

II.5.1.2 Geologia e Geomorfologia

II.5.1.2.1 Localização

A Bacia de Santos está localizada na porção sudeste da Margem Continental Brasileira, margeada pela costa dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Possui uma área total de 352.260 km², sendo 275.000 km² até a cota batimétrica de 2.000 (PEREIRA & FEIJÓ, 1994). Os limites da Bacia de Santos são, ao sul, o Alto de Florianópolis, que a separa da Bacia de Pelotas; ao norte, o Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Campos (PINHEIRO-MOREIRA *et al.*, 2001); a oeste, o cinturão de serras costeiras e a leste o Platô de São Paulo (MACEDO, 1990).

Abaixo é apresentada a localização da Bacia de Santos, na **Figura II.5.1.2.1**.

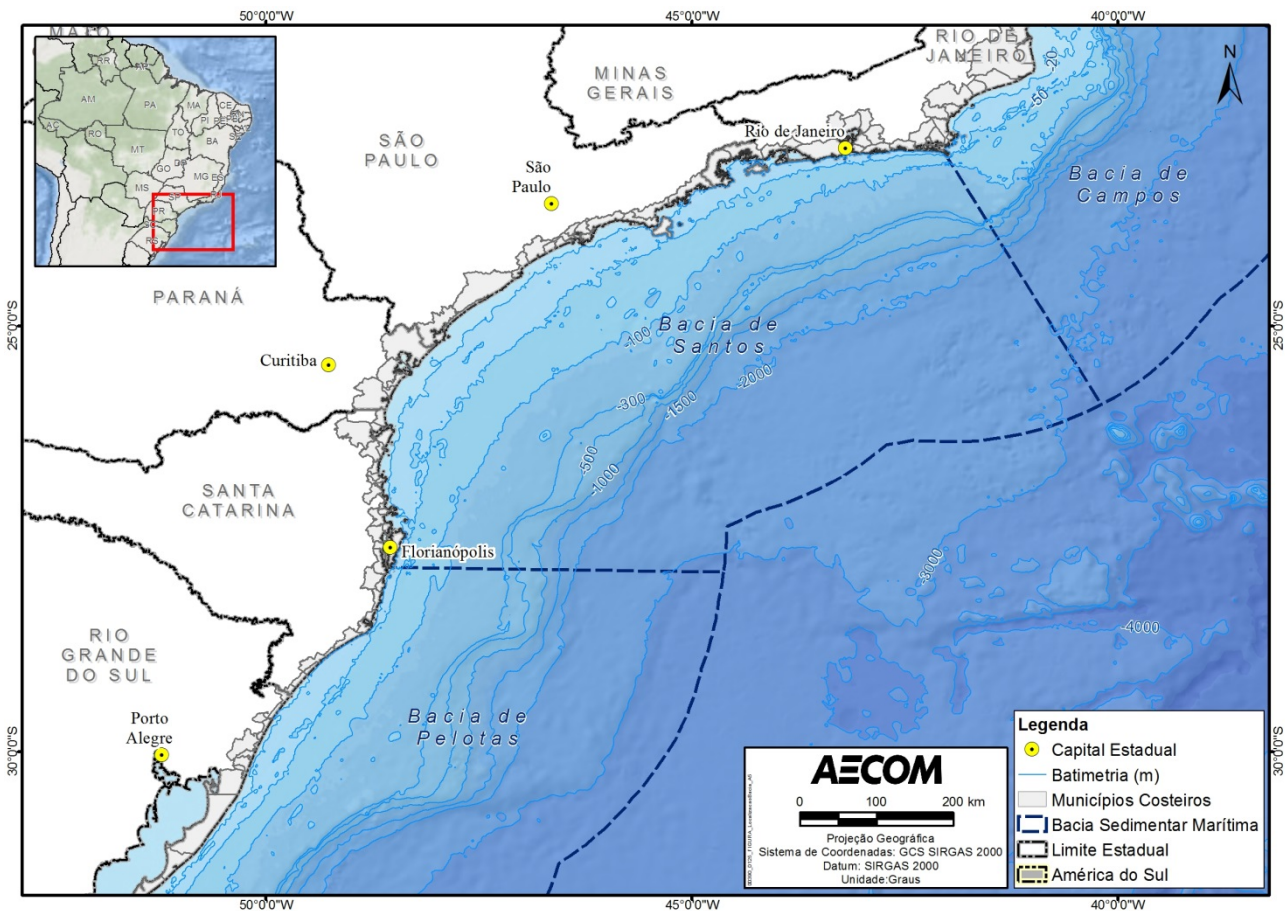


FIGURA II.5.1.2.1- Localização da Bacia de Santos.

