1. INTRODUÇÃO

1.1 OBJETIVOS

Este estudo visa obter um maior detalhamento da seção albocenomaniana na porção sul da Bacia de Santos, especialmente da seção do Albiano Inferior / Médio, que apresenta um maior interesse para a exploração de petróleo e permanece indivisa pela bioestratigrafia.

A escolha da Estratigrafia de Seqüências e da Estratigrafia Química em particular, como ferramentas principais para a obtenção deste detalhamento, visa consolidar a aplicabilidade desta última, principalmente em seções onde o refinamento bioestratigráfico é dificil. A seção carbonática do Albiano Inferior / Médio, de grandes espessuras nesta área da bacia, é bastante monótona quanto a litologia e limitada em relação ao conteúdo fossilífero, devido às condições ambientais estressantes, águas quentes e hipersalinas, em que foi depositada.

Após as primeiras descobertas de hidrocarbonetos em carbonatos da Fm Macaé da Bacia de Campos, na década de 70, que é a correspondente à seção alvo desta pesquisa, vários trabalhos foram feitos, para subdivisão desta seção usando a bioestratigrafia (Gomide, 1976; Uesugui, 1976; Dias-Brito, 1982; Gomide, 1982, Dias-Brito, 1985a, Azevedo *et al*, 1987a). Uesugui (*op. cit.*) subdividiu esta seção em três unidades informais com base em palinomorfos, a saber: intervalo *alfa* correspondente ao Albiano Inferior; *beta* definido como Albiano Médio e *gama* como Albiano Superior / Cenomaniano. Mais tarde, Dias-Brito (1985a) redefiniu, com base em calcisferulídeos, o intervalo *alfa* como pertencente ao Albiano Inferior / Médio e o *beta* como Albiano Superior. Azevedo *et al*. (*op. cit.*) reposicionou o intervalo *gama* como Cenomaniano Superior a Turoniano Inferior com base em foraminíferos planctônicos, palinomorfos e nanofósseis calcários. Desde então, nenhuma nova divisão bioestratigráfica foi proposta.

Por outro lado, uma série de interpretações paleoecológicas da seção carbonática do Albiano Inferior / Médio foram feitas na década de 80, com base no conteúdo fossilífero. Os trabalhos de Dias-Brito (1982), Koutsoukos, 1984; Dias-Brito e Azevedo, 1986; Azevedo *et al*., 1987b; Dias-Brito, 1987; Koutsoukos, 1987; Viviers e Azevedo, 1988 foram desenvolvidos nesse tema. Interpretações paleoambientais desta seção albocenomaniana, baseadas no comportamento das curvas de isótopos de carbono e oxigênio, também foram feitas por Takaki e Rodrigues (1984) e posteriormente por Azevedo (2001). Esse último, ao concentrar sua pesquisa nas respostas das curvas de isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio do Andar Albiano, de seções de várias regiões do planeta, confirmou o controle global do sinal isotópico, apesar de algumas diferenciações decorrentes de particularidades regionais. Além disto, o resultado de sua investigação apontou para uma diferenciação entre a temperatura das águas que banhavam a região das Malvinas e da Bacia de

Pelotas, mais frias, com as que banhavam as bacias de Santos e Campos, pertencentes ao Atlântico Sul Central. Estas evidências apontam para a existência de uma barreira efetiva, a Dorsal de São Paulo, durante todo o Eo / Meso Albiano. Essa barreira impediu a plena circulação oceânica entre o Atlântico Sul Central, recém formado à época, e o Atlântico Sul Meridional, que banhava a Bacia de Pelotas e as Malvinas. Sua pesquisa confirmou o potencial da estratigrafia química como ferramenta auxiliar no detalhamento estratigráfico e na interpretação paleoambiental de seções, independentemente da natureza do material (rocha-total, carapaças de foraminíferos, etc) e da amostra (calha, testemunho e/ou afloramento). Seus excelentes resultados, alcançados com o uso de amostras de calha do tipo rocha-total, apontam para sua utilização, desde que selecionadas com critério, em detrimento do uso de amostras selecionadas de carapaças carbonáticas de microfósseis e macrofósseis. Estas últimas demandam muito mais tempo de seleção e preparação e que são, portanto, muito mais dispendiosas.

Partindo dos pressupostos defendidos por Azevedo (*op. cit.*), esse trabalho buscou a subdivisão da seção Albocenomaniana, principalmente à pertencente ao Albiano Inferior / Médio, em 2 poços pré-selecionados, denominados de X e Y, com base na quimioestratigrafia, em unidades aloestratigráficas ou seqüências deposicionais de ordens suficientemente pequenas (3ª ordem) de forma a permitir uma correspondência no dado sísmico disponível. Para a avaliação da metodologia proposta, uma área na porção meridional da bacia foi selecionada, onde 12 poços foram escolhidos por possuírem a seção correspondente ao Eo / Meso Albiano (cerca de 7 milhões de anos) bem desenvolvida (figura 1).

A quimioestratigrafia, principalmente a isotópica, tem sido utilizada como importante ferramenta de correlação estratigráfica e de reconstrução paleoclimática, desde os trabalhos pioneiros de Urey (1947), Epstein e Mayeda (1953) e Emiliani (1955). Scholle e Arthur (1980), Jenkyns *et al* (1994), Mitchell *et al*. (1994), Jenkyns (1995), Huber *et al*. (1995), Herrle *et al*. (2004), Miller *et al*. (2005), entre muitos outros, construíram e correlacionaram curvas de variação isotópica de carbono e oxigênio de seções de várias partes do globo, comprovando que, apesar dos processos diagenéticos posteriores e das pequenas variações locais encontradas, a tendência do sinal isotópico se mantém, fazendo destes registros excelentes marcos estratigráficos.

Neste trabalho, ferramentas convencionais usadas na indústria do petróleo; tais como: a sísmica de reflexão, perfis de poços (acústicos, elétricos e radioativos), dados litológicos e bioestratigráficos (quando existentes) de amostras de calha e de testemunhos (quando existentes) serão integradas com as não convencionais (construção da curva de isótopos de carbono e oxigênio, COT, enxofre, teores de elementos maiores/menores/traços e análise de ciclos sedimentares) para obtenção de uma consistente subdivisão da seção e um maior entendimento de sua história deposicional à luz da Estratigrafia de Seqüências. A figura 2 exemplifica quão útil pode ser um

conjunto de curvas geoquímicas para um estudo estratigráfico integrado a informações convencionais.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de trabalho possui cerca de 16.000 km^2, compreendendo boa parte da porção sul da Bacia de Santos, onde foram concentrados os esforços exploratórios nas décadas de 80 e 90, que culminaram com a descoberta de campos de gás e condensado de petróleo na seção carbonática estudada (figuras 1 e 2). A distância entre os poços X e Y, escolhidos para as análises geoquímicas e de isótopos, é de 22,1 Km.

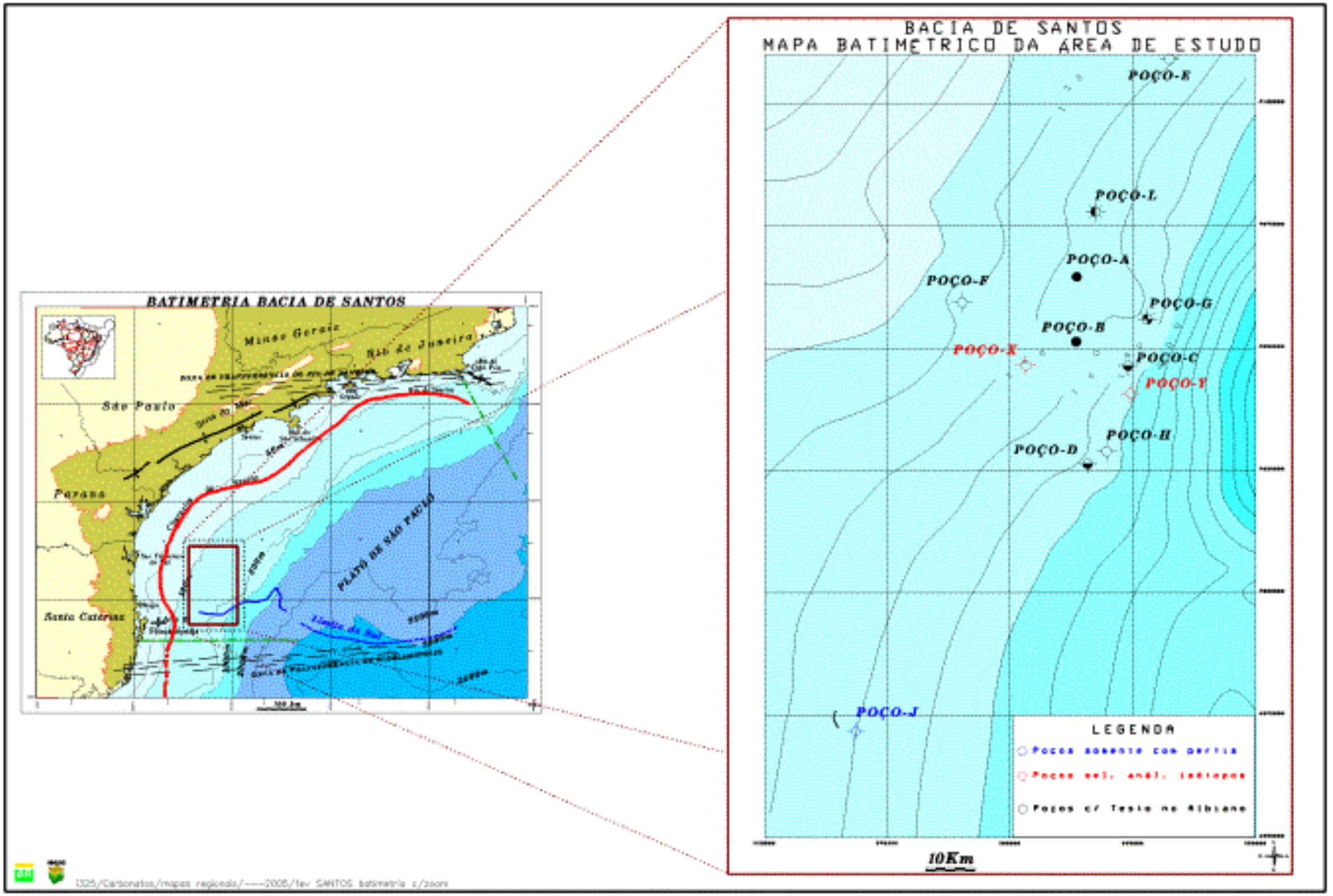


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

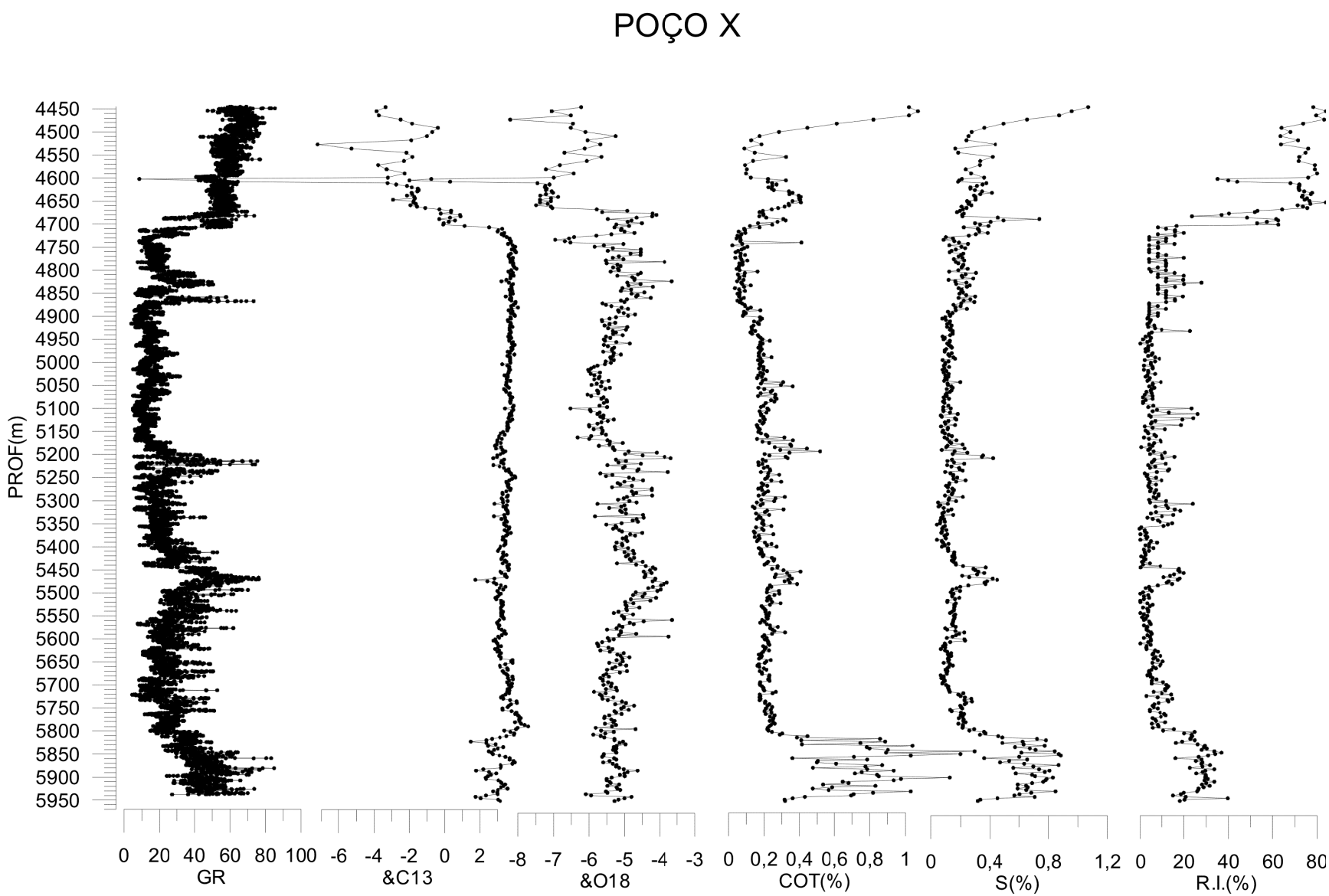


Figura 2. Seção de estudo do poço X, com o perfil de raios-gama e as curvas geradas neste trabalho.

