

Figura 85- Seção geológica da Bacia de Santos.

Fonte: PEREIRA et al., 1989.

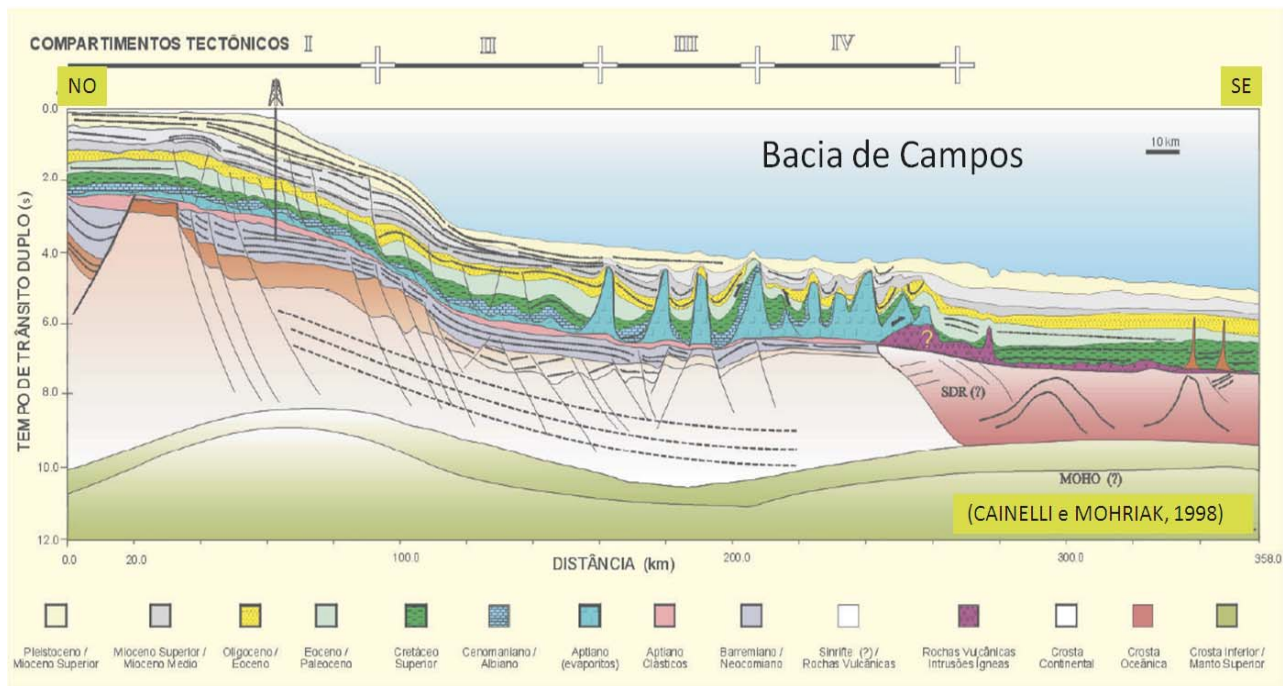
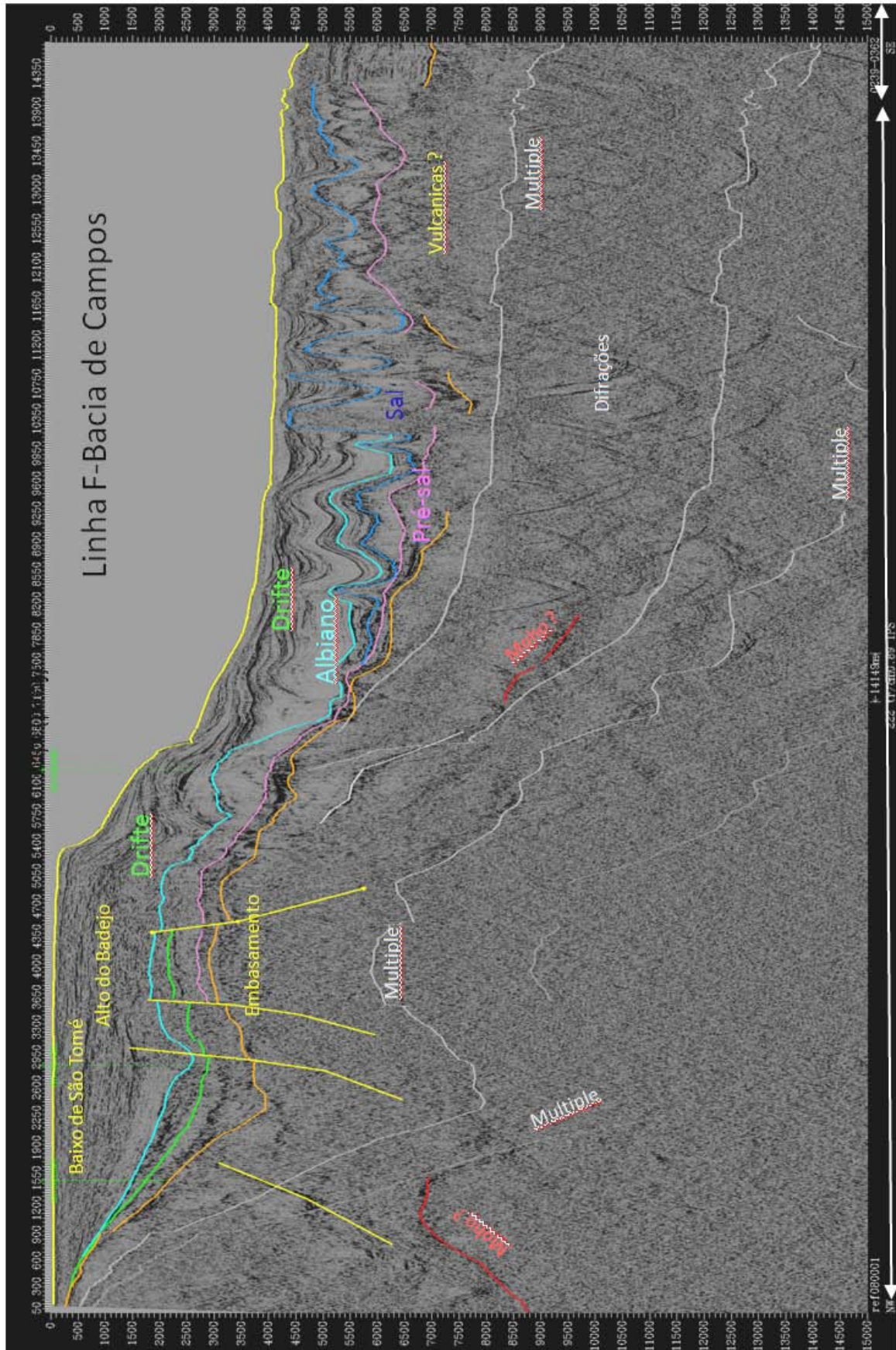