Fonte: AECOM, 2016.

II.5.1.2.2 Geologia Regional

II.5.1.2.2.1 Introdução

As informações apresentadas no item de Geologia Regional, a seguir, são exclusivamente referentes às características regionais, generalistas e de larga escala da Bacia de Santos, a título de contextualizar e subsidiar de forma mais abrangente as avaliações locais do bloco e dos prospectos pretendidos. Dessa forma, este item não abrange diretamente avaliações ou conclusões de âmbito local a respeito do bloco BM-S-8, bem como dos seus prospectos de interesse. As informações detalhadas são apresentadas na íntegra e exclusivamente no tópico intitulado **Geologia Local**. Ressalta-se também que o subitem “caracterização geotécnica com ênfase em fatores de riscos geológicos” será apresentado exclusivamente na Geologia Local, em detalhe.

II.5.1.2.2.2 Geologia Histórica da Bacia

De uma forma genérica, a gênese e atual configuração das bacias da margem continental leste brasileira estão diretamente relacionadas com a ruptura do megacontinente Gondwana, que por sua vez culminou na abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozoico (MOHRIAK, 2003; SILVA et al., 2004). A **Figura II.5.1.2.2** apresenta a localização das bacias sedimentares atuais a partir de uma reconstituição da fase pré-rifte para os continentes americano e africano.

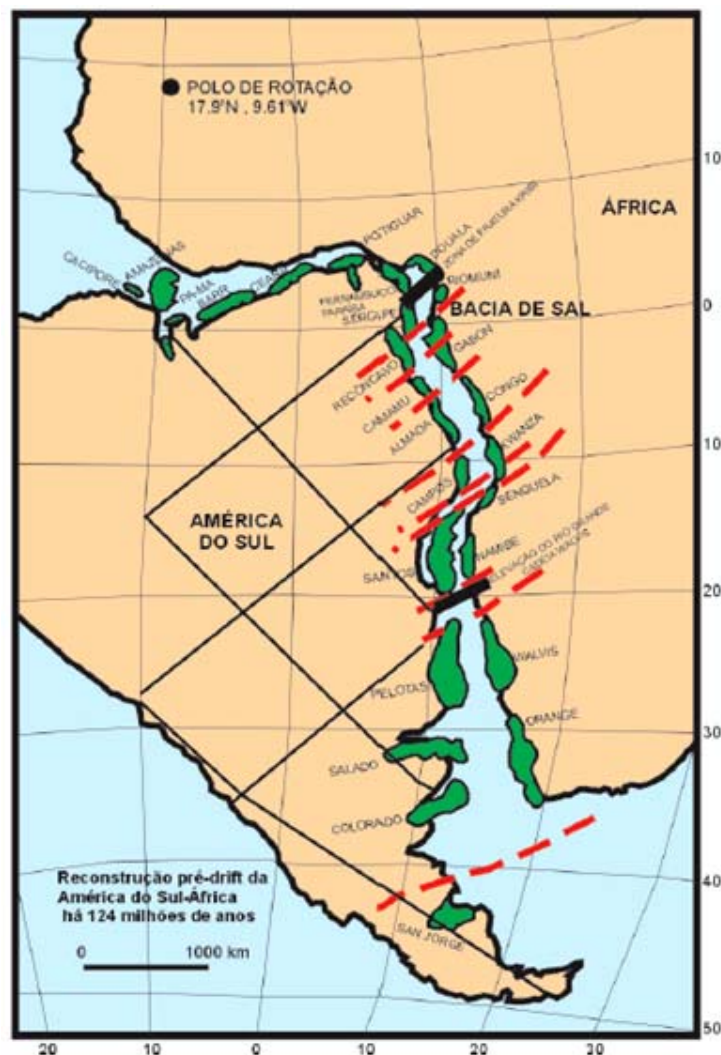


FIGURA II.5.1.2.2 - Configuração das bacias sedimentares na fase pré-rifte.

Fonte: MOHRIAK, 2003.

ASMUS & PORTO (1989.) definiram o processo de abertura e evolução da margem continental em três grandes fases. A primeira fase diz respeito das distensões da crosta continental formando falhamentos normais e grabens preenchidos por clastos. Conforme a distensão e o falhamento da crosta ocorreram a formação de diques e vulcanismo de superfície. Essa fase é conhecida como fase rifte. A partir daí ocorreu a formação de crosta oceânica introdutória além da formação de oceano restrito (segunda fase).