1.3 METODOLOGIA

Foram selecionados dados de 12 poços existentes na área e que melhor representam o intervalo cronoestratigráfico a ser detalhado, além de seções sísmicas de reflexão que passam por estes poços. Dentre estes dados estão incluídos os perfis acústicos (sônico), radioativos (raios gama, densidade, neutrão e core gama frente aos testemunhos) e elétricos (resistividade), além das análises petrográficas dos testemunhos existentes. O uso da Estratigrafia Química foi concentrado em dois poços, onde foram coletadas amostras a partir das amostras de calha existentes. O poço aqui denominado de X foi usado como referência, sendo a amostragem do intervalo adensada para cada 3 metros a partir da profundidade de 4446 metros até a profundidade final de 5952 metros, totalizando 469 amostras. No segundo poço selecionado, aqui denominado de poço Y, a amostragem foi feita em intervalos de 9 metros a partir de 4401 metros até a profundidade de 6102 metros, à exceção dos três testemunhos existentes onde a malha foi adensada para 3 metros, perfazendo um total de 200 amostras. Estes dois poços foram escolhidos por apresentarem a seção do Albiano Inferior / Médio mais completa da área, tendo ambos atingido a seção evaporítica aptiana mais profunda (tabela 1).

Na fase inicial, foi feita a coleta, juntamente com a redescrição das calhas, perfazendo cerca de 670 amostras do tipo rocha-total, referentes aos dois poços, as quais foram pulverizadas e preparadas para as posteriores análises.

De posse dos resultados destas análises, foram construídas as curvas de isótopos de carbono e oxigênio, carbono orgânico total (COT), enxofre (S) e resíduo insolúvel (R.I.), as quais foram integradas com os perfis de raios-gama (GR) e sônico (ou Vp) para o estudo de ciclos sedimentares e a interpretação das principais quebras e inflexões das curvas e dos perfis. Partindo-se primeiro do poço X, onde as curvas de isótopos possuem mais detalhe devido ao menor espaçamento da amostragem, procurou-se identificar os principais ciclos sedimentares e as principais variações (“quebras”) nas curvas, principalmente de isótopos de oxigênio, que poderiam estar relacionadas a limites de seqüências ou outras superfícies-chaves importantes (figuras 3 e 4). Aplicando-se os conceitos fundamentais da Estratigrafia de Seqüências, foram integradas as várias respostas dos perfis e curvas aos dados de descrição litológica da seção a fim de obter a divisão do pacote sedimentar em seqüências deposicionais.

Uma vez definidas estas seqüências no poço de maior detalhe, foi estendida a interpretação para o segundo poço (poço Y) através de correlação, quando identificadas as seqüências correspondentes, foi definido o arcabouço estratigráfico da seção de estudo, com a identificação dos limites de seqüência (LS), das superfícies de inundação máxima (SIM´s) e dos tratos de sistema.

As análises de elementos maiores, menores e traços, feitas somente em um poço, foram suficientes para acrescentar uma grande quantidade de informações importantes para corroborar a interpretação feita, ou mesmo para proporcionar uma melhor caracterização das seqüências.

Após o detalhamento da seção de estudo, sismogramas sintéticos foram gerados para avaliar a existência de representatividade no dado sísmico, dos limites de seqüência identificados nos poços, o que viabilizaria o rastreamento desses eventos para os demais poços selecionados na área. Uma malha contendo 26 seções sísmicas passando por esses poços foi empregada para correlação sísmica / poço e posterior rastreamento.

TABELA DOS POÇOS COM OS INTERVALOS E OS DADOS UTILIZADOS

POÇO	INTERVALO (m)	TESTEMUNHO	AMOSTRAS DE CALHA	ISÓTOPOS DE C e O	ANAL.ELEM.
A	4550-5335	Sim	Não	Não	Não
B	4500-5322	Sim	Não	Não	Não
C	4380-5694	Sim	Não	Não	Não
D	4450-5785	Sim	Não	Não	Não
E	4700-5517	Sim	Não	Não	Não
F	4150-4705	Sim	Não	Não	Não
G	4650-5403	Sim	Não	Não	Não
H	4500-5791	Sim	Não	Não	Não
X	**4450-5958**	**Não**	**Sim**	**Sim**	**Sim**
Y	**4401-6103**	**Sim**	**Sim**	**Sim**	Não
J	3450-4226	Não	Não	Não	Não
L	4450-5748	Sim	Não	Não	Não

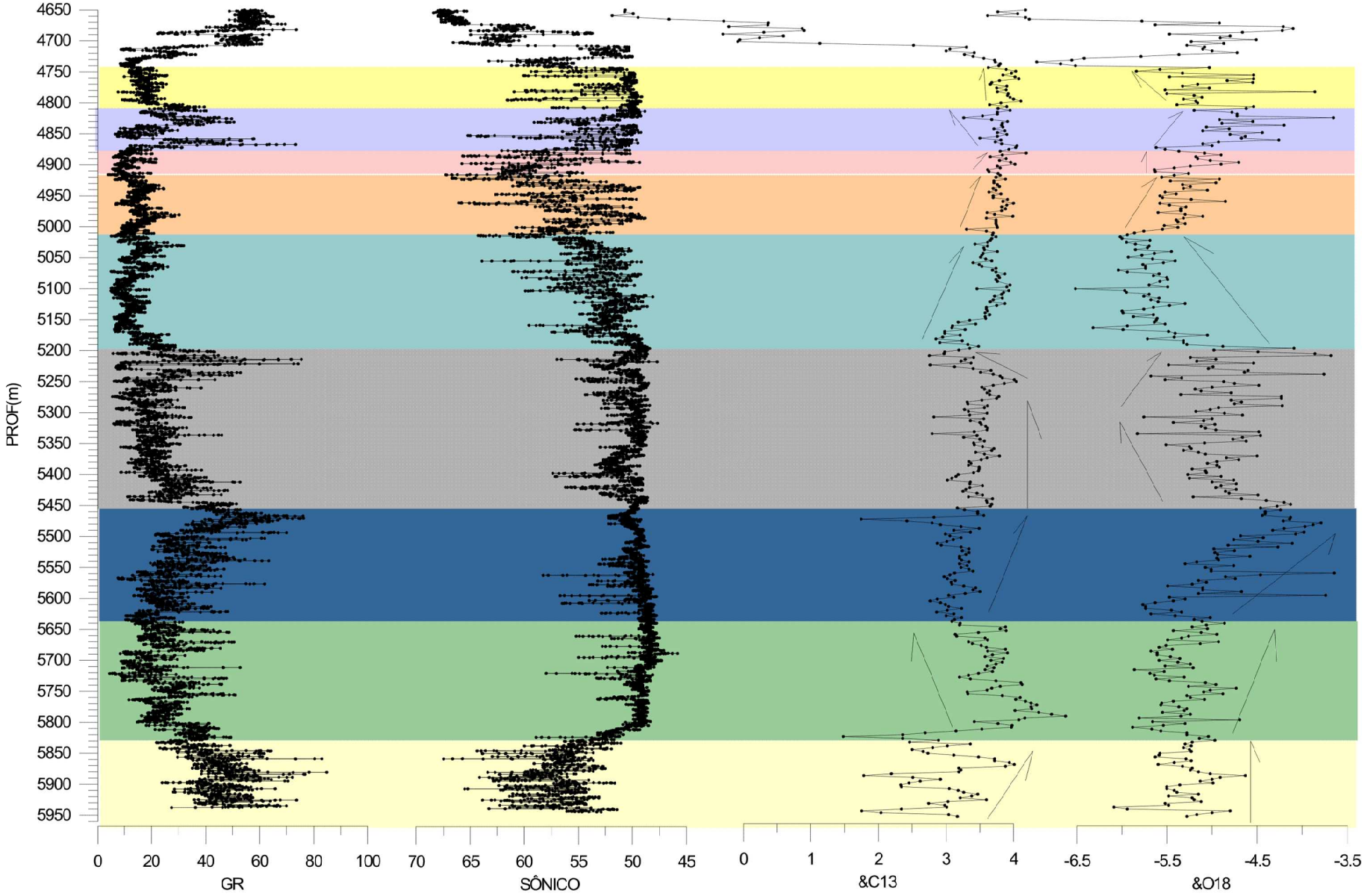


Figura 3. Seção de estudo do Albiano Médio/Inferior do poço X, com os perfis de raios-gama e sônico juntamente com as curvas de isótopos de carbono e oxigênio geradas, onde estão identificadas as principais "quebras" nestas curvas e os ciclos sedimentares.

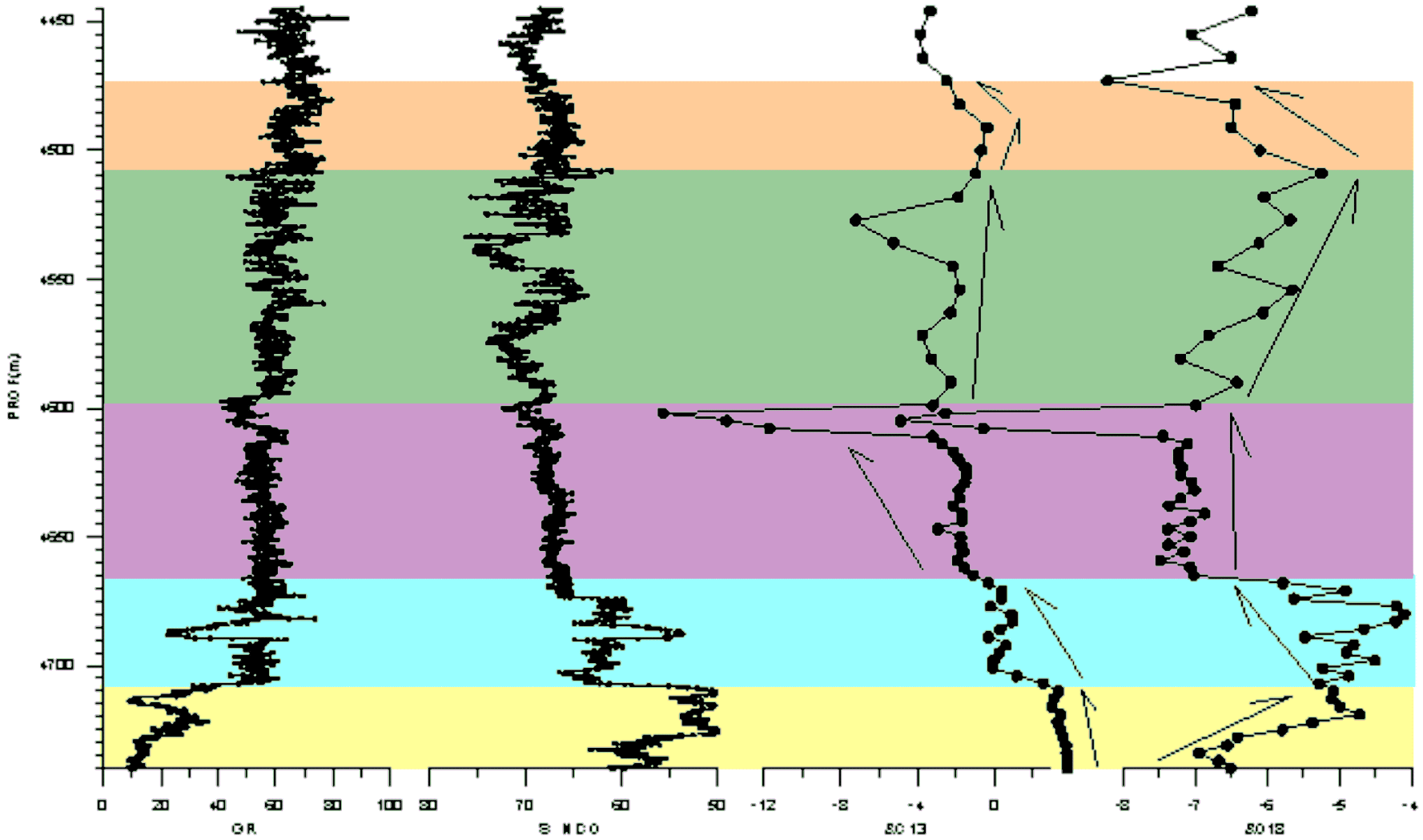


Figura 4. Seção de estudo do Albocenomaniano do poço X, com os perfis de raios-gama e sônico juntamente com as curvas isótopos de carbono e oxigênio geradas, onde estão identificadas as principais "quebras" nas curvas e os ciclos sedimentares.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. EVOLUÇÃO DAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

A evolução das bacias marginais brasileiras está diretamente ligada e foi controlada pelo processo de separação dos continentes africano e sul-americano. As principais feições geológicas destas bacias resultaram de importantes eventos no decorrer do processo de fraturamento continental (Figueiredo, 1985).

Num determinado período da história geológica da Terra, mais precisamente durante o Permiano, há cerca de 280 milhões de anos, todos os continentes estiveram unidos, devido a colisões durante o deslocamento das placas litosféricas. A este megacontinente criado deu-se o nome de Pangea, o qual ocupava cerca de 40% da superfície terrestre. O único oceano existente nesta época chamava-se Panthalassa.

Porém, este arranjo global em um único megacontinente era bastante instável. Por isto, o fraturamento do supercontinente começou já no Neotriássico-Eojurássico, há cerca de 210 milhões de anos, separando a atual América do Norte e Europa da América do Sul e África. Estes dois últimos já formavam antes, juntamente com outros atuais continentes (Austrália, parte da Ásia, etc) o supercontinente Gondwana, e após o fraturamento do Pangea, ainda permaneceram unidos por 70 milhões de anos.

