 (Linha B; SCHUMANN, 2002), se observa o desenvolvimento completo das quatro zonas descritas anteriormente, e de igual forma com o que ocorre no segmento anterior, o alto de embasamento da zona II separa a Bacia de Colorado, ao oeste, da Bacia do Talude Continental Argentino ao leste.

No gráfico 4.2, onde se mostra uma análise comparativa das idades dos eventos magmáticos, pode notar-se a inconsistência da idade radiométrica da amostra do poço Corona Austral X-1 (FRYKLUND et al., 1996). Idades próximas aos 110 M.a., igual ao observado na Bacia de San Jorge, poderiam estar representando uma abertura do sistema K/Ar, ou retratar um fenômeno já próximo do final do rifte.

Como resumo do segmento da bacia do Colorado, poderia destacar-se:

1. *Não há evidências da presença de uma pluma. A bacia poderia estar localizada inter-plumas (entre Karoo e Tristão).*
2. *O elemento “passivo” está presente nos SDRs, vinculados a uma distensão litosférica e geração de magmas por decompressão adiabática.*
3. *Há importante controle dos velhos sistemas de fragilidade crustal na geração dos SDRs (Hinz et. al, 1999).*
4. *Os SDRs evoluíram de sudoeste a nordeste, associados a propagadores oceânicos (Hinz et. al, 1999).*
5. *Faltam datações mais precisas nas rochas vulcânicas do rifte.*

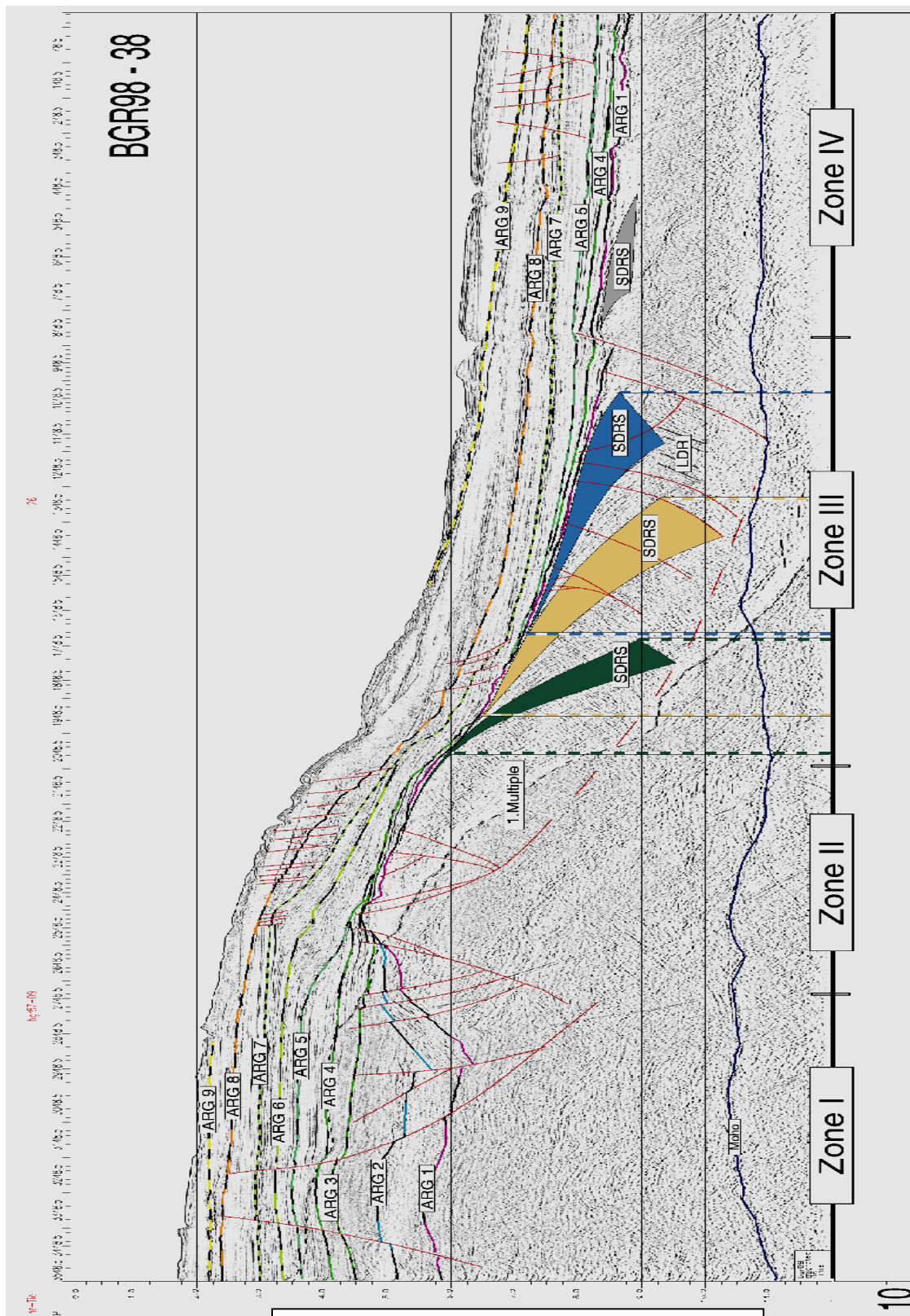


Figura 78 - Linha B, Bacia do Colorado.
 Fonte: SCHUMANN, 2002.

4.4 O segmento Salado/Punta del Este –Pelotas (SVM) :

Neste segmento volta a se reconhecer uma importante variação no caráter magmático do rifte, onde o processo inicia moderadamente na Bacia do Salado e vai crescendo em magnitude, nas Bacias de Punta Del Este e Pelotas até Santos. Posteriormente, no próximo segmento (das Bacias de Santos a Espírito Santo/Mucuri), o magmatismo volta a decrescer.