Com o alargamento do oceano, a subsidência das porções mais afastadas do ponto de espalhamento se inicia. Tal subsidência leva consigo a margem continental, bem como as feições de falhas, grabens e sequencias sedimentares depositadas na fase anterior (ASMUS & PORTO, 1973). Segundo estes autores, tal processo de subsidência estaria controlado pela inércia térmica da litosfera, que está relacionada proporcionalmente ao afastamento da dorsal.

A terceira fase estaria associada à sedimentação proveniente do continente adjacente a margem continental e por deslizamentos desses sedimentos pelo talude até o sopé continental. Dessa forma, a grande quantidade de sedimentação, associada a variações do nível do mar, causaram o acúmulo de sedimentos além da borda da plataforma original, que se propagaram através de fluxos de sedimentos partindo da plataforma continental, pelo talude e até o sopé (ASMUS & PORTO, 1973).

A **Figura II.5.1.2.3**, a seguir, apresenta esquematicamente a evolução da Margem Continental do tipo Atlântica dividida em três fases, conforme explicitado.

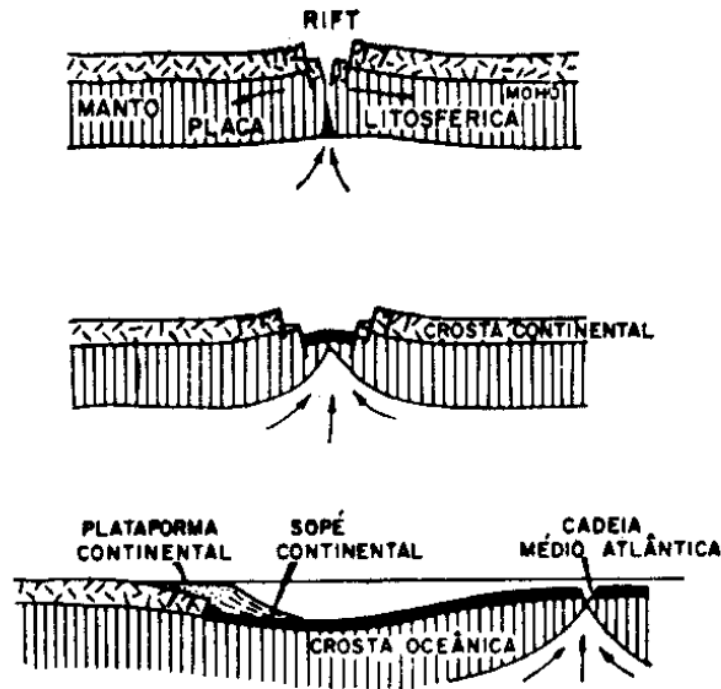


FIGURA II.5.1.2.3 – Evolução da Margem Continental do tipo Atlântica em três fases.

Fonte: ASMUS & PORTO (1973).

Todavia, MOHRIAK (2003) a partir de extensa revisão do estado da arte sobre a formação e evolução da Margem Continental, identificou que as bacias marginais brasileiras tiveram a sua origem estruturada em cinco fases distensionais básicas, conforme apresentadas na **Figura II.5.1.2.4**. A primeira fase distensional (**Figura II.5.1.2.4 - a**) foi marcada pelo soerguimento crustal, afinamento litosférico e início do processo de ruptura do megacontinente Gondwana e a segunda foi caracterizada pelo aumento no processo de estiramento litosférico e início de extrusão de lavas basálticas (**Figura II.5.1.2.4 - b**).

A terceira (**Figura II.5.1.2.4 - c**) deu origem a grandes falhamentos e movimentação de blocos na crosta, já a quarta (**Figura II.5.1.2.4 - d**) começou a apresentar a formação dos distintos ambientes deposicionais (lacustres, fluviais e marinhos), além de sedimentação carbonática que ocorrem sobre evaporitos do Aptiano Superior. A quinta e última fase (**Figura II.5.1.2.4 - e**) foi marcada por um soerguimento da paleobatimetria, fim da sedimentação carbonática e aumento na sedimentação de águas profundas. Ao final do Cretáceo ocorreu o aumento da deposição siliciclástica por conta do soerguimento da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira.