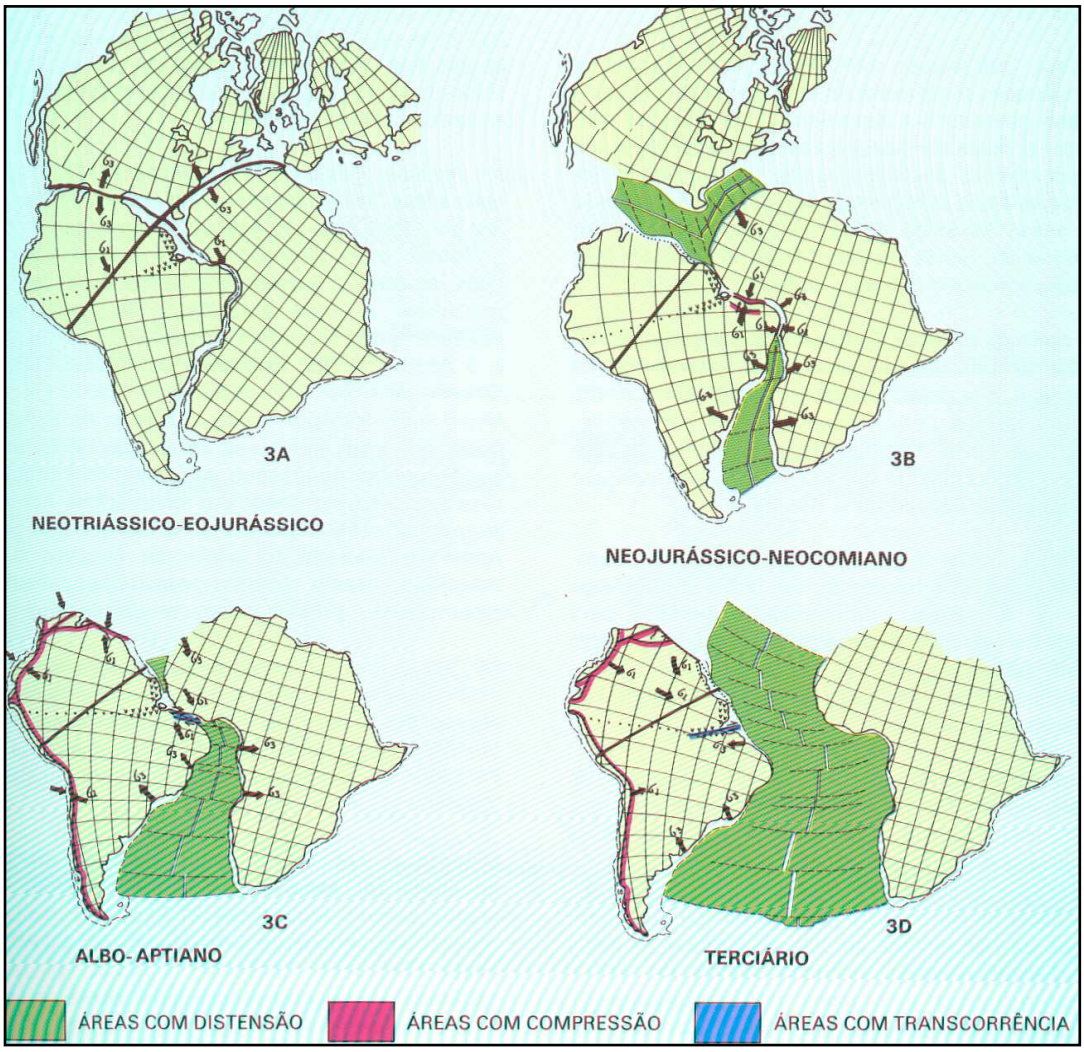
No fim do Jurássico e início do Neocomiano, cerca de 140 milhões de anos atrás, o atual continente sul-americano começou a girar no sentido horário separando-se da África. A separação foi mais rápida no sul do continente, onde lavas basálticas atingiram a superfície através de fraturas profundas, cobrindo tanto a bacia paleozóica do Paraná como a futura margem continental, com derrames que atingem mais de 1000 metros de espessura. Ao longo da futura margem continental, distensão de pouca expressão causou a formação de bacias de grande extensão, preenchidas por depósitos fluviais e lacustres. A esta grande depressão alongada deu-se o nome de Depressão Afro-brasileira.

Durante o Neocomiano, há cerca de 130 milhões de anos, a rotação diferencial entre a América do Sul e a África fez com que fraturas tensionais (fase *rift*) fossem propagadas além das áreas de atividade vulcânica associadas às fraturas principais, estendendo-se para as bacias pouco subsidentes, criadas no estágio pré-*rif*t. Nas áreas vulcânicas, o fissuramento continuava sincronamente com decréscimo da intensidade do vulcanismo e aumento da taxa de sedimentação.

Ao sul, nas bacias de Campos e Santos a estruturação pré-existente do embasamento pré-Cambriano (Brasiliano) orientou o fraturamento nas direções NE e ENE, próximas à direção de deslocamento dos continentes. Em virtude disto, algumas áreas continentais deslizaram lado a lado, ao invés de se afastarem, criando um sistema de falhas transcorrentes de direção NE/SW e NW/SE.

A abertura dos grábens neocomianos aconteceu através do afastamento entre suas margens além do movimento lateral entre eles. Seu rápido preenchimento por depósitos flúvio-lacustres, muitas vezes ricos em matéria orgânica, terminou no fim do Neocomiano, quando, com o cessar das deformações internas, os limites do recém-nascido continente sul-americano tornaram-se firmemente estabelecidos (Figueiredo, 1985).

No Aptiano, há cerca de 125 milhões de anos, ao final da fase *rift*, estabeleceu-se entre a América do Sul e África uma bacia de subsidência rápida mas uniforme, onde foram depositados sedimentos clásticos lacustres e espessa seqüência de evaporitos marinhos. A água salgada proveio da bacia euxínica, quase fechada, existente entre a Argentina e a África do Sul, resultante da implantação do Oceano Atlântico em condições fortemente restritas. Após transpor o Alto Vulcânico de Florianópolis ou a Dorsal de São Paulo, esta água moveu-se na direção norte originando um mar hipersalino, provavelmente bastante raso e estreito, margeado por terras áridas (figura 5). Entre os



Szatmari/1985

Figura 5. Evolução das bacias sedimentares brasileiras segundo a Tectônica de Placas, WEC Brasil, 1985.

evaporitos predomina a halita embora outros sais, ricos em cloretos de cálcio, potássio e de magnésio, fossem também depositados, refletindo a composição química pouco comum da água.

Estes sedimentos foram cobertos no Eoalbiano por um pacote de sedimentos marinhos carbonáticos, objeto principal deste estudo, marcando o *break up* e a criação de crosta oceânica.

O desenvolvimento posterior da margem sul-atlântica foi controlado pela combinação da deriva continental da América do Sul para oeste, que ocorreu de maneira geral sem restrições, com os processos gerados na zona de subducção da margem oeste da placa sul-americana, gerando esforços intra-placa (Figueiredo, 1985). A conjugação destes esforços resultou na reativação da margem atlântica do SE, com intrusões e vulcânicas alcalinas no final do Cretáceo e início do Terciário.

2.2. BACIA DE SANTOS E O PLATÔ DE SÃO PAULO

A Bacia de Santos é uma das maiores depressões marginais da costa leste do continente sul-americano, ocupando uma área de cerca de 350.000 km^2. Atualmente, esta bacia encontra-se totalmente submersa e bordeja um litoral côncavo de 1200 km que inclui as costas dos estados do RJ, SP, PR e SC. Abrange a plataforma, talude continental e o Platô de São Paulo. É limitada a oeste pelo cinturão de serras costeiras (Maciço da Carioca, Serra do Mar e da Mantiqueira), com altitudes que variam entre 800 e 2200 metros, sendo que o limite oeste da seção *rift* pré-Aptiana com o embasamento é marcado por uma feição conhecida como Charneira de Santos. Para leste, estende-se até o sopé da feição fisiográfica conhecida como Platô de São Paulo. Seu limite ao norte com a Bacia de Campos é dado por uma feição chamada Alto de Cabo Frio que faz parte da zona de transferência do Rio de Janeiro. Ao sul, a Plataforma de Florianópolis, a qual faz parte da zona de transferência de Florianópolis, marca o limite com a Bacia de Pelotas (figura 6).

O embasamento da bacia, e do Platô de São Paulo, é formado por rochas graníticas e metamórficas do Proterozóico, pertencentes ao Cinturão Ribeira. Durante o Ciclo Brasiliano, este cinturão sofreu esforços compressivos que deixaram marcantes cicatrizes tectônicas, visíveis em imagens aéreas, que são na realidade, profundas descontinuidades crustais que atingem até o manto superior. Esta herança do Brasiliano controlou o arcabouço estrutural da bacia superposta (figura 7). Os sedimentos variam desde o Neocomiano até o Quaternário, com valores de cobertura sedimentar da ordem de 8000 metros podendo alcançar cerca de 13000 metros nos depocentros, sendo as maiores espessuras do Cretáceo Superior e Terciário. A sedimentação é marcada por três fases principais, reflexos de sua evolução tectônica, a saber: fase *rift*, transicional e fase *drift* (figura 8).

O Platô de São Paulo ocupa uma área onde os valores de batimetria estão acima de 2000 metros e é coberto por cerca de 12000 metros de sedimentos, na maioria sal. Está limitado ao sul pela

barreira vulcânica da Dorsal de São Paulo ou Alto de Florianópolis, que marca também o limite dos evaporitos.

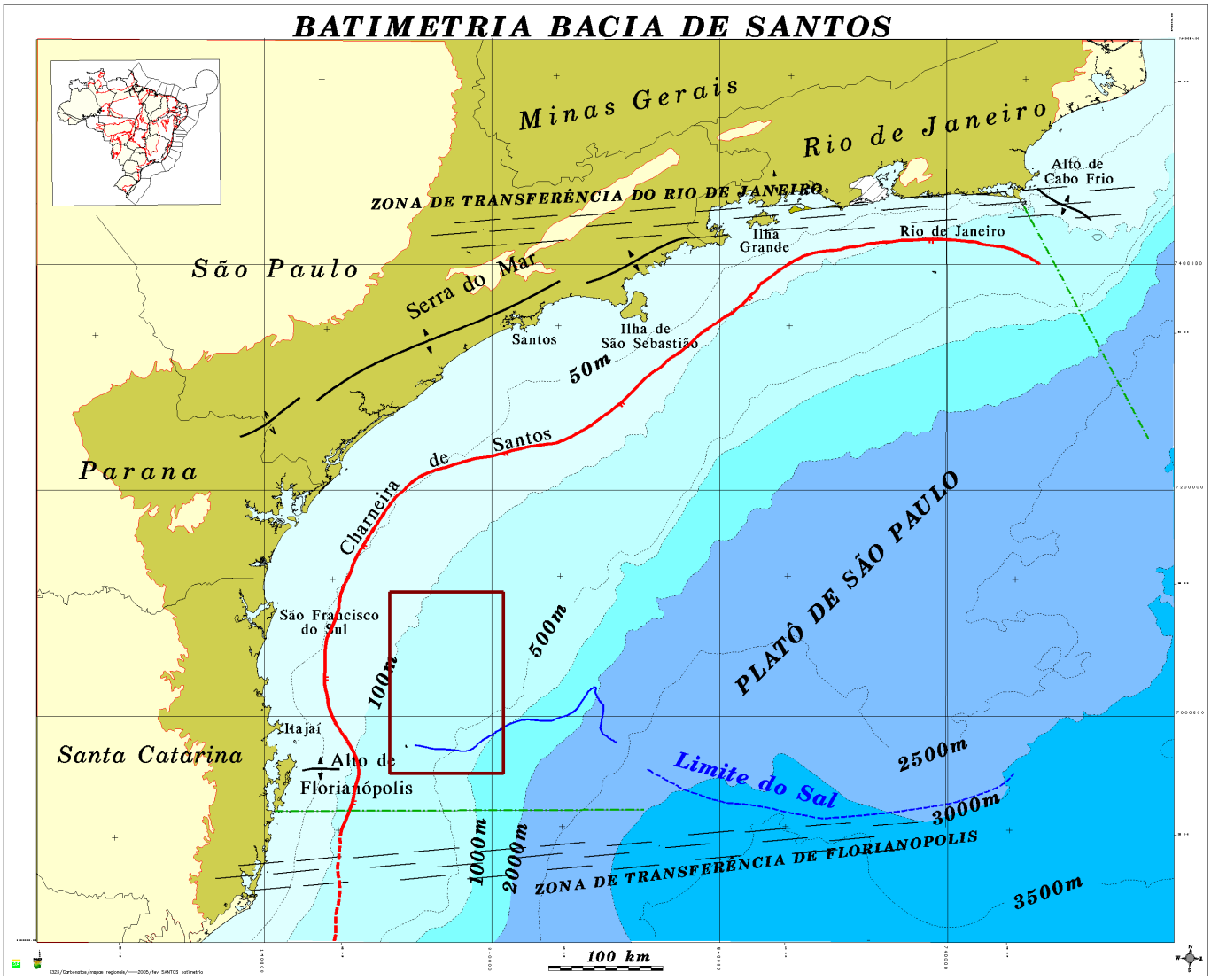


Figura 6. Mapa batimétrico da Bacia de Santos mostrando suas principais feições limítrofes.