Na Bacia do Salado tem sido identificadas a presença de vulcânicas (BSRV), *underplate* e SDRs. Já no trecho Punta Del Este a Pelotas, além destes elementos composicionais, adiciona-se a presença das importantes lavas toleíticas da LIPs do Paraná e dos corpos alcalinos associados (Figura 56). Notáveis cunhas de refletores mergulhantes para o mar (SDRs) são observadas em forma contínua no trecho Salado até Pelotas (MOHRIAK, 2003; TALWANI e ABREU, 2000).

A Figura 79 mostra um exemplo de sísmica de reflexão profunda do setor norte da Bacia de Pelotas, enfrente a feição do Cone do Rio Grande (Figuras 80 e 81). No exemplo sísmico, se consegue diferenciar três zonas correspondentes a crosta continental, transicional e oceânica. A zona da crosta transicional apresenta um importante desenvolvimento de SDRs, numa faixa de aproximadamente 140 km de largura, podendo interpretar-se duas famílias de SDRs, com diferentes ângulos de mergulho e possivelmente separadas por uma falha contraregional. O poço 2-BPS-006A (Figura 44), perfurou 800 metros de um basalto toleítico de alto TiO₂ (MOHRIAK et al., 2002). Este poço pode ter perfurado um cone vulcânico relacionado aos SDRs. Devido ao importante número de reflexões múltiplas do embasamento e o fundo do mar (interpretados em cor cinza), fica muito difícil posicionar a reflexão correspondente a Moho na zona da crosta oceânica. Tentativamente, a Moho foi interpretada nesta zona numa profundidade na ordem dos 2 segundos em referencia ao topo do embasamento. Na crosta transicional, um forte refletor, localizado aos 13 segundos, pode ser interpretado com a Moho refletiva.

Na Bacia de Pelotas, se reconhecem quatro megassequências ou fases principais de evolução tectônica (MOHRIAK, 2003):

- A megaseqüência do pré-rifte, composto por sedimentos e vulcânicas do Paleozóico e Mesozóico da Bacia do Paraná. Esta megaseqüência é reconhecida na área do Sinclinal de Torres, onde a seção paleozóica da Bacia do Paraná está sotoposta ao pacote Cenozóico da Bacia de Pelotas (DIAS et al., 1994).
- A megaseqüência do rifte Neocomiano– Barremiano. Está caracterizada por falhamentos antitéticos, com formação de meio-grábens com depósitos proximais e sobrepostos a toleítas de 124 M.a. (DIAS et al., 1994).
- A megaseqüência transicional, de localização muito restringida, reconhecida somente na região da Plataforma de Florianópolis, está composta por anidrita e se encontra sobreposta a traquiandesitos de idade de 113 M.a. (DIAS et al., 1994).
- A megaseqüência pós-rifte, que representa a sedimentação marinha da bacia. Inclui as seqüências do: Albiano/Aptiano, Cretáceo Superior, Cretáceo Superior–Terciário Inferior, Eoceno/ Oligoceno Inferior e do Oligoceno Superior ao Recente.

No mapa batimétrico da Figura 80, se observa a feição geomorfológica do Cone do Rio Grande, que compreende um grande espessamento sedimentar do Terciário (MOHRIAK , 2003).

O *underplate*, que tem sido descrito nas Bacias de Salado a Punta del Este, não é evidenciado diretamente, na sísmica de refração, na Bacia de Pelotas (HINZ et al., 1999; LEYDEN et al., 1971). O elemento “ativo”, deste segmento, está constituído pelos importantes derrames da LIPs do Paraná. O magmatismo desta LIPs é compartilhado por ambos os segmentos Punta de Este-Pelotas e Santos-Campos e será discutido em conjunto na subseção 6.6 do presente capítulo.

Na seção geológica esquemática da Figura 82, se encontra um resumo das principais características tectônicas, magmáticas e sedimentares da Bacia de Pelotas (DIAS et al., 1994).

Pode-se destacar a ocorrência de uma feição com anomalia gravimétrica positiva interpretada como um propagador oceânico (dorsal Abimael, MOHRIAK, 2001), e mais ao norte, em crosta continental, ocorrem altos vulcânicos (cadeia Avediz, DEMERCIAN, 1996).