Figura 86 - Seção geológica da Bacia de Campos.

Fonte: CAINELLI e MOHRIAK, 1998.



CO

Crosta Transicional

Figura 87- Linha F, Bacia de Campos. Localização no mapa da Figura 80.

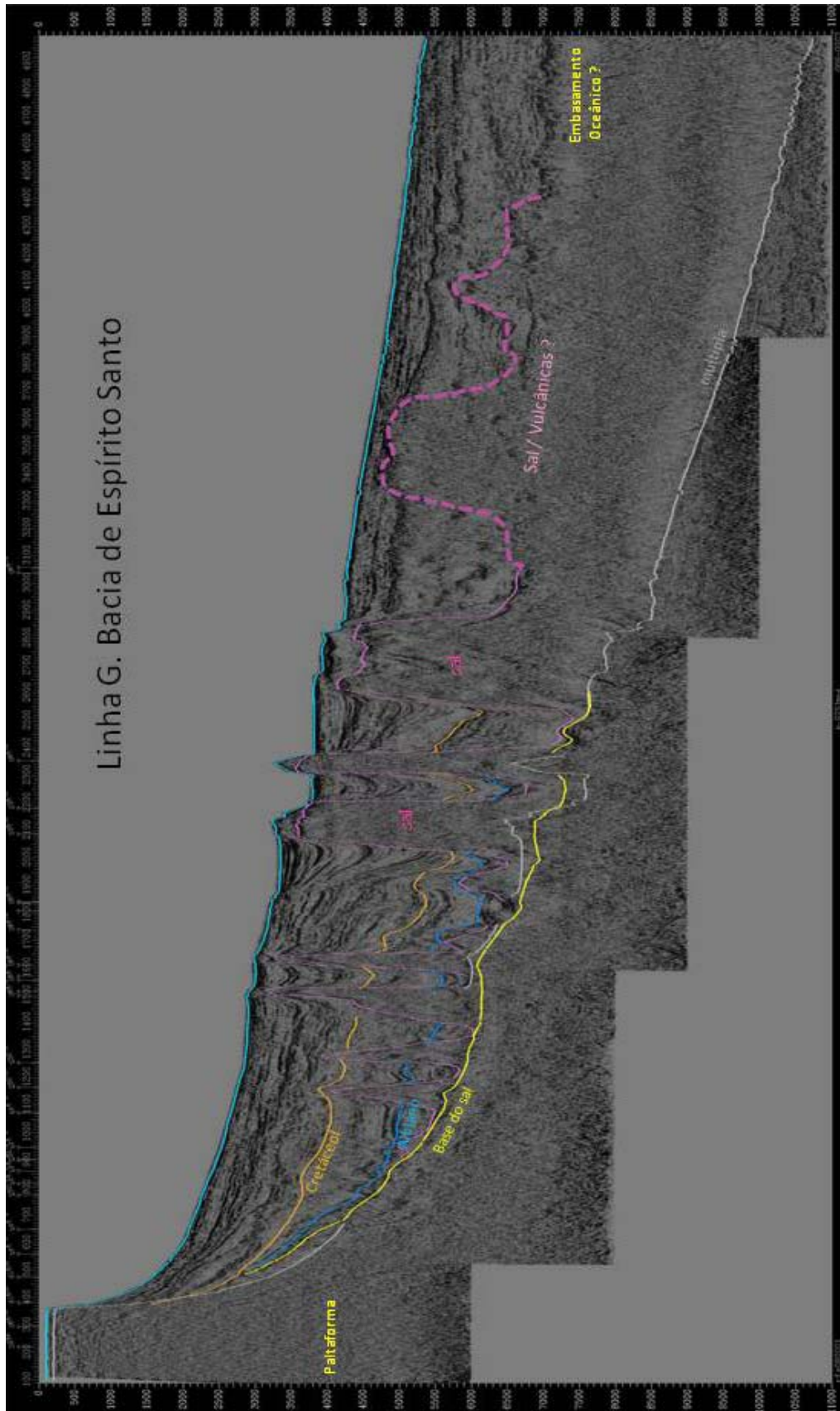


Figura 88 - Linha G, Bacia de Espírito Santo. Localização no mapa da Figura 80.