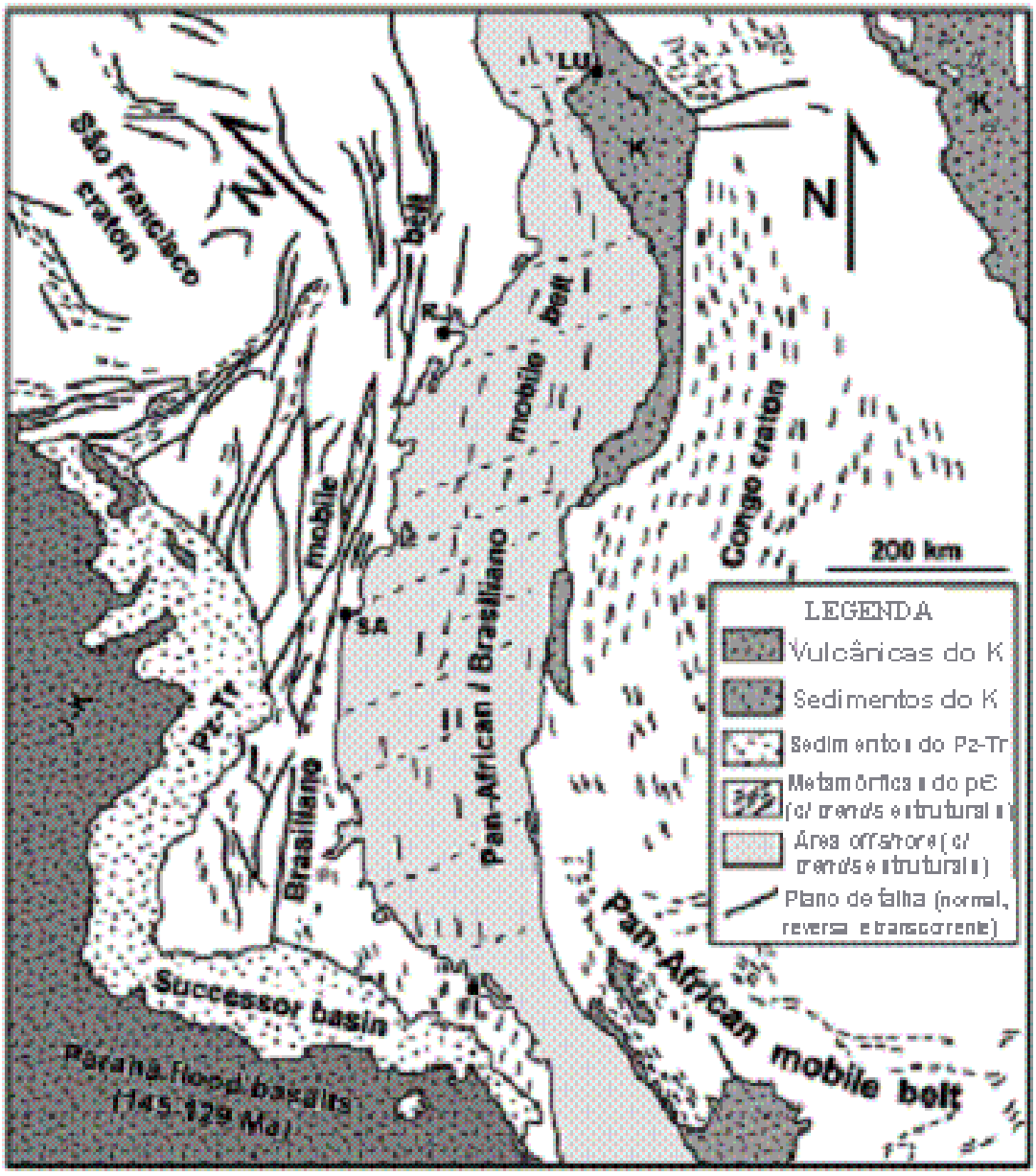


Figura 7. Mapa Geológico do SE do Brasil e SW da África antes da abertura do Atlântico Sul (modificado de De Wit et al., 1988 apud Meisling el al., 2001). As localidades das margens atuais são (de SW para NE) Florianópolis (FL), Santos (SA) e Rio de Janeiro (RJ) no Brasil; e Luanda (LU) em Angola, na África.

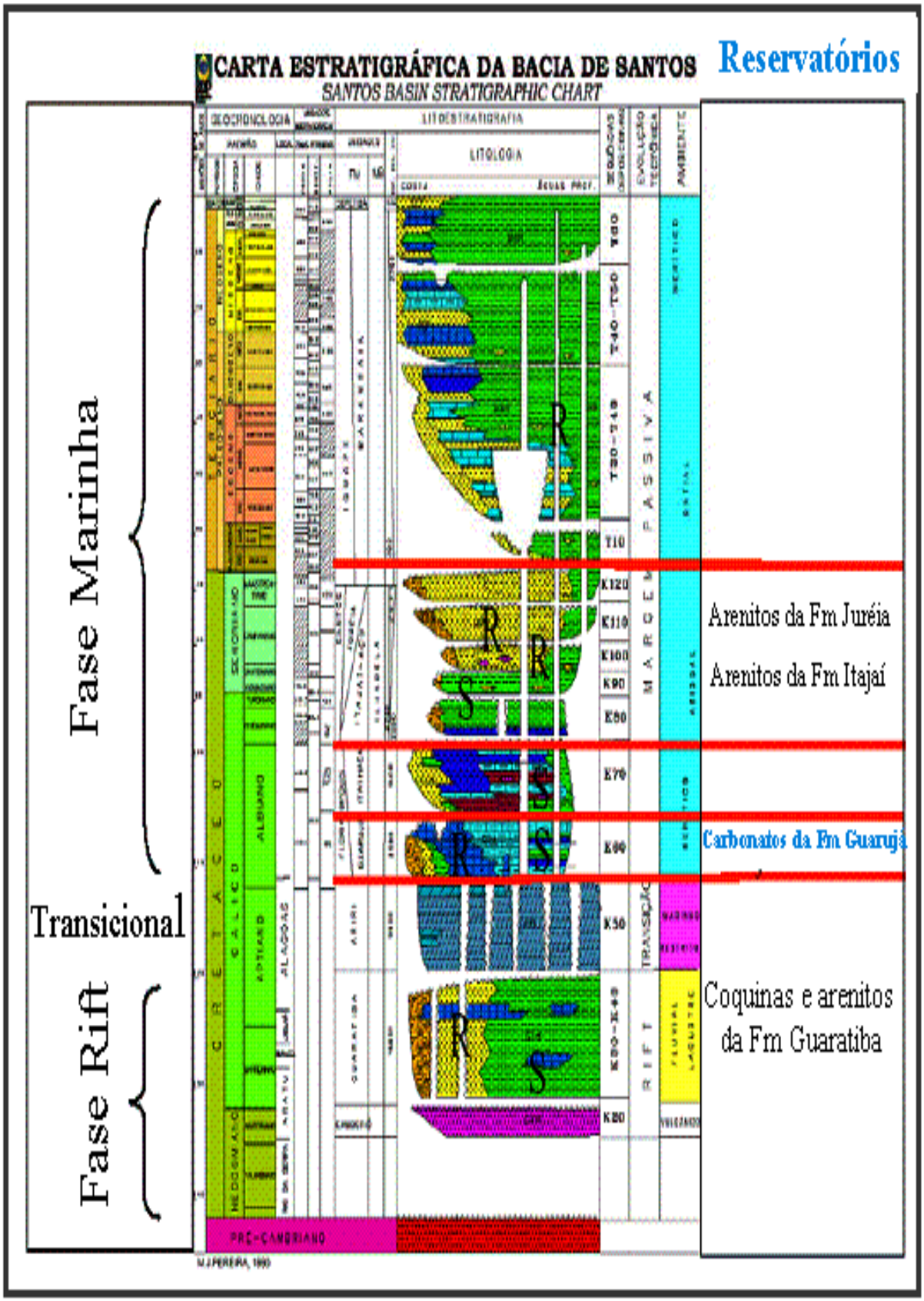


Figura 8. Carta Estratigráfica da Bacia de Santos, com as principais fases tectônicas, os reservatórios principais (R) e as principais rochas geradoras(S). Pereira,1990.

2.2.1 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

O Cinturão Ribeira, embasamento da Bacia de Santos, dispôs-se obliquamente (ENE-WSW) em relação ao processo de estiramento da crosta (E-W) durante o rifteamento do Neocomiano, impondo um estilo de deformação com características transtensionais. São observadas zonas de transferência, de direção NW-SE, compartimentando a bacia em sub-bacias com diferentes históricos de sedimentação e de fácies da seqüencia *rift* Neocomiana, onde está localizada a principal rocha geradora de hidrocarbonetos (folhelhos da Fm Guaratiba). Esta característica segmentada desta seção *rift* impõe diferentes riscos exploratórios a estas sub-bacias. Pode-se observar, também, um predomínio de falhas normais antitéticas do embasamento em Santos, enquanto em Campos predominam as sintéticas. No limite leste da crosta continental, as zonas de transferência tornam-se alinhadas com as falhas transformantes da cadeia oceânica do Atlântico Sul, dispostas na direção E-W (figuras 9, 10 e 11).

Segundo vários trabalhos, incluindo os pioneiros da década de 80 de Guimarães *et al*. (1982) e Chang & Kowsmann (1984), até os mais recentes de Karner (2000) e Meisling *et al*. (2001), o embasamento da Bacia de Santos apresenta duas mudanças expressivas no seu gradiente de afinamento. A primeira, denominada Charneira de Santos (Pereira *et al*.,1986), é relativa à faixa onde a crosta continental começa efetivamente o seu afinamento em direção à bacia e é correlacionada com um amplo soerguimento da Moho no bloco alto da falha extensional Neocomiana, segundo Karner (2000) e Meisling *et al*. (2001). A disposição espacial das descontinuidades crustais do Cinturão Ribeira pode ter favorecido a implantação de uma zona de deslocamento ao longo da área estendida, num estilo já idealizado por Wernicke e Burchfiel (1982) e Gibbs (1984), com grande potencial para, já nessa fase, soerguer significativamente a área continental adjacente. Dessa forma, houve a geração de uma "proto-Serra do Mar" já no início do Cretáceo, por efeitos flexurais durante a fase *rift*.

A segunda localiza-se no trecho onde a crosta passa a apresentar um afinamento relativamente menor, correspondente à feição chamada de Platô de São Paulo. Esta foi interpretada por Macedo (1991) como crosta continental estirada bastante intrudida por material vulcânico, que lhe conferiu uma alta densidade evidenciada nas modelagens gravimétricas realizadas por Guimarães *et al*. (1982) e também nas altas velocidades sônicas registradas nos levantamentos de sísmica de refração (Baccar, 1970; Kumar & Gamboa, 1979). Seu limite com a crosta oceânica foi considerado gradacional, a exceção do seu limite sul, ao longo da Dorsal de São Paulo.

Existe uma certa correspondência espacial entre essas duas áreas onde ocorrem mudanças expressivas crustais e regiões onde a seqüência evaporítica aptiana apresenta-se com formas distintas (Pereira *et al*., 1986).

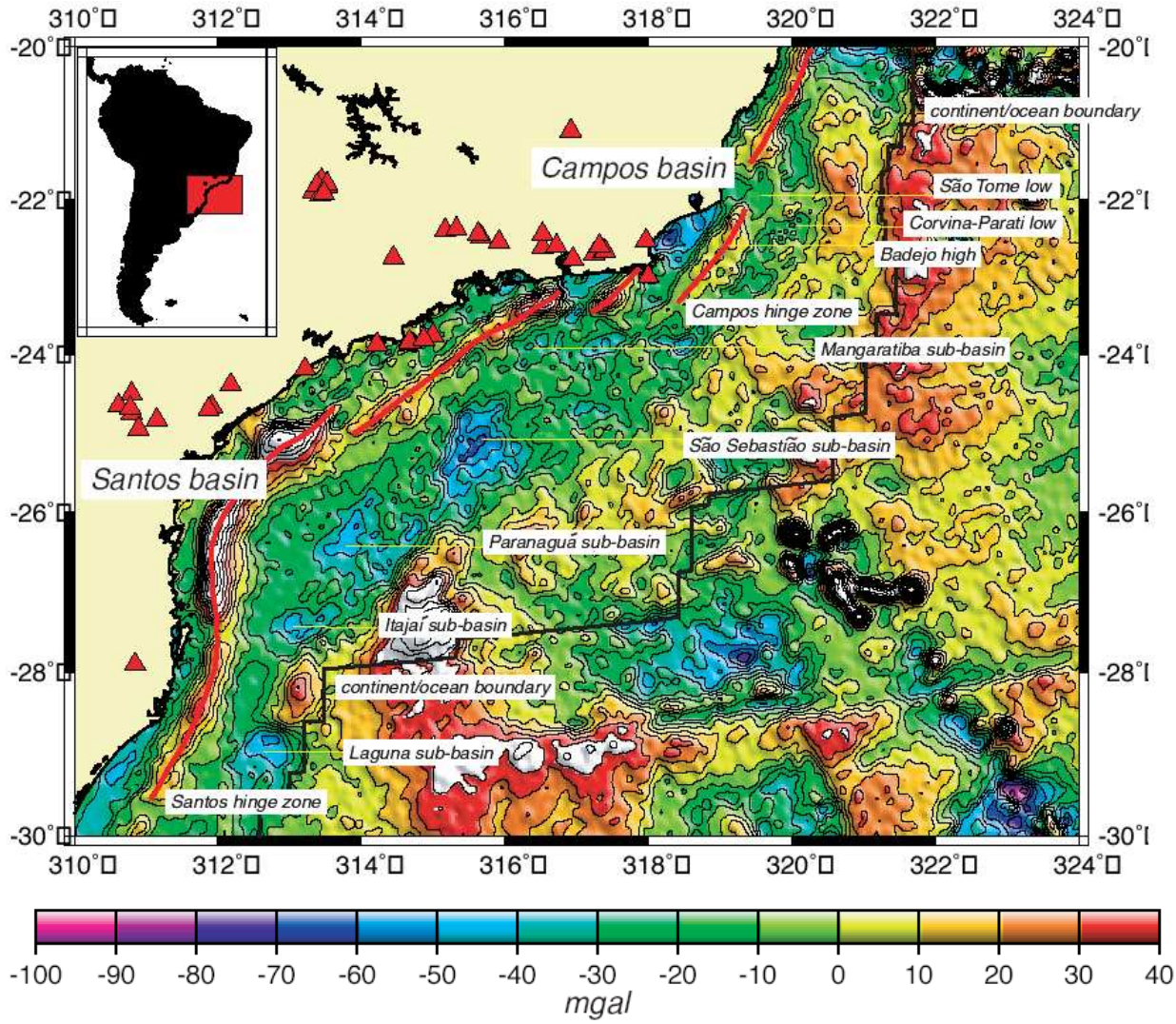


Figura 9. Mapa de anomalia gravimétrica crustal Bougher derivada de satélite do SE do Brasil. Esta anomalia acentua as bacias sedimentares e feições flexurais tais como flancos de rift. As proeminentes anomalias negativo-positivo representam a linha arbitrária da passagem de crosta continental para crosta oceânica (linha preta); as anomalias positivas estão associadas com espessamento de crosta oceânica aptiana-albiana e com as zonas de charneira de Campos e Santos (linhas vermelhas); as anomalias negativas estão relacionadas com sub-bacias rift nas bacias de Campos e Santos e com zonas de fratura oceânica. As sub-bacias de Laguna, Itajaí, Paranaguá, São Sebastião e Mangaratiba estão limitadas ao longo do strike destas fraturas. As vulcânicas alcalinas do Neocomiano-Eoceno estão representadas por triângulos vermelhos (Karner, 2000).