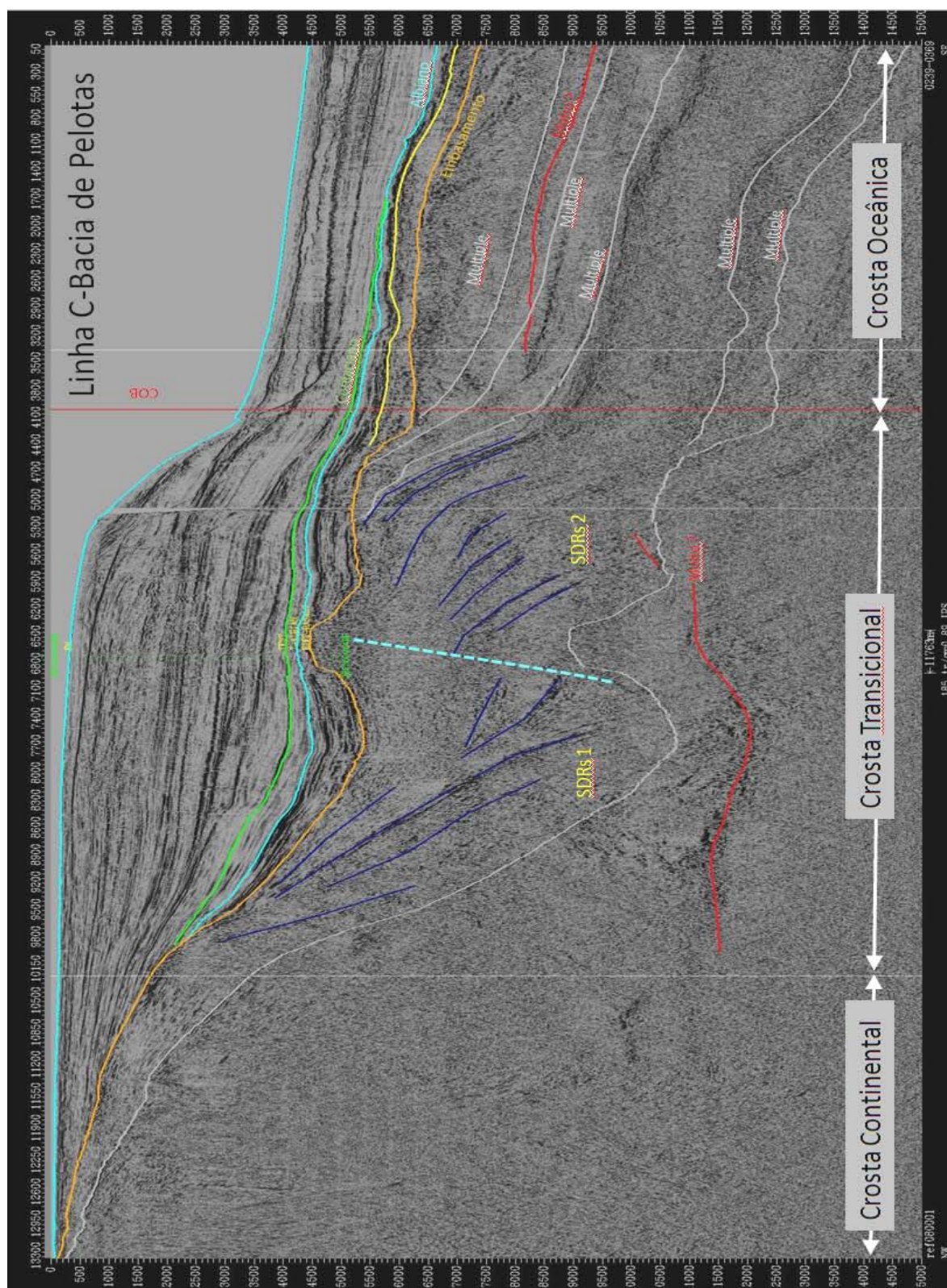
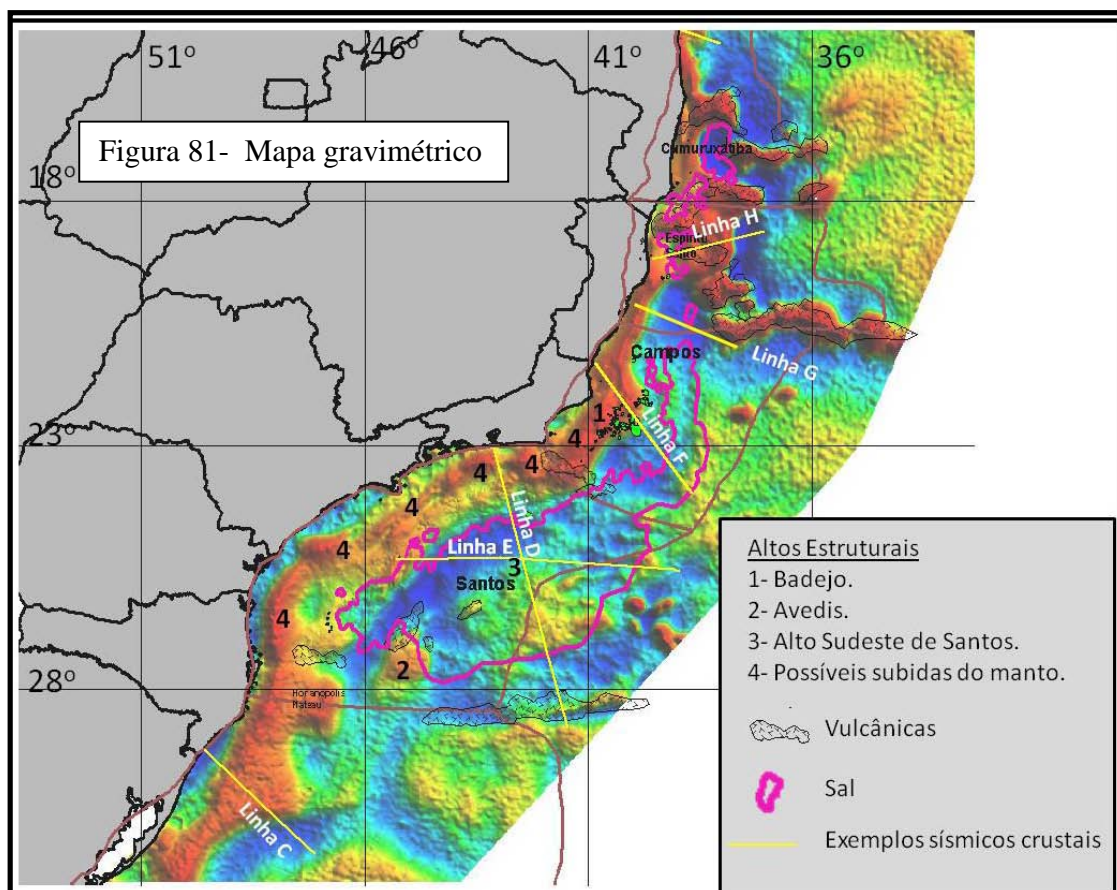
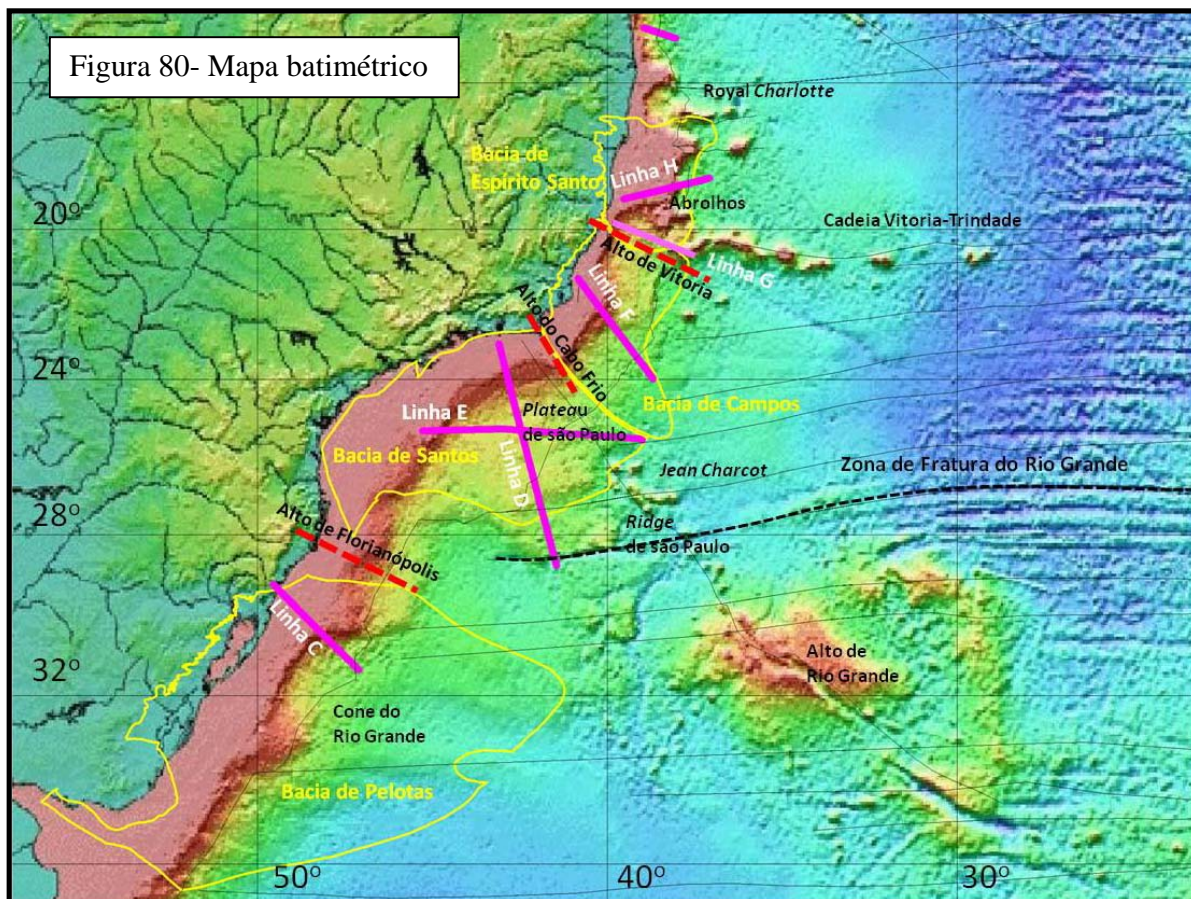