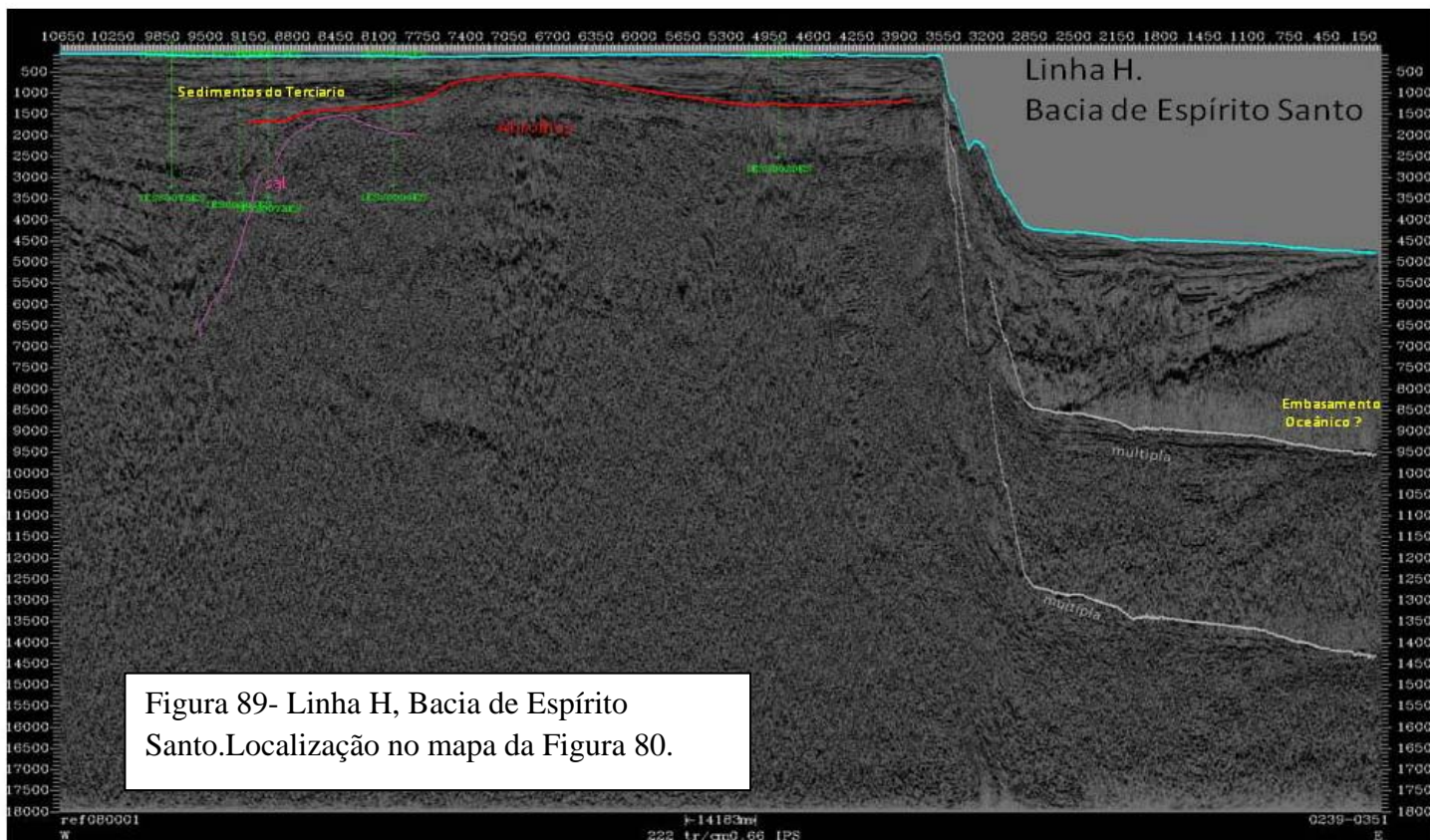


Figura 89- Linha H, Bacia de Espírito Santo. Localização no mapa da Figura 80.

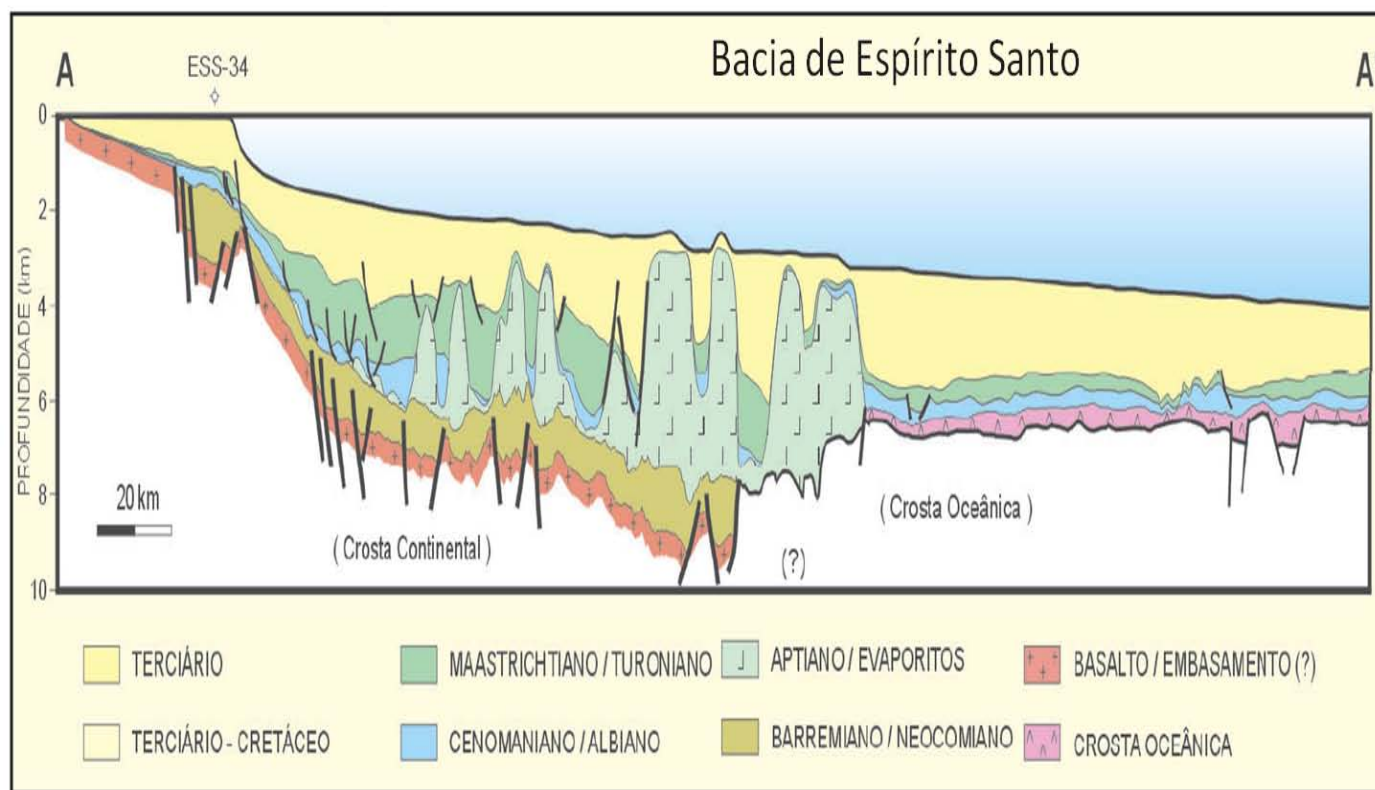


Figura 90 - Seção geológica da Bacia de Espírito Santo.
 Fonte: MOHRIAK, 2003.