Este modelo de grande estiramento crustal é compatível com as modificações reológicas que toda esta área do SE brasileiro teria sofrido antes do *rifteamento*, devido à intumescência termal que culminou com os derrames basálticos na Bacia do Paraná (Serra Geral) e do Congo (Etendeka), na África, e posteriormente nas bacias de Campos, Santos e Pelotas. Estando a crosta nesta área mais aquecida que nas áreas vizinhas, quando do início da fase distensiva (*rift*), haveria a tendência de serem formadas zonas de transferência para que fossem acomodados os blocos crustais com reologias distintas. As principais zonas de transferência são a do Rio de Janeiro, a de Florianópolis e a de Curitiba.

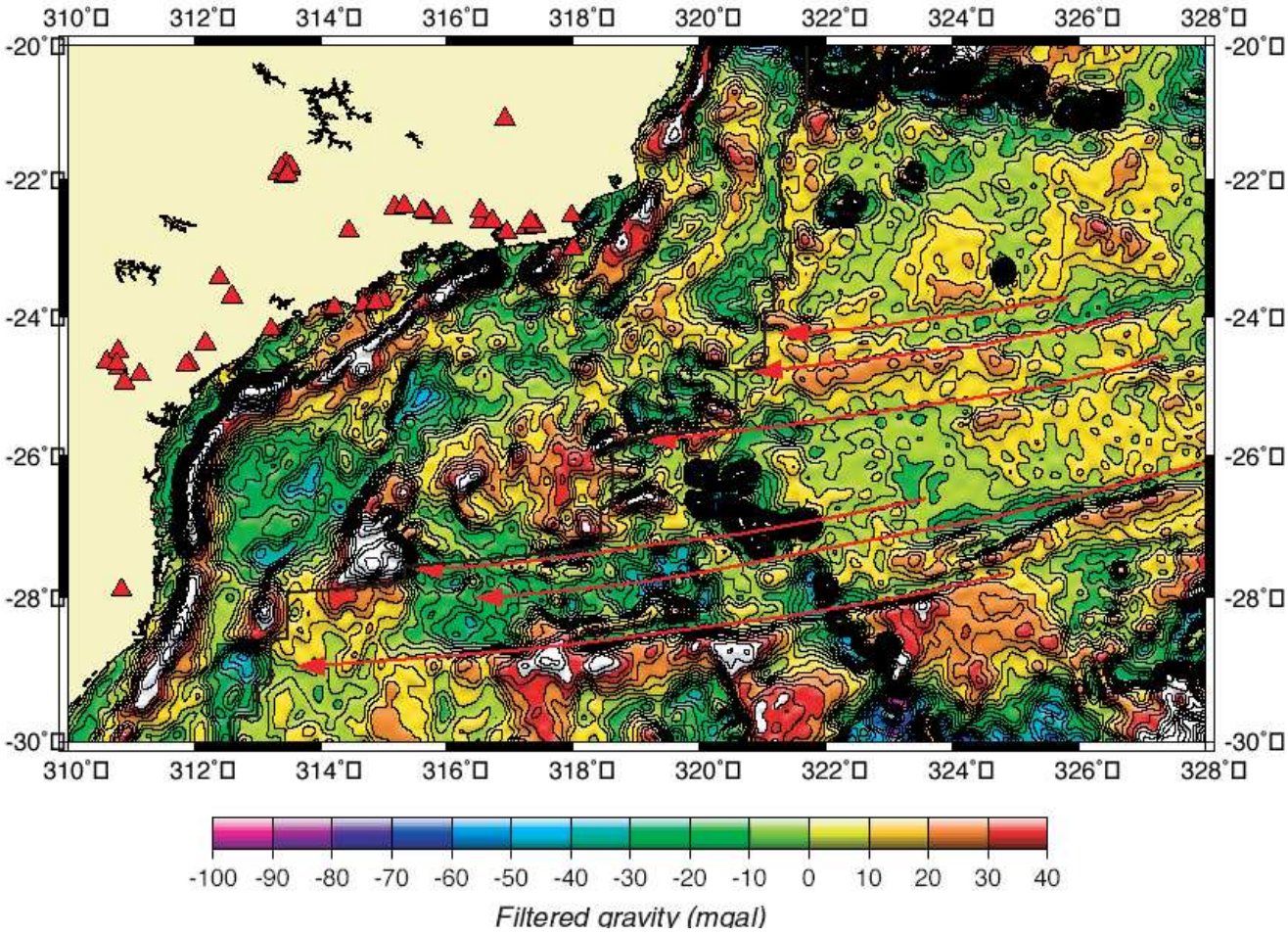


Figura 10. Mapa de anomalia gravimétrica crustal Bougher (filtrado) mostrando as maiores zonas de fratura e suas terminações aproximadas para oeste. A localização do limite entre crosta oceânica e crosta continental baseia-se na mudança abrupta da direção das feições de embasamento de E/W para N/S e nas terminações das zonas de fratura. Este limite coincide com uma mudança no gradiente gravimétrico de negativo para positivo e com o limite leste a seção evaporítica sin-rift como observado nas seções sísmicas ao longo do Platô de São Paulo. Intervalo de contorno de 5 mgal (Karner, 2000).

Trabalhos recentes retomaram esta questão acerca da origem desta feição tão marcante conhecida como Platô de São Paulo. Demercian (1996), Karner (2000) e Meisling *et al*. (2001) interpretam este segundo cinturão de anomalia gravimétrica positiva em águas mais profundas da bacia como uma cadeia vulcânica coberta por uma fina camada de evaporitos aptianos, especialmente anidrita, que corresponderia a um centro de espalhamento abortado (figuras 9, 10 e 11).

Segundo Gamboa (2001), Gomes *et al*. (2002) e Modica *et al*. (2004) parte do Platô de São Paulo seria formada de crosta continental estirada enquanto a outra, correspondente a uma cadeia (*trend)* de vulcânicas de direção SW-NE (Vulcânicas de Avedis, seg. Demercian, 1996), seria um centro de espalhamento oceânico abortado ainda antes da ruptura (*break up)*. Isto explicaria a grande

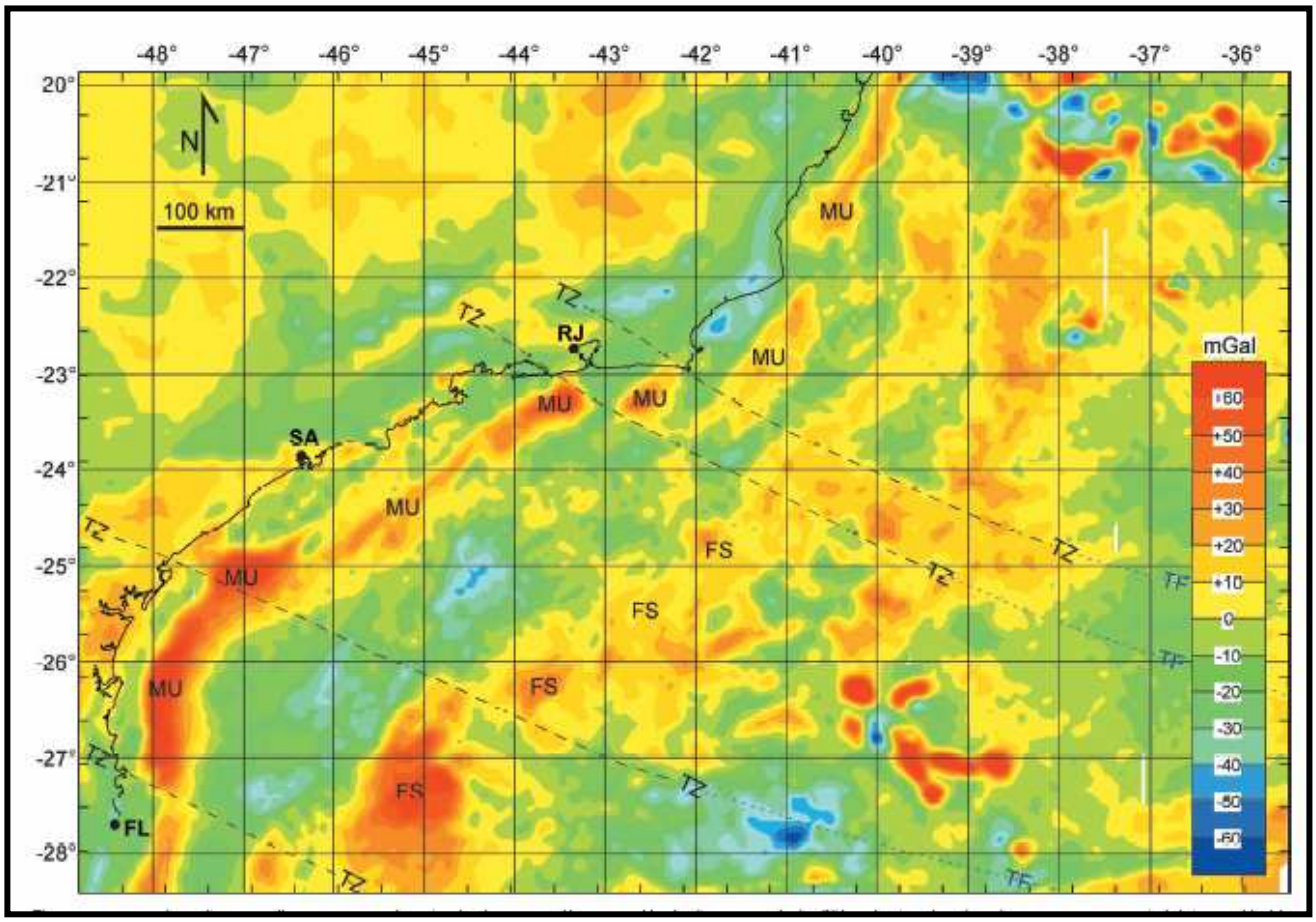


Figura 11. Mapa de anomalia gravimétrica residual nas áreas de Santos e Campos, cedido pelo Observatório Geológico Lamont- Doherty. As referências são (de S para N): FL - Florianópolis; SA – Santos e RJ – Rio de Janeiro. As principais anomalias interpretadas foram: MU – Soerguimento da Moho; FS – zona de espalhamento oceânico abortada. As linhas tracejadas identificam as principais zonas de transferência; as linhas pontilhadas azuis (TF) marcam as cicatrizes oceânicas das principais falhas transformantes (Meisling et al., 2001).

assimetria entre a Bacia de Santos e a de Namíbia, sua equivalente no lado africano, tanto nas dimensões laterais quanto na presença de sal (figuras 12 e 13).

Outra feição geológica muito importante, que está diretamente ligada à grande concentração de evaporitos na Bacia de Santos em detrimento da de Pelotas que não possui esta seqüência salina, é a Dorsal de São Paulo. Esta cadeia vulcânica, que segundo Meisling *et al*. (2001) parece estar relacionada à passagem do *hot spot* Tristão da Cunha, marcou uma mudança radical nas condições de sedimentação e possivelmente nas condições de geração e acumulação de hidrocarbonetos na margem continental sul. No seu início, este *hot spot* teve sua trajetória encaixada na Zona de Transferência de Florianópolis e, segundo Meisling *et al*. (*op. cit.*) teria formado a cadeia vulcânica conhecida como Dorsal de São Paulo, entre 127 e 120 milhões de anos. Esta feição foi responsável pelo retardo no processo de abertura do Atlântico Sul frente à Bacia de Santos, criando condições

restritivas no Aptiano e no Eoalbiano, enquanto nesta época tem-se o registro de crosta oceânica e águas profundas na Bacia de Pelotas (figura 14).

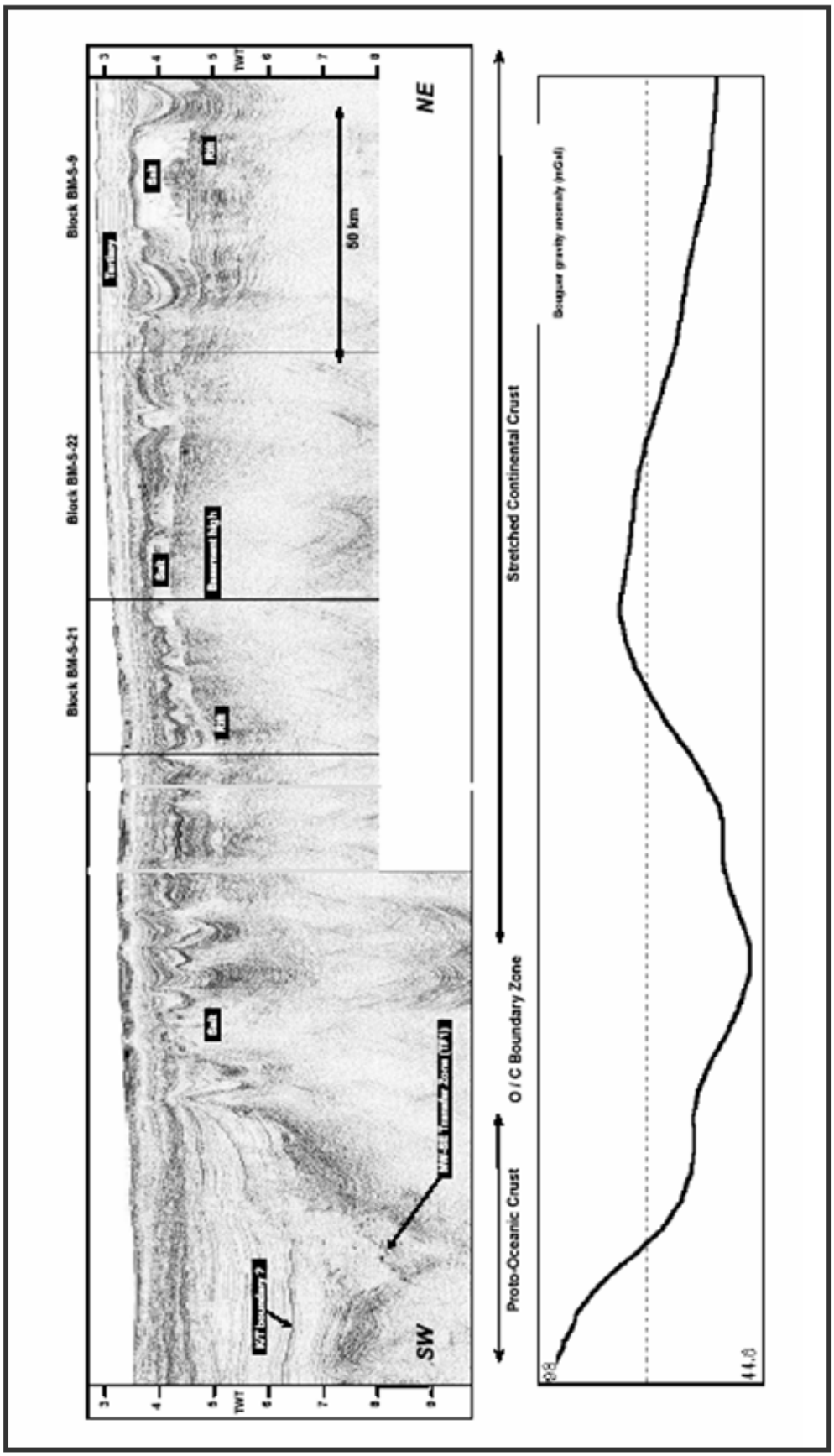


Figura 12. Seção sísmica SW-NE cortando o Platô de São Paulo, em águas ultra-profundas da Bacia de Santos onde observa-se um grande alto de embasamento(ao centro) e o acunhamento da seção rift contra o mesmo em ambos os lados. A esquerda pode-se observar um proeminente baixo de embasamento relacionado ao alto gradiente registrado no perfil de anomalia gravimétrica Bougher (abaixo), interpretado como crosta proto-oceânica bem inicial (segundo Gomes et al, 2002).