Figura 79 - Linha C, Bacia de Pelotas. Localização no mapa da Figura 80.



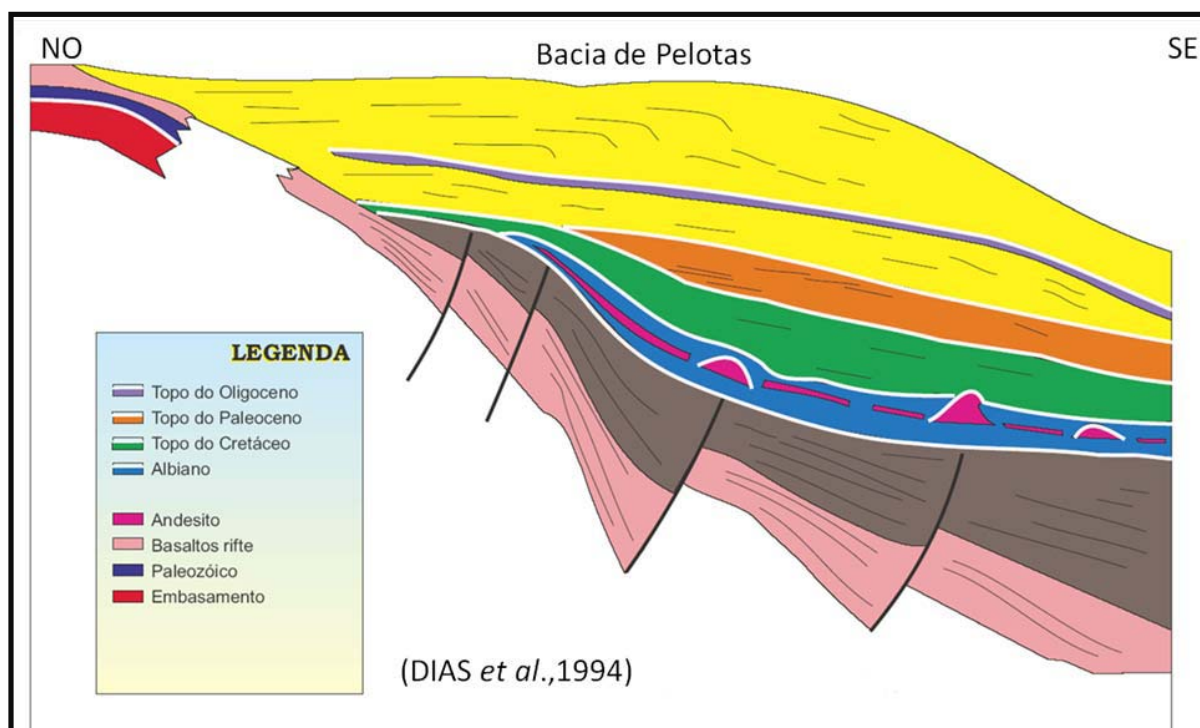


Figura 82 - Seção geológica da Bacia de Pelotas.