Este segmento da margem, que compreende as Bacias de Santos, Campos e Espírito Santos, possui as maiores reservas conhecidas, até hoje, de hidrocarbonetos no Brasil, tanto nas seções do pós-sal como no pré-sal. Um exemplo disto é o poço “Tupi” (1-BRSA-369A ou RJS-628), descoberto recentemente pela Petrobras, na área das muralhas do sal da Bacia de Santos (BERMAN, 2008). O Poço de Tupi apresenta reservatórios de tipo biólitos na seção do pré-sal, desenvolvidos preferentemente nos altos de embasamento vulcânico (Alto Sudeste de Santos, MOHRIAK e PAULA, 2005), como pode observar-se nas Figuras 44, 84 e no detalhe das Figuras 91 A e B (GATTASS, 2007; HENRY et al., 2009). Embaixo da seção do sal e dos biólitos do pré-sal, o poço perfurou aproximadamente 450 metros de basalto com finas intercalações de rochas clásticas, correlacionado tentativamente com o intervalo rifte a pós-rifte.

No pós-sal, este segmento da margem é rico em reservatórios turbidíticos da megasequência do drifte, sendo este tipo de reservatório o responsável das principais acumulações de hidrocarbonetos das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (FAINSTEIN et al., 2010).

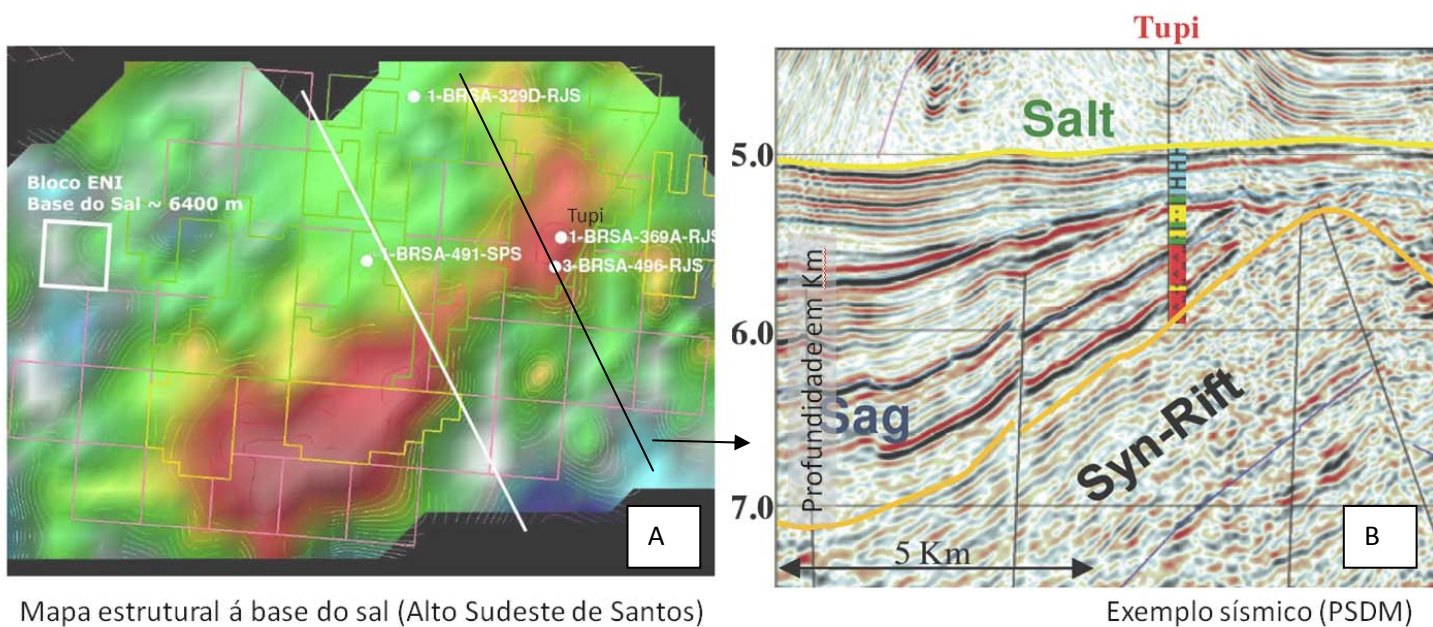


Figura 91- Exemplo sísmico do campo de Tupí

Fontes: GATTASS, 2007; HENRY et al., 2009.

4.6 O magmatismo *onshore* nos segmentos de Punta de Este-Pelotas e Santos-Espirito Santo: a LIP do Paraná.

Há variadas e contrastantes hipóteses em relação à possível origem deste magmatismo, algumas das quais referem-se a modelos de *hot-spot* ou pluma, embora até o momento o modelo de “hot spot” ainda esteja em discussão. O elemento ativo deste segmento estaria representado pelos produtos do *hot-spot* ou pluma de Tristão, segundo um dos modelos, e poderiam também existir produtos magmáticos do rifte vinculados à pluma de Trindade, localizada mais ao norte. O elemento passivo estaria representado pelos extensos SDRs e as vulcânicas das bacias geradas por estiramento litosférico.

Na LIPs do Paraná tem se reconhecido um grande número de tipos magmáticos e os modelos petrogenéticos são complexos. Há grande coincidência nos modelos genéticos propostos por diferentes autores, indicando uma origem da LIPs do Paraná vinculada à pluma de Tristão da Cunha através do Alto do Rio Grande e da cadeia de Walvis na África (O CONNORS e DUNCAN, 1990). Entretanto, existe bastante discrepância em relação à presença nas rochas vulcânicas da assinatura da pluma de Tristão e da evolução geográfica e temporal do magmatismo.