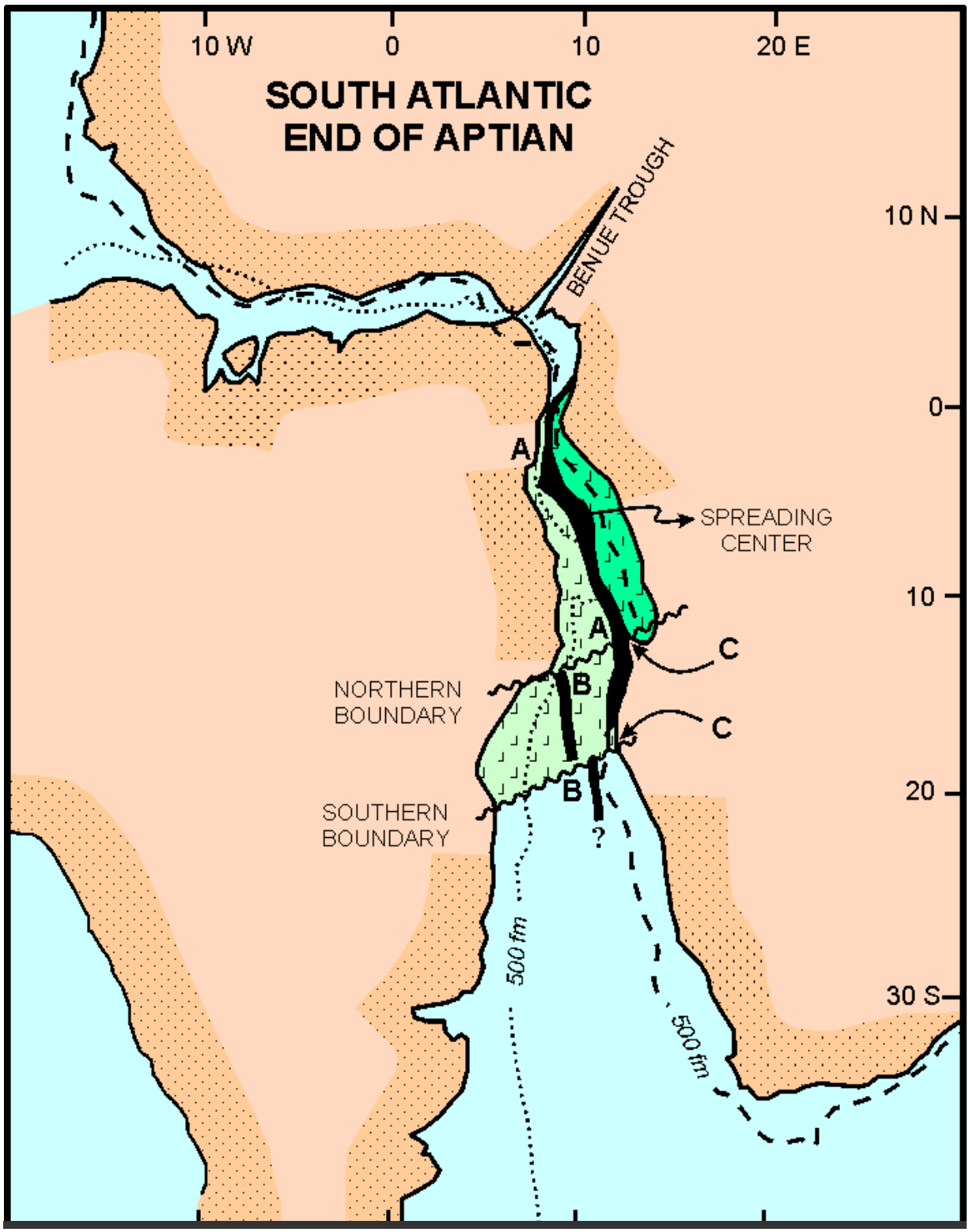


Figura 13. Reconstrução da margem continental sulamericana e africana logo após a separação dos continentes (final do Aptiano).(Kumar & Gamboa, 1979).

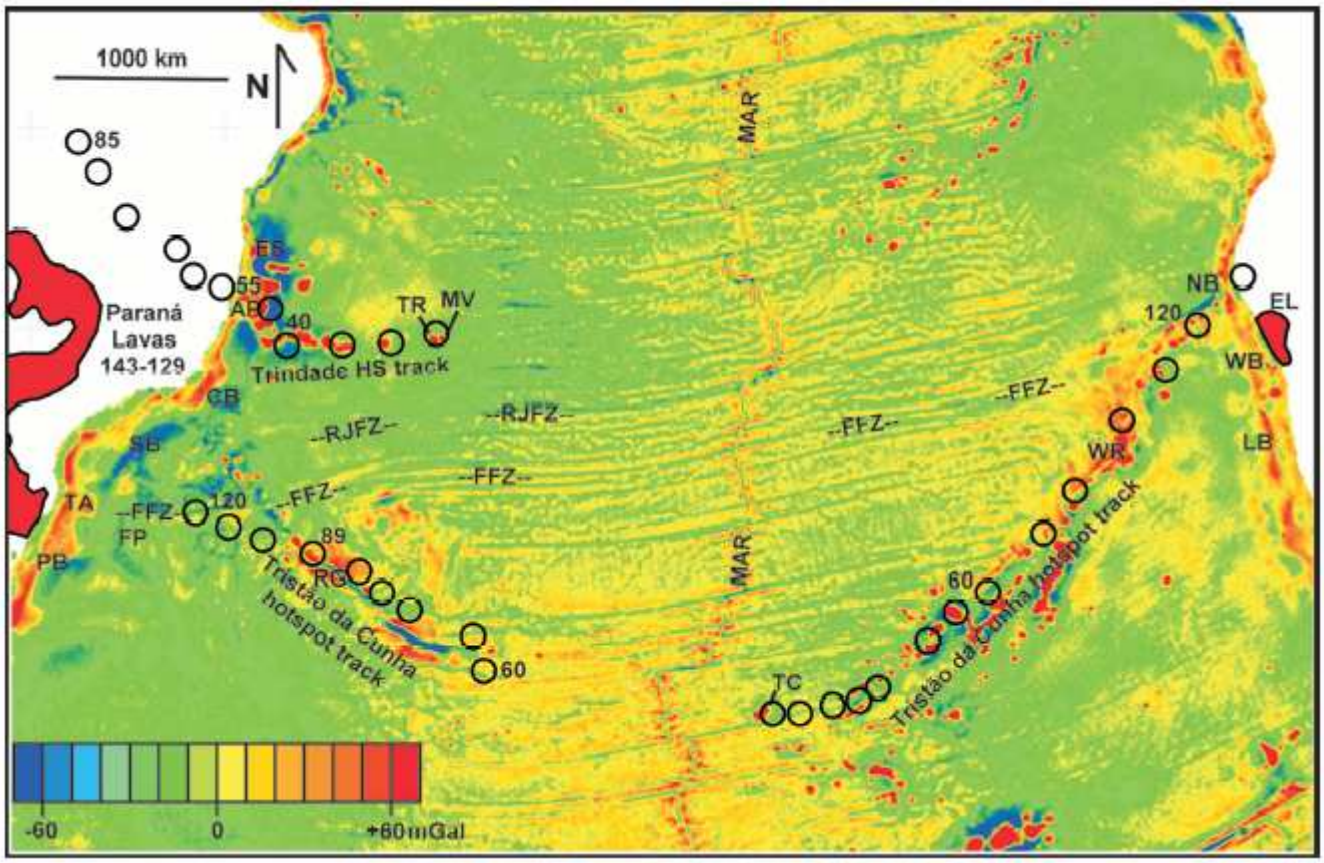


Figura 14. Mapa do Atlântico Sul e continentes adjacentes mostrando anomalias gravimétricas marinhas medidas por satélite (Sandwell and Smith, 1995); nos continentes os derrames basálticos do Paraná e Etendeka (EL); a cadeia Meso-Atlântica (MAR); as principais zonas de fratura – RJZ (Zona de Transferência do Rio de Janeiro); FFZ (Zona de Transferência de Florianópolis); rastros dos hot spots de Tristão da Cunha (TC) e Trindade (TR) – Martin Vaz (MV) (círculos com idades em M.a) que deram origem a ilhas oceânicas além de outras feições (PB- Bacia de Pelotas; TA- Arco de Torres; FP- Plataforma de Florianópolis; RG- Alto de Rio Grande ou Dorsal de São Paulo; SB- Bacia de Santos; CB- Bacia de Campos; AP- Plateau de Abrolhos; ES- Bacia do Espírito Santo; NB- Bacia da Namíbia; WB- Bacia de Walvis; LB- Bacia de Luderitz. Anomalias com valores em mGal (Meisling et al., 2001).

Após a deposição da sequência evaporítica (fase transicional) e o desenvolvimento da Cadeia Meso-Atlântica devido à formação de crosta oceânica, a separação dos continentes efetivou-se e houve a entrada definitiva do mar. Foi no Albiano (+/-112 M.a.), que uma ampla plataforma carbonática se instalou na bacia, o qual marca também o início da fase de subsidência termal. A presença de leques aluviais e deltáicos nas porções proximais da plataforma carbonática indica pequenas movimentações tectônicas na região continental adjacente (+/- 100 M.a.), podendo significar novo soerguimento da área da Serra do Mar (Macedo, 1991). Durante a deposição dos carbonatos teve início a halocinese na bacia, com os processos de escorregamento gravitacional sobre o sal (Pereira *et al*., 1986).

Neste período, a barreira criada pela Dorsal de São Paulo ainda era bastante efetiva, limitando sobremaneira a entrada das águas oceânicas advindas do Atlântico Sul. Com esta restrição criou-se

uma bacia bastante extensa e extremamente rasa, onde uma ampla plataforma carbonática se desenvolveu em condições bastante estressantes. Isto explica a escassez faunística encontrada, sendo o Eo / Meso Albiano, de Santos e Campos, marcado por uma espessa e monótona sedimentação bioclástica formada predominantemente por oolitos, oncolitos e pelóides e pouco conteúdo fossilífero.

Posteriormente, duas seqüências transgressivas preencheram a bacia, afogando a plataforma carbonática durante o Neoalbiano e Turoniano.

Tendo início no Cretáceo e seguindo até o Terciário, e não menos espetacular, é a grande remobilização de toda a sequência pós-rift, afetada por um sistema de falhas lístricas antitéticas, com deslocamento sobre o sal aptiano, formando uma lacuna (*gap*) de Albiano de dezenas de km de largura por centenas de km de extensão, sendo a chamada Falha de Cabo Frio (Mohriak *et al*, 1995) seu principal exemplo (figuras 15 e 16). Este evento foi provocado pelo início da subsidência térmica, devido à criação de crosta oceânica a partir do Albiano, que deslocou o sal bacia adentro provocando sua concentração em domos que funcionaram como barreiras à sedimentação, e foi realimentado pela grande entrada de sedimentos siliciclásticos durante o final do Cretáceo (Campaniano-Maastrichtiano) chamada progradação Juréia, que embora tenha ocorrido em toda a Bacia de Santos, afetou principalmente a porção norte. Esta grande sedimentação está relacionada ao soerguimento da Serra do Mar, da Mantiqueira e do Maciço da Carioca no Neo Cretáceo e Cenozóico, devido às reativações de estruturas antigas do embasamento (cicatrizes da Faixa Ribeira) como resultado de esforços compressivos distantes da placa sul-americana e da atividade do *hot spot* de Trindade. Pode-se observar uma série de bacias terciárias *pull-apart* relacionadas diretamente a estes eventos (Taubaté, Resende, etc). Ainda hoje, uma ampla sismicidade crustal é registrada nesta região continental do sudeste do Brasil. A presença de intrusões alcalinas e vulcânicas alcalinas do Neo Cretáceo-Paleogeno é atribuída ao *hot spot* de Trindade, segundo Meisling *et al*. (2001), e foi observada tanto nas áreas continentais quanto nas bacias de Santos e Campos.

Enquanto nas bacias da margem continental brasileira existia uma tendência generalizada de subida relativa do nível do mar durante o Meso e o Neocretáceo, em Santos, tanto o soerguimento da área fonte quanto o aporte sedimentar compensaram esta tendência e mantiveram a bacia num ambiente continental e de mar raso, o que pode ser comprovado pela caracterização de ambiente parálico ao longo do Neo Cretáceo até o Eoceno.

Estas seguidas reativações provocaram também um desvio para NE da drenagem ancestral do Rio Paraíba do Sul, desde o Neo Cretáceo até o Eoceno. A partir de então, o Rio Paraíba, que anteriormente desaguava na Bacia de Santos, passou a correr para dentro da Bacia de Campos, fornecendo os sedimentos clásticos para a formação dos turbiditos em águas profundas, principais

reservatórios daquela bacia (figura 17). Assim, do Eoceno em diante, a sedimentação na Bacia de Santos passou a ser predominantemente pelítica, ao inverso do Neo Cretáceo.