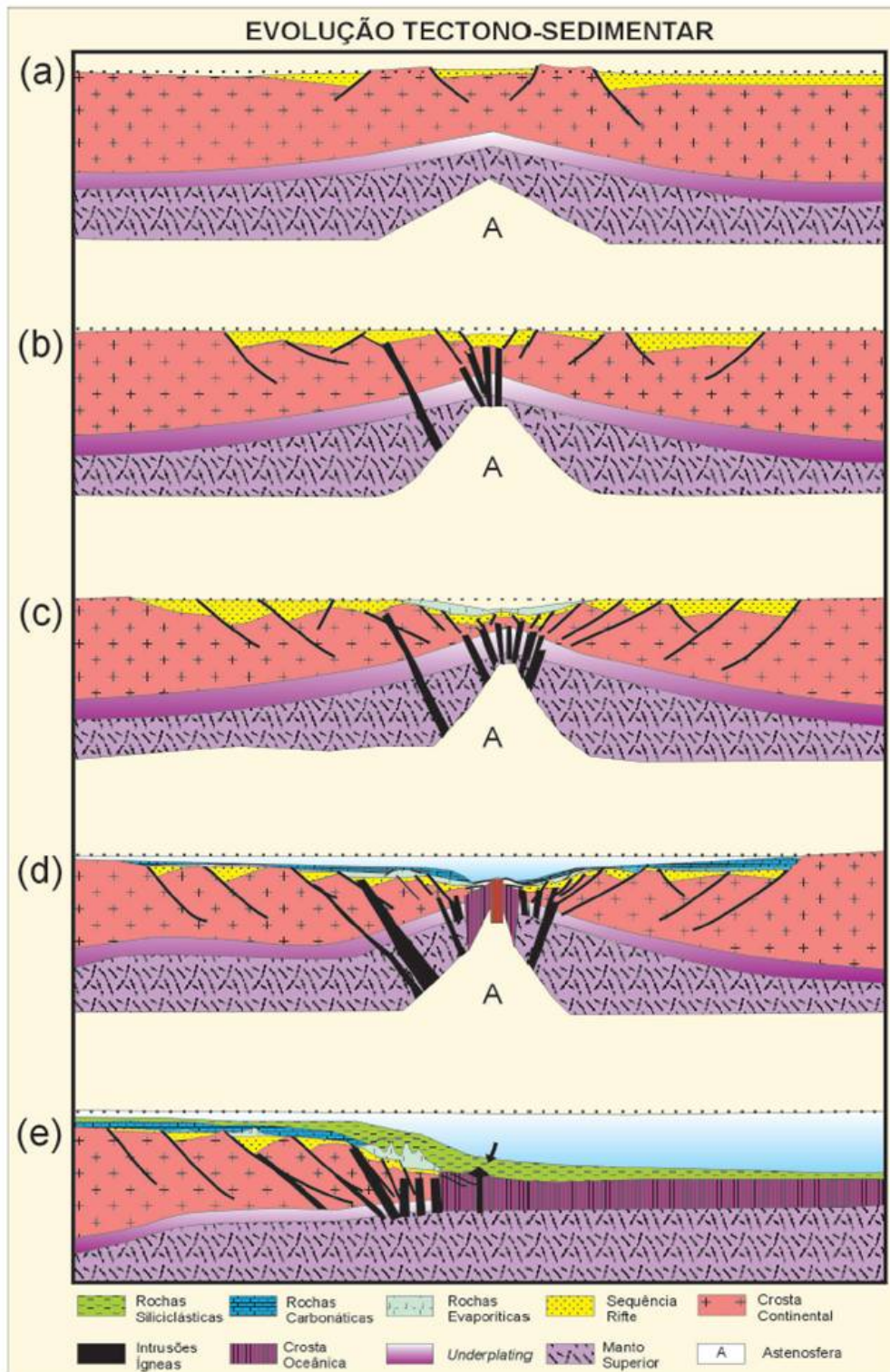


FIGURA II.5.1.2.4 – Evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira - Modelo geodinâmico. Este modelo compreende cinco fases, sendo: a-início do processo de ruptura, b-estiramento litosférico, c-movimentação de blocos, d-formação de distintos ambientes deposicionais e e-sedimentação siliciclástica.

Fonte: MOHRIAK, 2003

Com relação exclusivamente à Bacia de Santos, segundo a compilação de informações de ASMUS & FERRARI (1978), sintetizadas no Projeto REMAC, Vol. 4 (1978), o esquema evolutivo da bacia e da área continental adjacente (**Figura II.5.1.2.5- A, B, C e D**) ilustra que a formação de um domo na astenosfera se desenvolveu a partir do Permiano (**Figura II.5.1.2.5-A**) e atingiu sua expressão máxima no Triássico/Jurássico. Neste estágio se processou um afinamento da litosfera, tanto por atenuação na porção inferior como por erosão na superfície.