Para autores como Garland et al. (1995), apud Peater (1997), na LIPs do Paraná poderiam estar acontecendo o somatório de vários processos petrogenéticos como:

- Fusão de manto litosférico por transferência de calor da pluma de Tristão, mas sem envolvimento composicional desta nos produtos da fusão. Este mecanismo seria responsável pelo maior volume das vulcânicas formadas.
- Fusão do manto astenosférico por uma pluma (com a assinatura de Tristão). Para Peate (1997), este mecanismo seria responsável por um volume muito pequeno de lavas.
- Fusão por extensão litosférica com geração de magmas por decompressão da astenosfera (assinatura N-MORB). Este processo atuaria nos últimos estágios da geração da LIPs, quando o afinamento litosférico é mais avançado.

Em estudos feitos nos diques da Serra do Mar, nas BSRV na Bacia de Pelotas, e nos equivalente da Fm. Serra Geral, no Uruguai, têm sido encontradas assinaturas provenientes de uma fonte tipo Tristão e misturas com fontes relacionadas a mantos sublitosféricos (; LOBO et al., 2006; KIRSTEIN et al., 2000; VALENTE et al., 2007). Na Figura 76 e no detalhe da Figura 78, pode observar-se a variedade de fontes que o magmatismo do Paraná apresenta. No gráfico dos isótopos do Sr e do Nd, é possível reconhecer tendências como:

- Valores isotópicos muito próximos Tristão e Gough (nos basaltos Esmeralda, em vulcânicas alcalinas e em rochas do Uruguai).
- Tendências relacionadas à contaminação crustal (riolitos de Palmas, rochas do Uruguai e basaltos Gramado).
- Tendências no sentido de enriquecimento em crostas inferiores e manto continental sublitosférico (basaltos e riolitos de alto TiO_2 , rochas alcalinas do Brasil e do Paraguai, e em rochas do Uruguai).

Como já foi mencionado anteriormente, também existem diferentes interpretações sobre a evolução geográfica - temporal da LIPs do Paraná. Há duas hipóteses de evolução geográfica-temporal da LIPs do Paraná, a primeira evolução é de sul para norte e a segunda de noroeste para sudeste. A hipótese de uma evolução de noroeste para sudeste (GIBSON et al., 2006; PEATE, 1997; STEWART et al., 1996 e TURNER et al., 1994), seria a mais compatível com a reconstrução do movimento do *hot spot* de Tristão nos últimos 140 M.a. Nas Figuras 65 a 74 pode observar-se as possíveis trajetória de vários dos *hot spots* do Atlântico-Sul, segundo a reconstrução de Lawver et al. (2004). O *hot spot*, localizado hoje nas proximidades das ilhas de Tristão da Cunha e Gough, teria impactado a área da LIP do Paraná e as bacias do segmento Salado/Punta del Este até Pelotas e Santos, entre 140 a 110 M.a. (Figuras 65 e 74). O *hot spot* de Tristão da Cunha está representado nestas figuras pelo círculo de cor rosa, com um diâmetro aproximado de 2000 km.

Na porção central e sudeste da plataforma brasileira, na Bolívia, no Paraguai e no Uruguai, tem sido reconhecidas mais de cem ocorrências de centros alcalinos (Figura 56), em geral associados com enxames de diques e pequenos corpos intrudidos em áreas com diferentes domínios tectônicos (ALMEIDA, 1983). Este magmatismo possui um importante interesse

petrológico e na mineração de carbonatitos, o que tem motivado um grande número de pesquisas. Existem numerosas controvérsias a respeito do mecanismo de formação dessas intrusões alcalinas. Numa extensa recopilação bibliográfica regional, Riccomini et al. (2005) concluem que:

- A província magmática alcalina registra quatro pulsos principais de idades, que vão do Permiano-Triássico; Jurássico Superior - Cretáceo Inferior; Cretáceo Superior (Aptiano – Maastrichtiano) e Cenozóico (principalmente Eoceno e Oligoceno).
- Os corpos alcalinos têm sido agrupados em 15 províncias nas quais se evidencia um forte controle estrutural, geralmente vinculado a zonas de fraturas normais ou *strike-slip*, herdadas de zonas de fraqueza crustal do Proterozóico.
- As idades radiométricas e a distribuição dos corpos não mostram padrões de distribuição geográfica- temporal.
- Os corpos alcalinos do Cretáceo Inferior são contemporâneos com as rochas basálticas toleíticas da LIPs do Paraná.

Tem sido postulados hipóteses de uma origem do magmatismo alcalino vinculado à *hot spots*, como por exemplo, o de Trindade (GIBSON et al., 1994; HERZ, 1977) ou o de Tristão da Cunha (CROUGH et al., 1980). A hipótese do *hot spot* também tem sido contestada por alguns autores, devido a:

- Falta de uma clara evidência de evolução geográfica – temporal.
- Possuir uma ampla distribuição no tempo de aproximadamente 250 M.a.
- Dados isotópicos mostram uma fonte vinculada a manto litosférico sem contribuição astenosférica (falta da assinatura de Tristão, principalmente nas rochas alcalinas do Paraguai, Figuras 76 e 77).

Este grupo de autores é mais favorável ao mecanismo de *upwelling* do manto e um forte controle das zonas de fragilidade tectônica (RICCOMINI et al., 2005).

A falta de uma clara evolução geográfico-temporal é observada principalmente ao ocidente dos 46° de longitude oeste, dentro e na periferia da LIPs do Paraná (RICCOMINI et al., 2005). Entre aproximadamente 46° a 30° de longitude oeste, no âmbito das regiões costeiras e das bacias da margem sudeste brasileira, as rochas alcalinas do lineamento do Poço de Caldas, Cabo Frio, Abrolhos e o alinhamento Vitória-Trindade, apresentam idades radiométricas que variam dos 70 M.a. ao Recente e são consistentes com uma evolução geográfico-temporal (de oeste para leste), correlacionáveis com a passagem do *hot spot* de Trindade (THOMAS FILHO et al., 2008). Nas Figuras 65 a 74 pode observar-se a possível trajetória do hot spot de Trindade nos últimos 140 M.a., baseados nas reconstruções de Lawver et al. (2004).