Fonte: DIAS *et al.*, 1994.

4.5 O segmento Santos- Espírito Santo/Mucuri (MVM) :

Continuando em direção ao norte, o próximo segmento está constituído pelas Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo/Mucuri. Este segmento talvez seja o segmento mais complexo da margem passiva atlântica, devido principalmente á superposição de múltiplos eventos geológicos. O segmento está caracterizado por:

- Um desenvolvimento tectono-estratigráfico regional comum, embora cada bacia possua particularidades próprias.
- Um decréscimo da atividade magmática contemporânea ao rifteamento durante o Cretáceo Inferior.

- Importantes manifestações magmáticas do pós-rifte e drifte, no Cretáceo Superior e no Terciário.
- Se destacam as maiores feições geomorfológicas da margem Atlântica observadas no mapa batimétrico de satélite, entre as que podem mencionar-se o Platô e a Dorsal de São Paulo, o Alto do Rio Grande, o Lineamento Cruzeiro do Sul, o Complexo Vulcânico de Abrolhos, a cadeia de Vitória-Trindade, montes submarinhos como os de Jean Charcot, entre as principais feições fisiográficas (BASSETTO et al., 2000; Figura 80).
- Altos e baixos estruturais, que se manifestam nos mapas de anomalia de Bouguer, compreendendo altos de embasamento cristalino e construções vulcânicas, como por exemplo, os Altos de Cabo Frio, do sudeste de Santos, o Alto do Badejo e o Baixo de São Tomé (MOHRIAK et al., 1990, Figura 81).
- Importantes registros sedimentares, que podem chegar a totalizar até 9 km de espessura, em que se destacam o desenvolvimento de espessas seqüências de evaporitos e importantes seqüências clásticas marinhas, relacionadas a fluxos turbidíticos, de grande interesse econômico.
- Tectonismo complexo, que compreende reativações tectônicas de estruturas do Cretáceo Inferior e estruturas mais antigas, soerguimentos e exumações de sistemas montanhosos costeiros durante o Cretáceo e Eoceno, tectônicas de tipo *strike-slip* relacionada ao rifteamento oblíquo, tectônicas transformantes vinculadas às grandes zonas de fratura oceânica, intensa deformação salífera, e construções vulcânicas e vulcanoclásticas.
- Importantes reservas de hidrocarboneto como as que ocorrem nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo.

Os limites entre estas bacias, em águas rasas, estão dados pelos Altos de Florianópolis (separando as Bacias de Pelotas e Santos), o Alto de Cabo Frio (limite entre Santos e Campos), o Alto de Vitória (entre Campos e Espírito Santo) e Complexo Vulcânico de Abrolhos, (entre Espírito Santo e Cumuruxativa; Figura 80). Em águas profundas, estas bacias apresentam diferenças na evolução estratigráfica e no estilo de estruturação do sal (MOHRIAK et al., 1995b).

O desenvolvimento tectono-estratigráfico, comum às três bacias, compreende as megasequências do:

- Rifte (de idade Neocomiana/Barremiana até Aptiano Inferior) está composta por siliciclásticos continentais grosseiros e seqüências carbonática-siliciclástica, predominantemente lacustre. Os depósitos do rifte estão asentados discordantemente sobre rochas vulcânicas toleíticas de idades entre os 134 a 120 M.a., ou às vezes, intercalados com basaltos, como tem sido observado na Bacia de Espírito Santo (FRANÇA et al., 2007; MOHRIAK, 2003; MOREIRA et al, 2007; WINTER et al, 2007).
- Transicional, caracterizada por depósitos siliciclásticos e carbonáticos do Aptiano Médio a Superior, e por espessa seqüência de evaporitos do Aptiano Superior, depositados acima da discordância *break-up*, em ambiente marinho restrito (FRANÇA et al., 2007; MOHRIAK, 2003; MOREIRA et al, 2007; WINTER et al, 2007).
- Pós-rifte ou marinha, associada à subsidência térmica. Esta representada pelos carbonatos de água rasa com fácies arenosa e carbonática (calcarenítica) do Albiano, que na Bacia de Campos gradam no topo e na direção da bacia para uma seqüência de margas e folhelhos. Posteriormente o aprofundamento das bacias resultou na implantação de um ambiente marinho transgressivo desde o Albiano Superior até o Meso/Turoniano. A partir do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior caracteriza-se uma fase marinha regressiva, com a deposição de siliciclásticos, plataformas carbonáticas e seqüências distais com pelitos de talude com depósitos arenosos turbidíticos intercalados (FRANÇA et al., 2007; MOHRIAK, 2003; MOREIRA et al, 2007; WINTER et al, 2007).

A margem passiva encontra-se fragmentada por zonas de fratura oceânica (ou falhas transformantes), sendo que neste segmento, a Zona de Fratura do Rio Grande (ZFRG) corresponde a feição de descontinuidade crustal mais proeminente (BASSETTO et al., 2000). Ao