Após a ruptura crustal, no Eo-Cretáceo, estabeleceu-se um desequilíbrio isostático, com excesso de massa sob a Bacia de Santos e com deficiência sob a porção continental adjacente (**Figura II.5.1.2.5-B**). Os movimentos verticais opostos, descendentes na Bacia de Santos e ascendentes na região costeira adjacente, que ocorreram subsequentemente, (**Figura II.5.1.2.5-C**) imprimiram esforços que acabaram por suplantar a resistência das rochas crustais, partindo-as (**Figura II.5.1.2.5-D**). A presença de uma área fonte elevada, adjacente à Bacia de Santos, é documentada pelas cunhas de clásticos grosseiros, que se encontram na borda da Bacia.

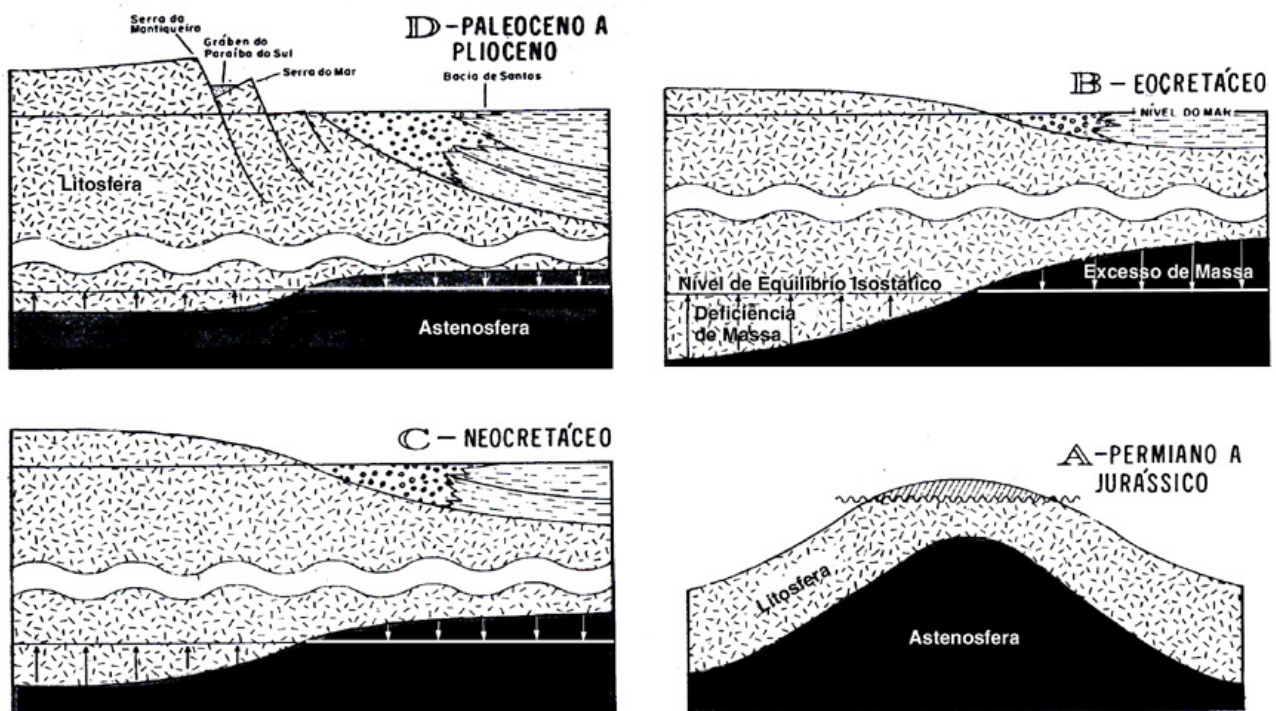


FIGURA II.5.1.2.5 – Esquema evolutivo da Bacia de Santos e área continental adjacente, sendo: A-Permiano a Jurássico, B- Eocretáceo, C- Neocretáceo e D-Paleoceano a Plioceno.

Fonte: Modificado de ASMUS & FERRARI (1978).