O elemento “passivo” estaria constituído pelos SDRs e pelas lavas geradas por estiramento litosférico (Capítulo 3.3.3). O modelo numérico de elementos finitos prevê a geração de magmas por estiramento litosférico se houver uma litosfera reologicamente heterogênea (HARRY e SAWYER, 1992). O gradiente lateral de pressões permitiria gerar magmas por descompressão e deslocá-los até 200 km da zona de formação. Se considerarmos a linha da COB nestas latitudes para um tempo de 130 M.a., por exemplo, este mecanismo seria capaz de alimentar o vulcanismo das bacias e do litoral costeiro do sudeste brasileiro (Figura 56).

No estudo da petrogênese das vulcânicas das bacias de Campos e Pelotas, Lobo et al. (2006), observam distintas contribuições de fontes como N-Morb, Tristão da Cunha e manto litosférico subcontinental. Estes autores reconhecem a participação de um componente de tipo pluma (pluma de Tristão) nos basaltos de Campos, que não estaria presente nos basaltos de Pelotas. Propõem que este fato poderia estar relacionado a uma posição mais setentrional da pluma de Tristão (nas imediações da Bacia de Campos, já no litoral do Estado do Rio de Janeiro), e que a Bacia de Pelotas, a sul da Zona de Fratura de Florianópolis, ficaria na periferia da pluma. A observação da localização periférica da pluma não é compatível com os estudos de Kirstein et al. (2000) no Uruguai, onde estes autores conseguem distinguir novamente a componente de Tristão em vulcânicas próximas da Bacia de Salado/Punta del Este.

Na Figura 57 pode observar-se a ação conjunta dos componentes “ativos” e “passivos” neste segmento. Por exemplo:

- As fases alcalinas da LIP do Paraná pré-datam a abertura do rifte, isto é observado principalmente nas rochas alcalinas do Paraguai (GIBSON et al., 2006).
- Também de acordo com estes últimos autores, a LIP evoluiria no tempo, de noroeste a sudeste, enquanto os SDRs o fazem de sudoeste a nordeste.
- Há vulcânicas de idades posteriores á implantação do centro de espalhamento oceânico, o que indicaria o término do mecanismo de estiramento litosférico e continuidade do efeito da pluma de Tristão.

Como resumo dos segmentos Salado-Pelotas e Santos - Espírito Santo/Mucuri, poderia destacar-se:

- 1. Os modelos petrogenéticos são complexos, envolvendo fusão de manto sublitosférico continental por transferência térmica da pluma de Tristão, fusão astenosférica com assinatura da pluma de Tristão e geração de magmas por estiramento litosférico (mecanismo passivo).*
- 2. A LIPs poderia ter evoluído de noroeste a sudeste.*
- 3. Dentro e na periferia da LIPs do Paraná (a oeste dos 46° de long.), há um magmatismo alcalino vinculado às zonas de fragilidade crustal. Não existe um consenso, entre os diferentes autores, se este evento está relacionado com a pluma de Trindade.*
- 4. Desde os 46° de longitude oeste, até a posição da Ilha de Trindade (30° de longitude oeste) no Atlântico, há uma correlação entre a passagem da pluma de Trindade e os dados radiométricos. Esta segunda pluma é considerada a responsável pela geração do magmatismo alcalino costeiro do pós-rifte das bacias de Campos, Espírito Santo, Cumuruxativa e Jequitinhonha (principalmente entre o Paleoceno e Eoceno).*

5. *O elemento “passivo” está também presente nos SDRs, vinculados a distensão litosférica e geração de magmas por decompressão adiabática. Os SDRs evoluíram de sudoeste a nordeste. A faixa dos SDRs se apresenta em forma contínua até a Bacia de Pelotas, e daí ao norte até Campos em forma descontínua.*
6. *Em basaltos do Cretáceo Inferior (fase rifte), constatados nas bacias de Campos e Pelotas, tem sido reconhecidos misturas de rochas formadas por fontes tipo Tristão e produtos de estiramento litosférico.*
7. *A LIPs do Paraná antecede e é contemporânea com o rifte. O vulcanismo do BSRV é contemporâneo com o rifte e pós-data a geração da anomalia magnética mais antiga.*
8. *O magmatismo contemporâneo ao rifte vai crescendo em magnitude desde a Bacia do Salado, onde se registra somente BSRV, até Pelotas onde se apresenta na sua máxima expressão e daí ao norte começa a decrescer até a Bacia de Espírito Santo-Mucuri, também marcado somente com expressões de BSRV.*

4.7 Segmento Cumuruxatiba – Camamu (NVM):

Este segmento, no qual está incluída a Bacia de Almada, é considerado do tipo NVM e será tratado em detalhe no Capítulo 5. Nestas bacias, não há evidências de que algum dos elementos composicionais de margens vulcânicas encontra-se presente durante a etapa do rifte (Tabela 2 e Figura 56). No segmento há presença de sal, embora não possua o grau de desenvolvimento que apresenta este depósito no segmento Santo – Espírito Santo (MOHRIAK, 2003). Em águas profundas da Bacia de Almada se reconhecem e perfuraram domos de sal (Capítulo 5), igual ao que acontece no segmento Santos–Espírito Santo, e as muralhas de sal também apresentam indicações de empurrões na proximidade da COB.