norte desta zona de fratura, se reconhece a feição fisiográfico do Platô de São Paulo (Figura 80) onde tem sido interpretados altos de embasamento, importantes derrames de basalto, seqüências evaporíticas com tectônicas de diápiros e intensa deformação das camadas do pós-sal. A origem deste Platô é ainda controversa e tem sido interpretada segundo diferentes modelos. Um dos modelos atribuí uma natureza de crosta oceânica para o Platô de São Paulo e um outro modelo atribuí uma natureza de crosta continental altamente estirada e intrudida. Bassetto et al., (2000), apresenta uma detalhada recompilação dos autores que abordaram esta temática. Na borda sul do Platô de São Paulo, estende-se por aproximadamente 220 km uma cadeia linear, vulcânica, conhecida como o *ridge* (ou dorsal) de São Paulo, desenvolvida ao longo da ZFRG, e provavelmente relacionada na sua gênese com a ZFGR (BASSETTO et al., 2000). O dorsal Abimael corresponde a uma tentativa abortada de avanço de centro de espalhamento oceânico da Bacia de Pelotas na direção da Bacia de Santos (GOMES et al., 2008; MOHRIAK, 2001). O Alto do Rio Grande (Figura 80) se localiza em domínios oceânicos abissais, e forma uma cadeia ígnea submarina datada em 85 M.a. (BARKER et al., 1982). Esta feição tem sido relacionada com a cadeia de Walvis, na África, podendo ter sido gerada por distensão litosférica sobre o *hotspot* de Tristão da Cunha. Uma detalhada discussão sobre esta feição pode ser consultada em Bassetto et al., (2000), e uma interpretação tectônica das estruturas associadas é apresentada em Mohriak et al., (2010), através de métodos sísmicos e potenciais.

Neste segmento, se registra um decréscimo da atividade magmática do rifte Cretáceo ainda presentes sob a forma de SDRs, mas que não se apresentam numa faixa contínua, como sucede nos segmentos mais austrais, que vão da Bacia de San Jorge até a Bacia de Pelotas. Ao contrário, os SDRs tem sido observados e descritos em forma regionais 2D (GLADCZENKO et al., 1997) e também nas linhas do projeto Leplac (BASSETTO et al., 2000).

Os importantes depósitos de sal, que são característicos deste segmento, produzem uma intensa deformação das seqüências do pós-rifte, e segundo o estado estrutural em que estes depósitos se apresentam, podem ser reconhecidos diferentes setores ou áreas dentro do segmento. A abundância dos depósitos do sal e a tectônica associada são sem dúvida a característica mais saliente deste segmento. Na plataforma continental a tectônica de sal é pouco desenvolvida e os depósitos do sal são descontínuos, nesta área se reconhecem setores de *weld* e almofadas de sal (MEISLING et al., 2001). Após a quebra da plataforma começam a distinguir-se os diápiros de sal e continuando em direção das águas profundas, se observam as áreas com grandes diápiros e

muralhas de sal. Nesta região de bacia profunda, se observa a forte influência da tectônica salífera nas seqüências mais jovens, formando anticlinais, *roll-overs*, depocentros localizados entre diápiros de sal (*mini-basins*), registrando-se também feições compressoriais próximas do limite crustal (MEISLING et al., 2001; MOHRIAK, 2003).

Destaca-se na parte centro-norte da Bacia de Santos, a ocorrência de uma grande falha lítrica antitética, associada à halocinese, relacionada com uma progradação maciça de sedimentos siliciclásticos no Cretáceo Superior, com expulsão dos evaporitos que criam uma cicatriz de sal que é coberta por sedimentos do pós-Albiano (MOHRIAK et al., 1995b). A falha de Cabo Frio controla também uma grande faixa alongada com ausência de sedimentos albianos, conhecida na literatura geológica como o *Albian gap* (CAINELLI e MOHRIAK, 1998; MOHRIAK et al., 1995b).

Entre as bacias de Espírito Santo e Mucuri, a sobrecarga das vulcânicas de Abrolhos tem formado um particular estilo halocinético, formando frentes de empurrões com vergência em direção do continente (BIASSUSI et al. 1999, MOHRIAK, 2003; VAN DER VEN et al., 1998).

No segmento Santos a Espírito Santo, se reconhecem também abundantes feições vulcânicas do pós-rifte, do Cretáceo Superior (na proximidade do Alto do Cabo Frio), do Terciário (em direção da Bacia de Campos; Figura 81) formando cones vulcânicos e diversas fácies vulcanoclásticas (MIZUSAKI e MOHRIAK, 1992). No norte do segmento (Figura 81) o Complexo Vulcânico de Abrolhos é caracterizado por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que recobrem sedimentos terciários e cretácicos das Bacias de Mucuri e Espírito Santo com idades entre 64 e 32 M.a., com uma concentração de idades no intervalo Paleoceno–Eoceno (CORDANI, 1970; CORDANI e BLAZEKOVIC, 1970; SZATMARI et al., 2000). A origem magmática do Complexo de Abrolhos é controversa. Um dos modelos geológicos propostos para o Complexo de Abrolhos considera que as vulcânicas são alimentadas por condutos do manto (BACOCOLI, 1982; SOBREIRA, 1996). Um segundo modelo geológico proposto para o Complexo de Abrolhos considera que rochas vulcânicas são extrusivas, com fonte distante da área de ocorrência (PARSON et al., 2001).

Sismicas profundas de refração (Figura 45) levantadas na Bacia de Santos não registram a camada de velocidades interpretadas como *underplate* (LEYDEN et al., 1971), entretanto, em

posições *onshore*, entre os 20 a 22° de latitude sul (entre as Bacias de Santos e Campos), estudos magnetotelúricos, de anomalia de Geóide e de gravidade Bouguer, sugerem a presença de um importante magmatismo de tipo *underplate*, possivelmente vinculado à passagem de uma pluma (RODRIGUEZ et al., 2010).

Para exemplificar as principais feições geológicas deste segmento escolheram-se exemplos de sísmicas profundas e seções geológicas esquemáticas (Figuras 83 a 90). As interpretações apresentadas nos exemplos da Figuras 79, 83, 87, 88 e 89, foram feitas pelo autor e as linhas sísmicas são apresentadas em atributo de *reflection strength* (APÊNDICE B). Nos exemplos restantes, as interpretações sísmicas apresentadas foram tomadas da literatura geológica e em cada caso as fontes bibliográficas consultadas tem sido reportadas. Nos mapas das Figuras 80 e 81, mostram a localização geográfica destes perfis.