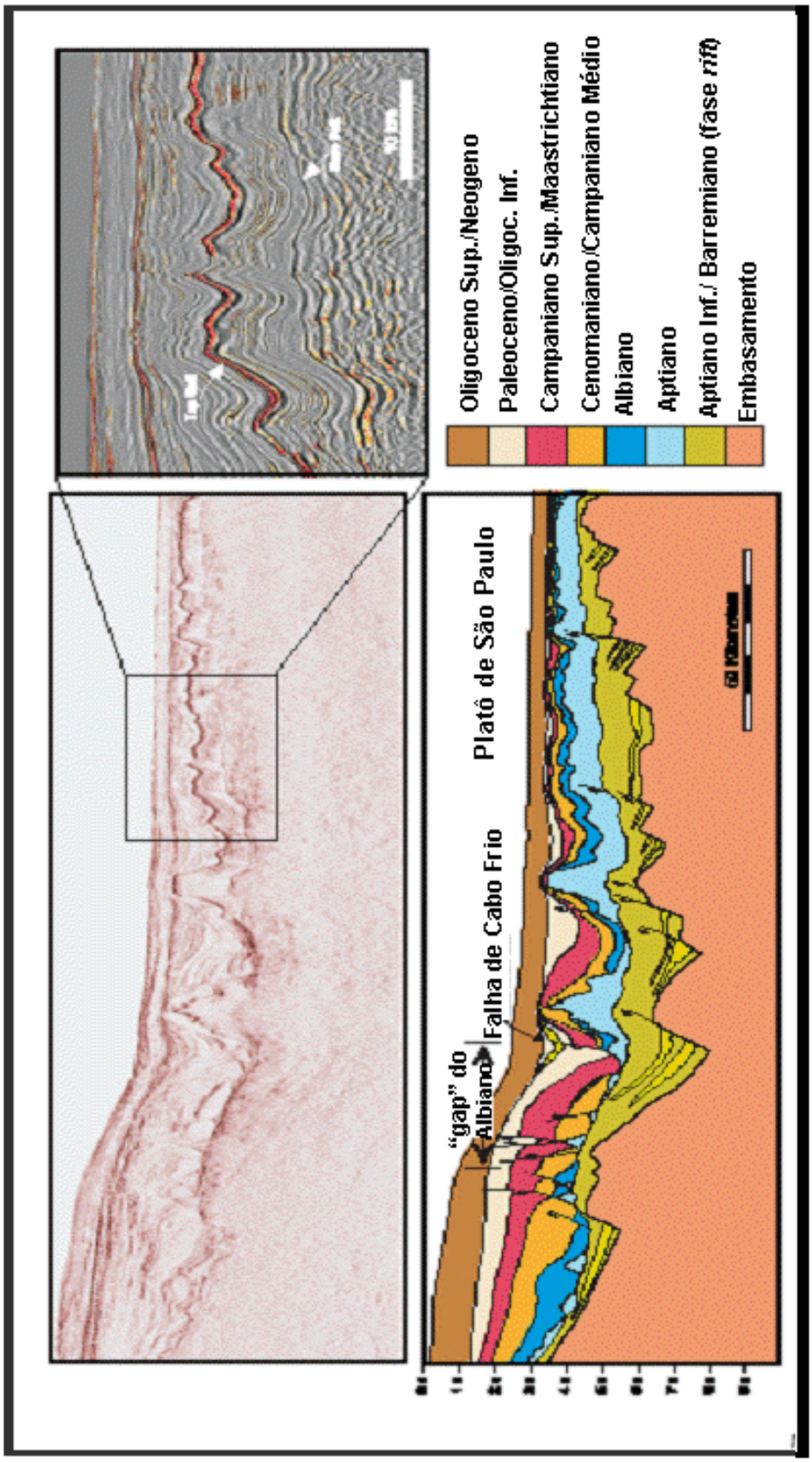


Figura 15. Linha sísmica transversal e seção geológica equivalente interpretada na porção central da bacia até o Platô de São Paulo. Notar o grande "gap" da seção albiana devido à Falha de Cabo Frio à esquerda, a qual foi depositada originalmente sobre o sal e sofreu deslocamento devido à halocinese. Estruturas compressionais podem ser observadas nas porções distais relacionadas à movimentação do sal. Modica et al.(2004).

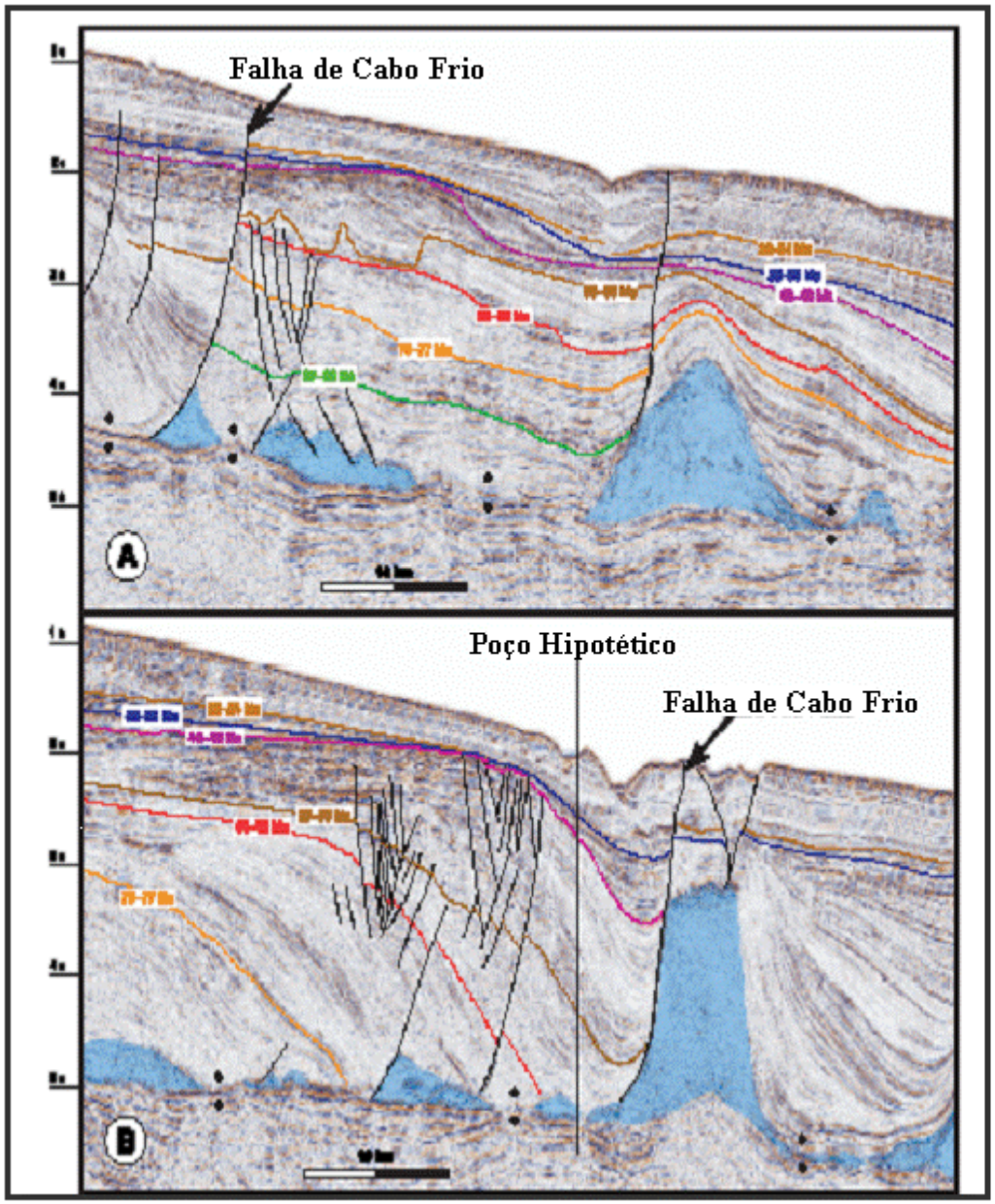


Figura 16. Seções sísmicas transversais regionais nas porções norte e central da bacia mostrando a Falha de Cabo Frio. Modica et al. (2004).

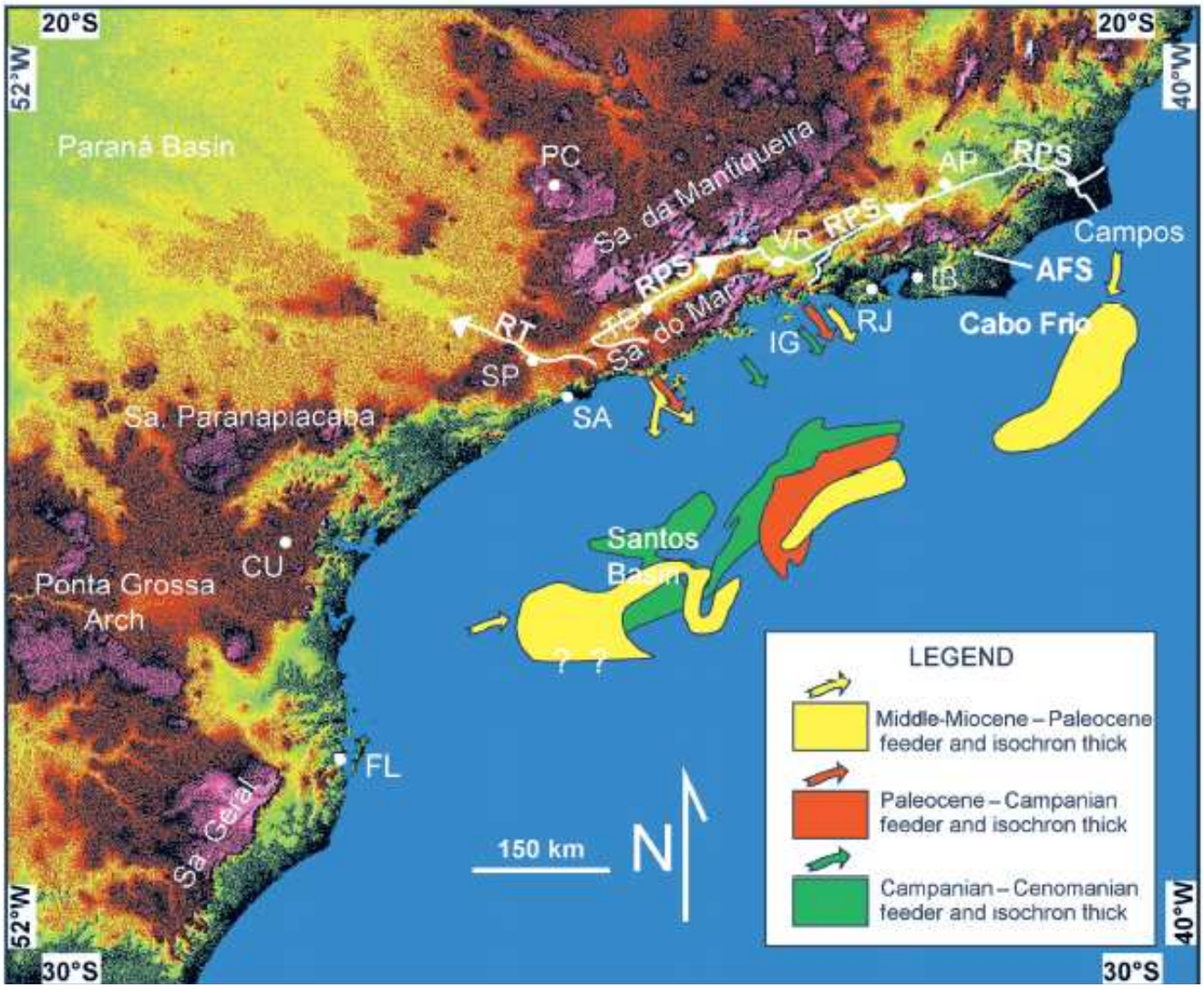


Figura 17. Mapa topográfico digital da parte continental SE do Brasil e as principais entradas de sedimentos na Bacia de Santos. Os dados topográficos são da U.S. Geological Survey. O relevo foi acentuado artificialmente por iluminação de NW. Cadeias de montanhas com mais de 1000 m (marrom) são predominantes à oeste de Curitiba e à leste de Poços de Caldas. O pico mais alto (2787m) localiza-se na Serra da Mantiqueira, próximo à Volta Redonda (Pico da Agulhas Negras). Os cursos dos dois principais rios – Paraíba do Sul (RPS) à leste e Tietê (RT) estão alinhavados em branco. A escarpa da falha da Serra dos Órgãos, cuja reativação foi responsável pelo desvio do Paraíba do Sul pode ser observada (AFS) à NE. As localidades mostradas no mapa são as seguintes, de SW para NE: Florianópolis (FL), Curitiba (CU), São Paulo (SP), Santos (SA), Poços de Caldas (PC), Taubaté (TB), Ilha Grande (IG), Volta Redonda (VR), Rio de Janeiro (RJ), Itaboraí (IB) e Além Paraíba (AP). Cobbold et al (2001).

Este controle tectônico condicionou tanto a sedimentação na parte norte e central da Bacia de Santos, como criou condições de bacia faminta para a parte sul, com deposição de espessos pacotes de folhelho no Neo Cretáceo e com a implantação de espessa plataforma carbonática a partir do Oligoceno, devido ao pequeno aporte de sedimentos terrígenos e em resposta às condições oceanográficas vigentes (Gamboa *et al*., 1994).

A evolução dos conhecimentos sobre a tectônica da margem continental brasileira, e em especial da Bacia de Santos, tem proporcionado um avanço no conhecimento da fisiografia e das

condições ambientais reinantes no Proto-Atlântico Sul. Este conhecimento é fundamental para o desenvolvimento dos estudos paleoambientais e de refinamento da seção albiana.

Para a ampliação dos conhecimentos sobre a margem continental foi relevante a aquisição de novos dados geofísicos, tanto sísmicos quanto gravimétricos e magnéticos e, principalmente, o advento das imagens de satélite.