Como resumo deste segmento, poderia destacar-se:

1. *Não há evidências dos elementos magmáticos contemporâneos ao rifte neste segmento da margem.*
2. *Há importante estiramento crustal sem evidencias concretas de exumação de manto.*

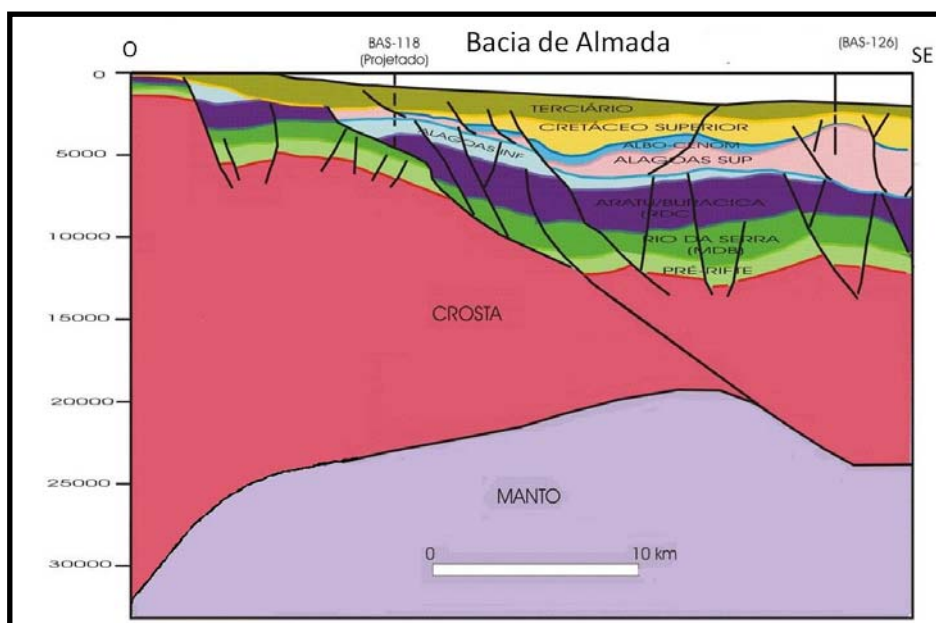


Figura 92- Seção geológica da Bacia de Almada
Fonte: ANP.

4.8 Segmento Jacuípe – Sergipe/Alagoas (MVM):

Neste segmento não se observa a presença de LIPs nem de vulcanismo nas perfurações em águas rasas das bacias. Na Bacia de Sergipe, Feijó (1994) reconheceu em porções distais, em lâminas de água maiores aos 2000 metros, manifestações magmáticas no registro sísmico, correspondendo a corpos coniformes de poucos quilômetros de diâmetro e intercalados entre as rochas sedimentares. Este autor estima idades Turoniana a Cenomaniana para este evento magmático (~93 a 89 M.a.). Nestas bacias tem sido observada uma faixa de refletores mergulhantes para o mar (SDRs) nas linhas sísmicas profundas, que apresentam anomalias magnéticas expressivas (MOHRIAK et al., 1998 a). Estima-se que ocorra uma evolução geográfica-temporal de sul para norte (Figura 56), acompanhando o rifteamento Atlântico (SDRs-NORTE). Na Bacia de Jacuípe não há registro da presença de depósitos de sal, enquanto nas Bacias de Sergipe e Alagoas, os depósitos de sal estão bem documentados, tanto no *onshore* como no *offshore*, embora não possuam o alto grau de desenvolvimento como acontece no segmento Santos-Espirito Santo.

Como resumo deste segmento, pode-se destacar:

1. *Não há evidências de elementos magmáticos ativos.*
2. *Há evidências de elementos magmáticos passivos nas vulcânicas em águas profundas e nos SDRs.*

Para exemplificar as características crustais deste segmento escolheram-se da literatura geológica algumas linhas sísmicas profundas e seções esquemáticas regionais. Em ambos os exemplos sísmicos (Figuras 93 e 94; MOHRIAK, 2003) e seu posicionamento geográfico no mapa batimétrico de satélite da Figura 95. Nos exemplos sísmicos pode observar-se a subida pronunciada do manto cerca da quebra da plataforma, a crosta próxima a COB se apresenta afinada através de sistemas de falhamentos lístricos e há também importantes desenvolvimentos de cunhas de SDRs. Nas seções geológicas da Figura 96, observa-se o desenvolvimento das almofadas e diápiros de sal.