No exemplo sísmico da Linha D (Figura 83), localizada no setor centro norte da Bacia de Santos, não é possível reconhecer as cunhas de SDRs devido à baixa qualidade sísmica da seção profunda da linha. Os importantes depósitos do sal geram numerosas difrações que junto com reflexões múltiplas obscurecem o imageramento na parte profunda da linha, entretanto ficam bem definidos os depósitos do sal Aptiano (diápiros e muralhas), as seqüências clásticas do drifte, depósitos relacionados ao pré-sal e as vulcânicas do platô e a dorsal de São Paulo.

Levantamentos mais recentes de sísmicas crustais, como as adquiridas pela empresa ION (HENRY et al., 2009) permitem reconhecer o embasamento cristalino (Linha E, Figura 84A), permitem reconhecer o embasamento cristalino, a seção do rifte e até um possível pré-rifte.

A seção geológica da Figura 85, na parte central da Bacia de Santos, apresenta uma interpretação esquemática da arquitetura do rifte (PEREIRA et al., 1989). Nesta seção geológica se destacam as seqüências estratigráficas do sin-rifte e pós-rifte e diápiros de sal próximos da quebra da plataforma continental.

A seção geológica da Figura 861 (CAINELLI e MOHRIAK, 1998), na parte central da Bacia de Campos, apresenta uma interpretação esquemática da arquitetura crustal e seus principais domínios tectônicos, em função do estilo da tectônica do sal (JACKSON et al., 1998; MOHRIAK et al., 1999 e 2000b). Os domínios I a IV representam respectivamente: tectônica

extensional, almofadas de sal, diápiros e muralhas de sal, e feições compressionais (empurrões junto ao limite crustal), e localmente sal alóctone (MOHRIAK, 2003).

Na Figura 87 (Linha F), se observa um exemplo sísmico crustal da Bacia de Campos, onde é possível interpretar, a oeste da linha, uma reflexão profunda compatível base da crosta / topo do underplating, que localmente coincide com a Moho refletiva (MOHRIAK et al., 1990). A Moho refletiva apresenta uma subida pronunciada, por baixo do Baixo de São Tomé, posteriormente em direção leste, a uma possível reflexão da Moho se perde no registro sísmico para aparecer novamente em águas profundas. Esta subida pronunciada, e possíveis ondulações da Moho, podem ser responsáveis pela geração do Baixo de São Tomé e do Alto do Badejo (MOHRIAK et al., 1990). Esta subida pronunciada da Moho poderia ser a responsável pelos altos gravimétricos costeiros da Figura 81 (MEISLING et al., 2001). Esta linha mostra também os importantes desenvolvimentos de diápiros e muralhas de sal, estruturas em casco de tartaruga produzidos pelo escape do sal e *mini-basins* na área dos diápiros do sal (MOHRIAK e SZATMARI, 2008).

No exemplo sísmico da Figura 88 (Linha G), da Bacia de Espírito Santo, apresenta uma seção sísmica desde a plataforma até a região de águas profundas, na que se distingue a espessa seção rifte abaixo das seqüências com evaporitos e a ocorrência de diápiros de sal. No extremo leste da linha, na região de águas profundas se observam feições dômicas que podem estar relacionadas a domos de sal ou feições vulcânicas da cadeia Vitória-Trindade.

Na Figura 89 (Linha H), da Bacia de Espírito Santo, nota-se uma feição dômica relacionada ao Complexo Vulcânico de Abrolhos, que é caracterizado por uma plataforma extensa onde carbonatos sobrepõem-se a rochas vulcânicas do Cretáceo Superior / Terciário Inferior (MOHRIAK, 2003). Na parte oeste da linha, perfurações exploratórias têm registrado importantes depósitos de evaporitos, que podem encontrar-se intedigitados com as vulcânicas de Abrolhos. A perda de qualidade do sinal sísmico na região das vulcânicas dificulta a separação das vulcânicas do sal (MOHRIAK, 2003).