2.2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DOS ANDARES ALBIANO E CENOMANIANO

O Eo/Meso Albiano foi marcado na Bacia de Santos por ampla sedimentação carbonática, em ambiente nerítico raso. A história deposicional destes carbonatos, que constituem a Fm Guarujá, está intimamente relacionada à história inicial do Atlântico Sul, ao norte do sistema Dorsal de São Paulo (Walvis *Ridge*)-Alto de Rio Grande. Esta formação caracterizada como uma ampla plataforma carbonática em forma de rampa (figura 18) teve o início de sua deposição logo após o evento evaporítico aptiano e se estendeu até o final do Meso Albiano, quando um grande evento transgressivo afogou por completo esta plataforma, marcando o término da sedimentação carbonática rasa. Nestes tempos, a entrada das águas oceânicas, vindas do sul, ainda era parcialmente restrita e controlada pela atividade tectônica da Dorsal de São Paulo ou Alto de Rio Grande/ Elevação de Walvis. Este ambiente transicional, de mar epicontinental porém com mais restrição, similar ao atual Golfo Pérsico e ao Mar Vermelho, apresentava características extremamente estressantes. Suas águas eram quentes e hipersalinas, dados comprovados respectivamente, pelos valores muito negativos da curva da razão isotópica do oxigênio δ^{18} O e pela baixa diversidade biótica, além dos valores positivos e pouco variáveis da curva de isótopos de carbono δ^{13} C (figura 19). Este mar albiano inicial era um ecossistema juvenil, instável e pobre em nutrientes, com profundidades máximas em torno de 50 metros (Spadini *et al*., 1988). Durante todo o Eo a Meso Albiano, a bacia, parcialmente fechada por soleiras rasas (Dorsal de São Paulo/ Elevação de Walvis), e sob condições climáticas quentes e secas, foi submetida a um balanço hídrico negativo, devido à evaporação maior que a precipitação e o desaguamento (Dias-Brito, 1982, *apud* Spadini *et al*, 1988).

A base da Fm Guarujá é formada predominantemente por *packstones/wackestones/ grainstones* peloidais a oolíticos/oncolíticos, parcialmente dolomitizados, característicos de sítios de sedimentação muito rasos, enquanto para o topo predominam os *graistones*/*packstones* oolíticos/oncolíticos com alguns níveis peloidais. Nesta fase, um sistema de planícies de maré se estabeleceu, com ambientes de supramaré, intermaré e lagunas ao sul da bacia. Calcilutitos bioturbados preencheram áreas calmas de ambiente nerítico raso, enquanto oóides e pelóides se

acumularam em sistemas de bancos de alta energia desenvolvidos em áreas distais (Spadini *et al*., 1988).

A biota existente é caracterizada pela ausência de bioelementos típicos dos ambientes marinhos normais da época. Uma estreita relação entre subsidência/produção carbonática e subida do nível do mar foi estabelecida neste período, de forma a manter condições neríticas rasas durante a deposição de dezenas de centenas de metros de carbonatos, ao longo de todo o Eo-Mesoalbiano (equivalente a 7 milhões de anos). O corpo d'água se manteve, durante toda a deposição da Fm Guarujá, quente e hipersalino, como sugerem os valores isotópicos negativos de $\delta^{18}O$ e positivos e pouco variáveis de $\delta^{13}C$, respectivamente, além de estudos paleoecológicos. A tectônica adiastrófica controlou toda a deposição carbonática, determinando tanto a distribuição faciológica devido à modificação do substrato quanto a espessura da seção sedimentar. Com a contínua movimentação do sal, falhas lístricas sindeposicionais foram geradas, desenvolvendo estruturas de *rollover*, responsáveis por mudanças faciológicas laterais abruptas, principalmente na porção superior da Fm Guarujá.

O período do Neo Albiano até o Cenomaniano é marcado, na Bacia de Santos, pela deposição da Fm Itanhaém. Esta seção é composta por calcilutitos (*mudstones*) do Albiano Superior e principalmente por margas do Cenomaniano, e registra a progressiva subida do nível do mar. A salinidade do corpo aquoso também diminuiu devido ao aumento da circulação oceânica e à mudança de condições restritas para oceânicas quase plenas. No Neo Albiano, carbonatos de granulometria fina e com abundantes quantidades de calcisferulídeos foram acumulados principalmente em ambientes neríticos profundos, sob condições climáticas quentes e secas, como sugerem os valores negativos de $\delta^{18}O$ e ainda positivos de $\delta^{13}C$, respectivamente. Ao final do Neo Albiano, ritmitos formados por *mudstones*/margas foram depositados em resposta à alternância entre ciclos climáticos quentes / secos e quentes / úmidos. Essa alternância precedeu a drástica mudança climática ocorrida no Cenomaniano e que causou o término da sedimentação carbonática na bacia. O Cenomaniano, parte superior da Fm Itanhaém, é caracterizado por margas, com folhelhos e alguns arenitos turbidíticos subordinados. As margas são em geral bioturbadas, e o conteúdo faunístico desta seção é totalmente diferente daquele dos carbonatos albianos (Viviers *et al*., apud Spadini *et al*., 1988). A frequência e diversidade da biota contida nesta seção são altamente variáveis. Este intervalo foi depositado em ambiente batial superior, com profundidades entre 200 e 300 metros, em uma bacia com balanço hídrico positivo onde a evaporação era menor que a precipitação e a entrada de água continental. A diversidade faunística pode ser explicada pelo aumento da circulação oceânica, que aumenta o influxo de nutrientes para a bacia. Nesta época, o clima era então quente e úmido, como sugerem os valores negativos de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$, respectivamente, e a despeito do estágio avançado da deriva continental, condições marinhas plenas ainda não haviam sido alcançadas, o que pode ser

evidenciado pela presença de níveis de folhelhos negros laminados, não bioturbados, relativamente ricos em carbono orgânico, acumulados em eventos anóxicos episódicos.

Condições marinhas plenas só foram alcançadas após o evento anóxico do Turoniano, as quais foram bem registradas nas curvas isotópicas de carbono e oxigênio, onde os valores refletem a maior circulação oceânica (valores mais negativos de $\delta^{13}C$) e a queda da temperatura do corpo aquoso (valores menos negativos de $\delta^{18}O$).

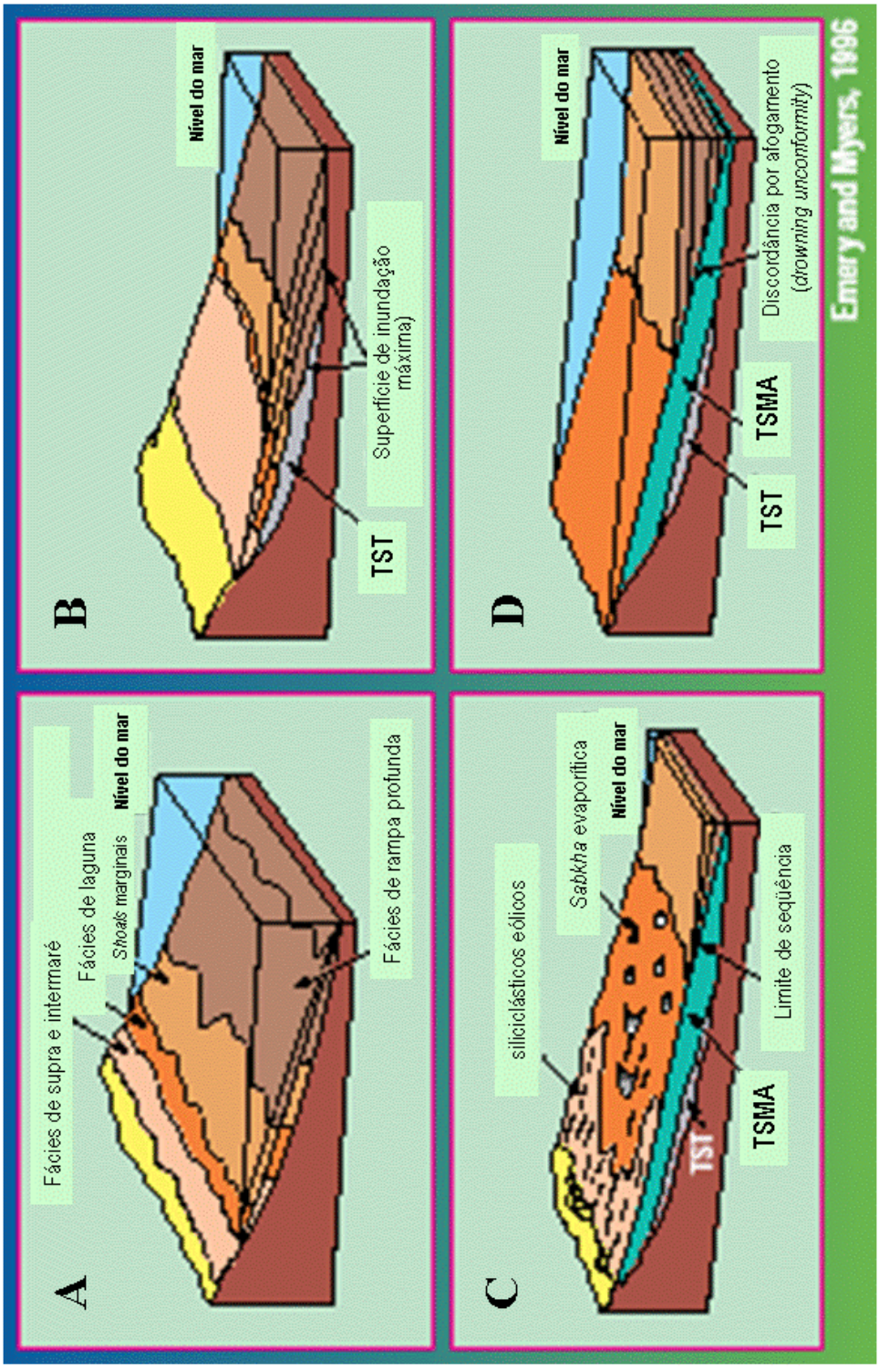


Figura 18. Modelos de sedimentação em rampa carbonática com base na estratigrafia de seqüências. A) Trato de Sistemas Transgressivo. B) Trato de Sistemas de Mar Alto. C) Trato de Sistemas de Mar Baixo. D) *Drowning Unconformity* (Discordância por afogamento).

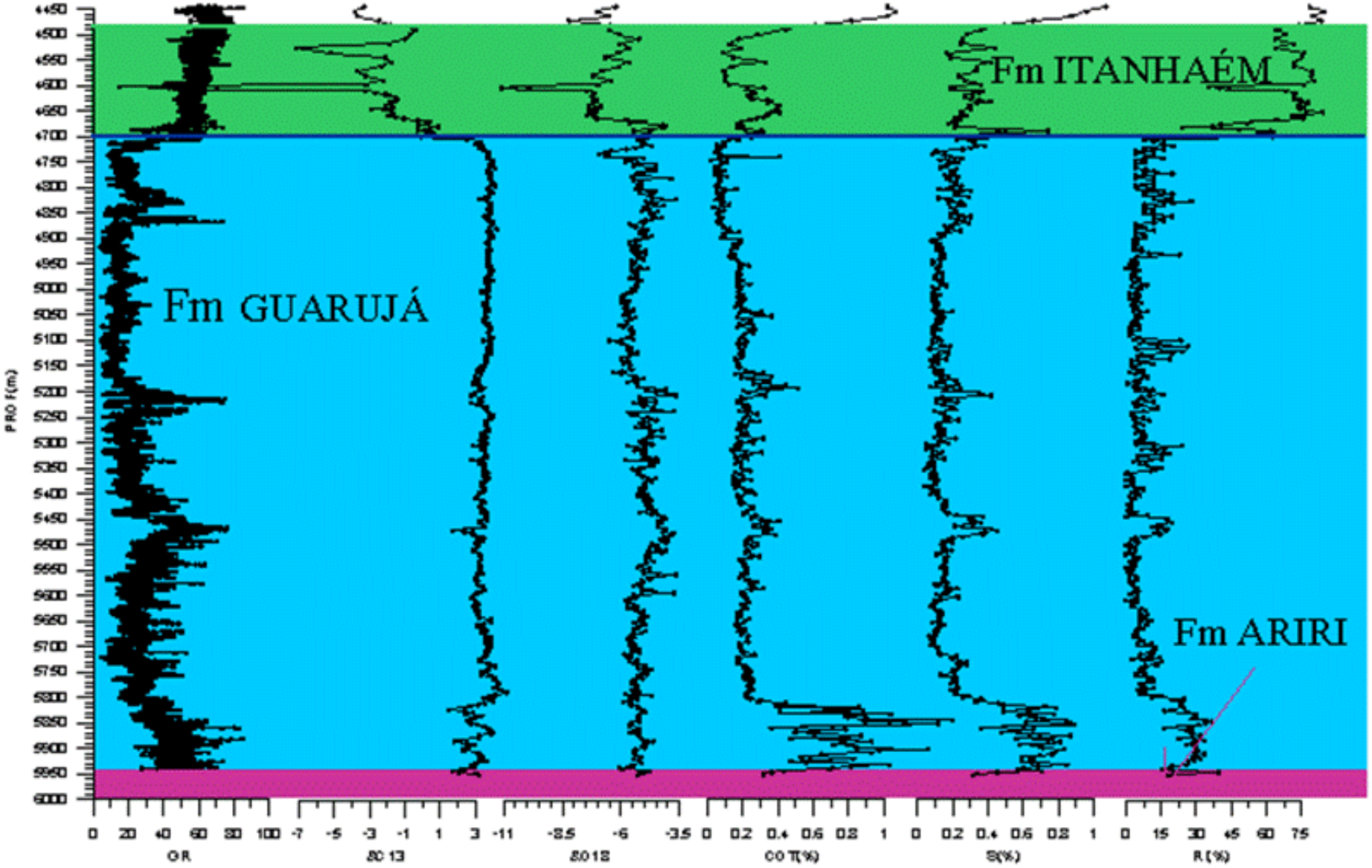


Figura 19. Seção de estudo do poço X, correspondente ao período de tempo desde o Eo Albiano até o Cenomaniano, com suas principais formações. Da esquerda para a direita encontram-se a curva de raios gama, as curvas de isótopos de C e O, a de carbono orgânico total (COT), a de teor de enxofre e de resíduo insolúvel, todas, à exceção da curva de raios gama, geradas neste trabalho.