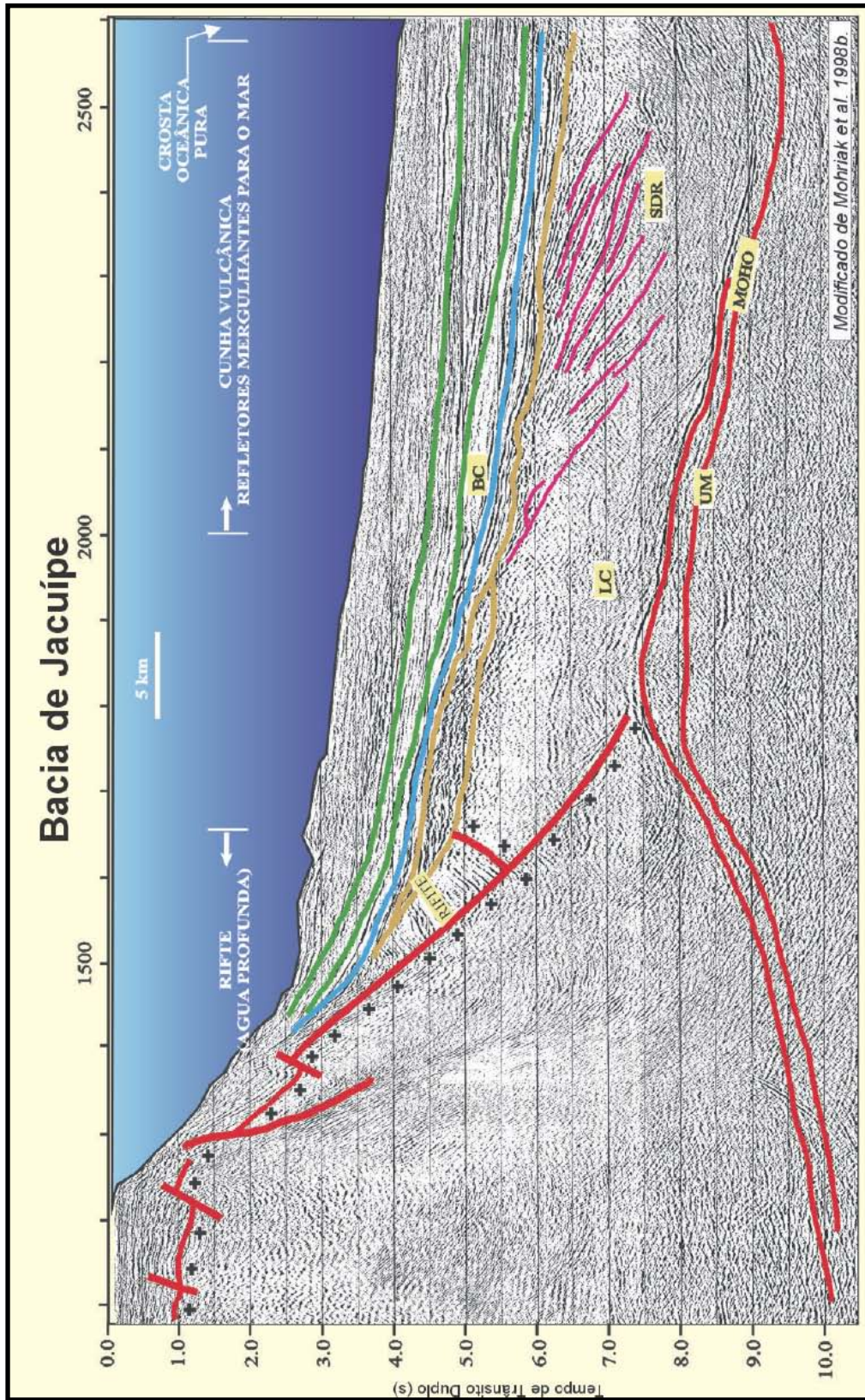


Figura 93. Bacia de Jacuí. Localização no mapa da Figura 95.

Fonte: MOHRIAK, 2003.

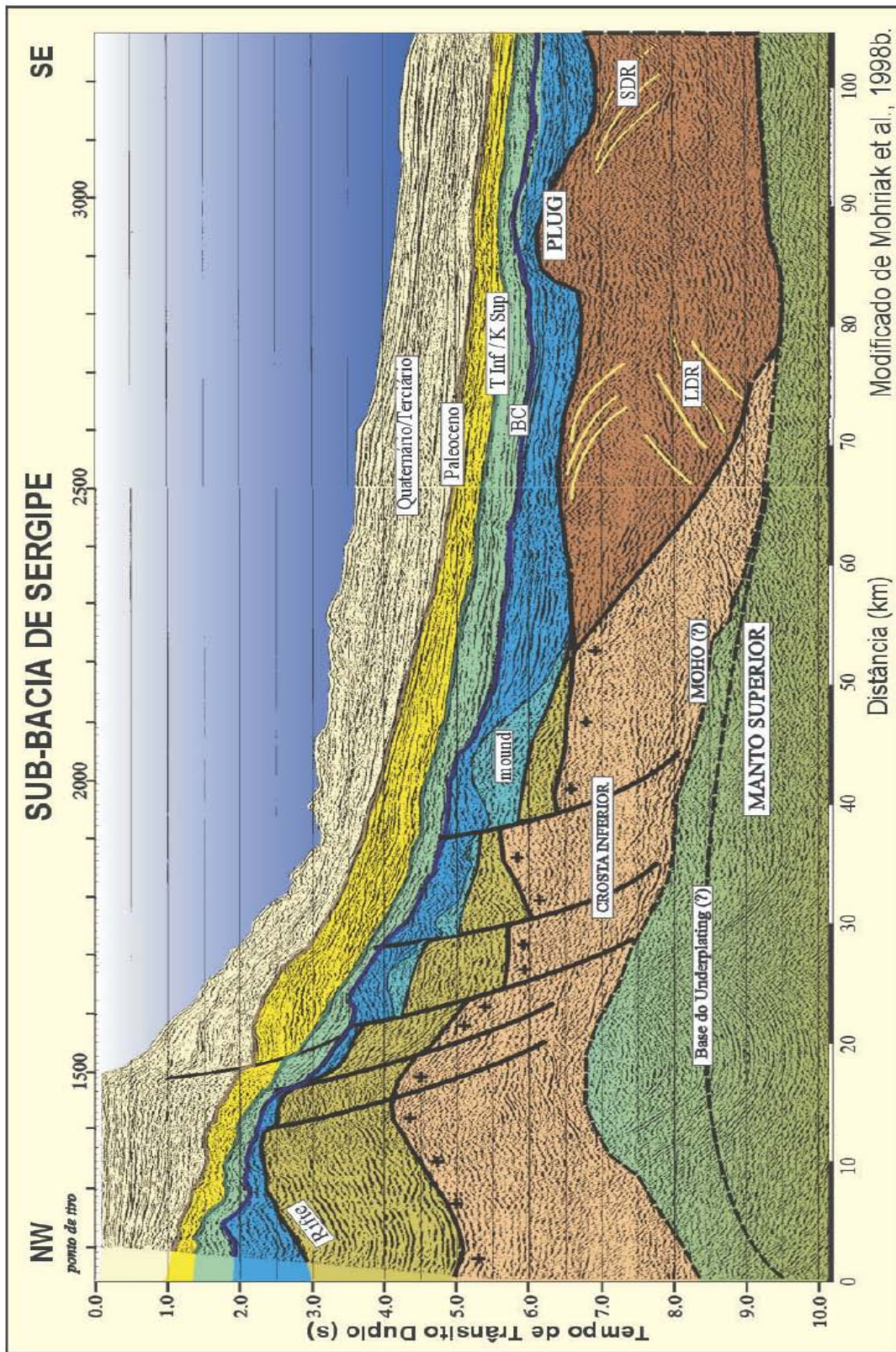


Figura 94- Bacia de Sergipe. Localização no mapa da Figura 95.

Fonte: MOHRIAK, 2003.