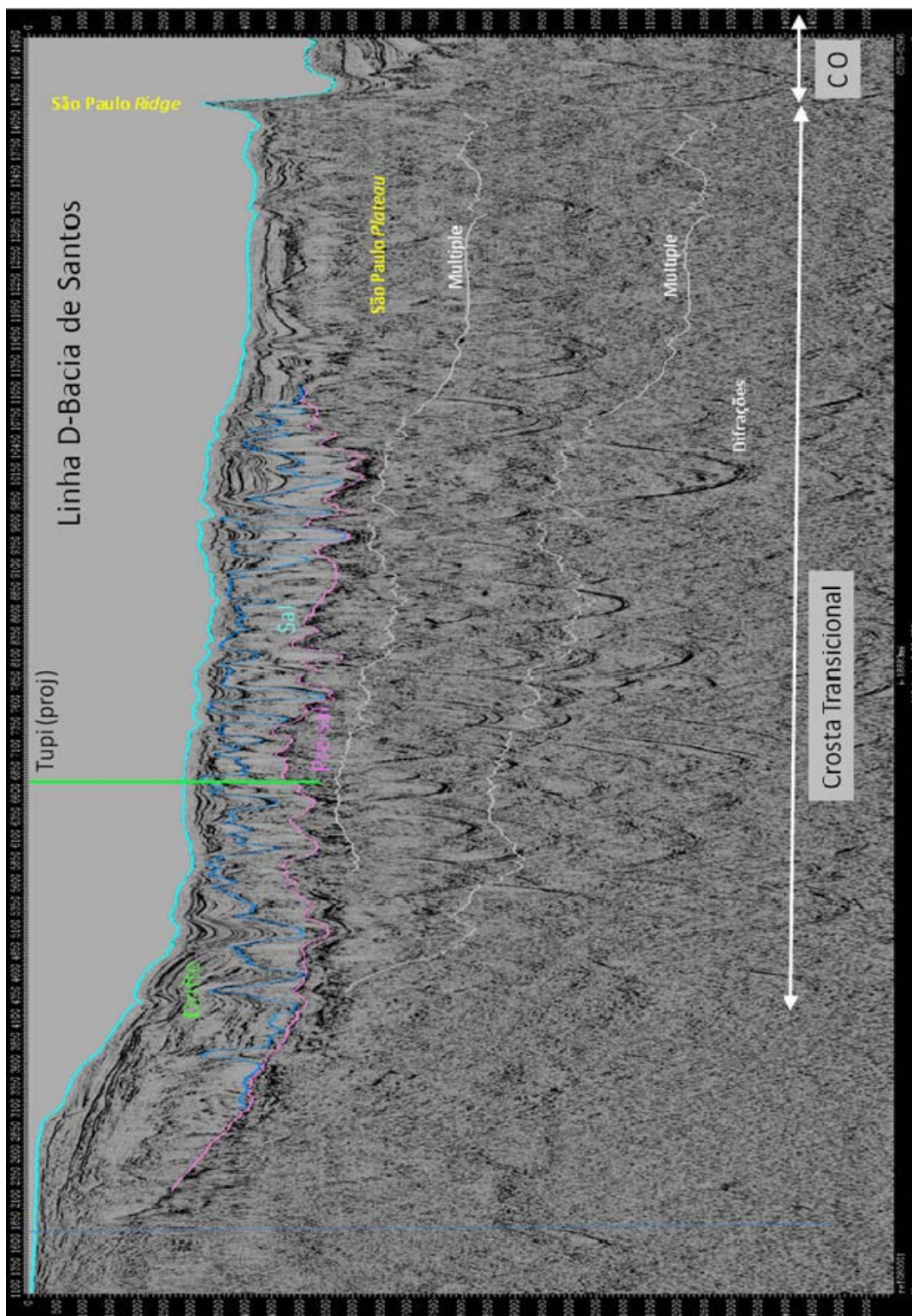


Figura 83- Linha D, Bacia de Santos. Localização no mapa da Figura 80.

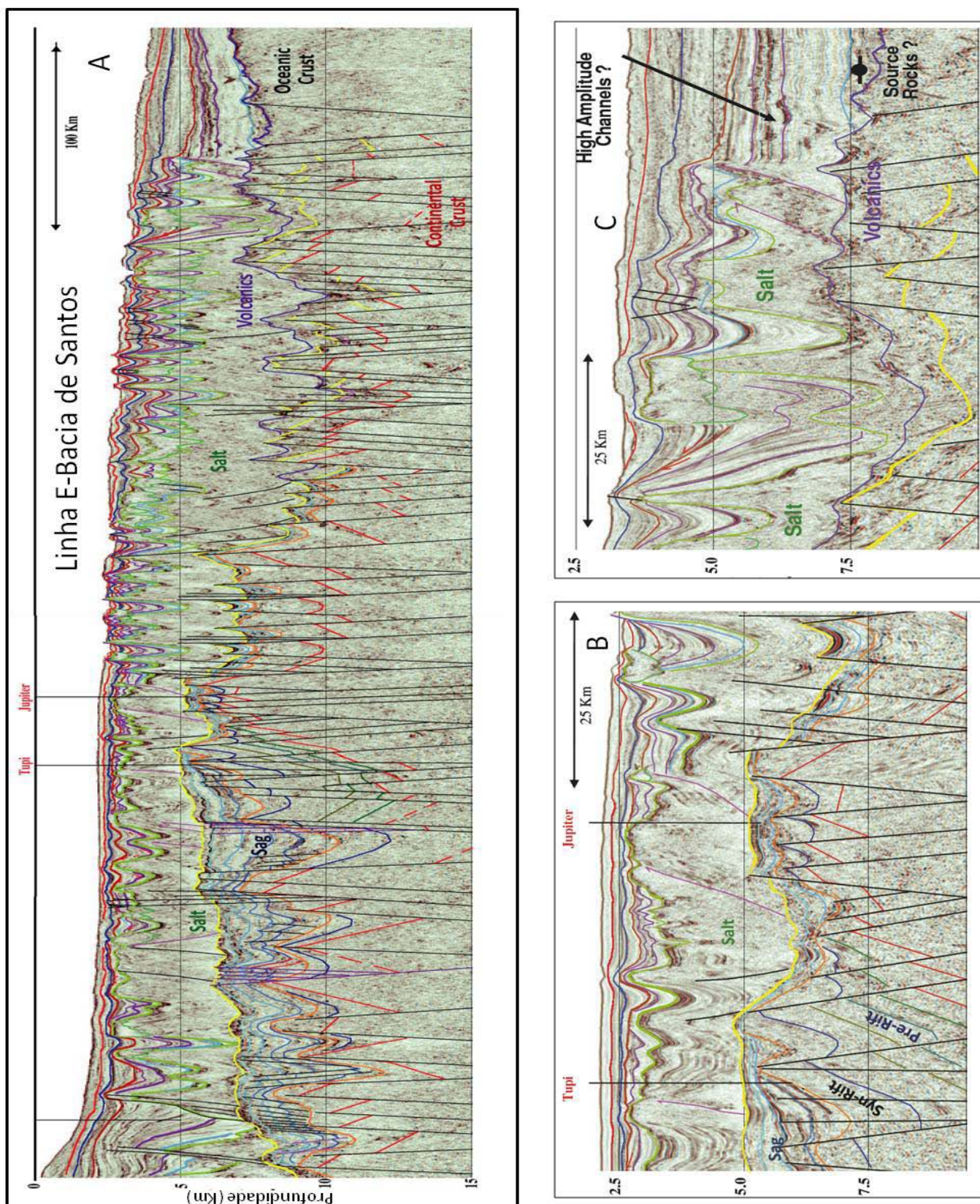


Figura 84- Linha E, Bacia de Santos. Localização no mapa da Figura 80.

Fonte: HENRY et al., 2009