Segundo BACOCOLI & SAITO (1973) um tectonismo Cenozóico afetou a região adjacente a Bacia de Santos, provocando dessa forma um escalonamento dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes (**Figura II.5.1.2.6**). Formaram-se, em consequência, áreas elevadas, já modeladas pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca). Na plataforma continental, é possível que a falha, ou charneira de Santos, separando a porção rasa da porção mais profunda da Bacia de Santos, tenha sido também, resultado deste mesmo tectonismo Cenozóico.

O vulcanismo do final do Cretáceo e início do Terciário agiu como um fator auxiliar de instabilidade sobre os sedimentos da plataforma, e provocou eventos de turbidez que avançaram em direção às bacias, conforme indica a presença conspícua de turbiditos arenosos, sobrepostos a toda camada vulcânica principal. Este período de instabilidade tectônica foi responsável também por provocar grandes falhas lístricas sintéticas induzidas por movimentos de sal em águas profundas, principalmente na Bacia de Campos e falhas antitéticas na Bacia de Santos (MOHRIAK *et al.*, 1995).

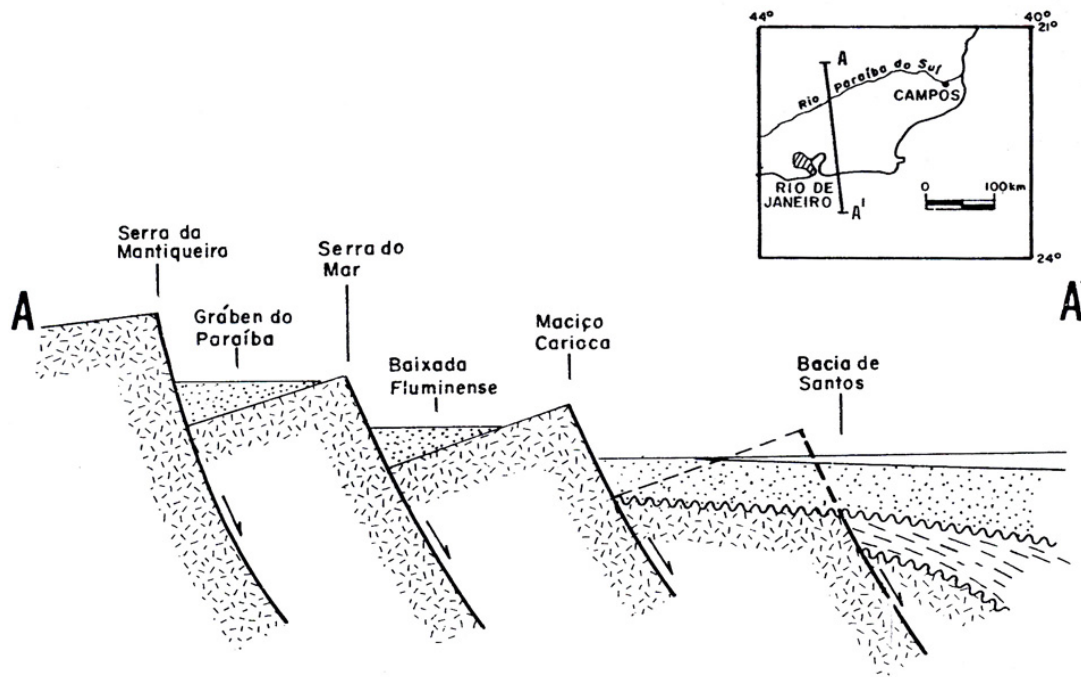


FIGURA II.5.1.2.6 – Perfil geológico, esquemático, sem escala, ao longo da área afetada pelo tectonismo Cenozoico.

Fonte: Modificado de BACOCOLI & SAITO (1973).

II.5.1.2.2.3 Geologia Estrutural

ASMUS (1984) identificou que, de uma forma geral, no arcabouço geral da margem continental brasileira as falhas normais têm traços de comprimentos variáveis com máximos alcançando centenas de quilômetros. Quase todas as falhas principais correm paralelamente à linha da costa. Entretanto, as direções dos traços de falhas e as principais direções estruturais do embasamento pré-cambriano podem apresentar ou não concordância. Este mesmo autor menciona que no segmento leste da margem continental, onde se encontra a Bacia de Santos, os traços de falhas e as direções estruturais pré-cambrianas são paralelas.

ZALÁN & OLIVEIRA (2005) compilaram diversas informações da bibliografia, bem como também usaram dados topográficos, sísmicos e magnetométricos com a finalidade de se investigar a evolução estrutural do sistema de riftes do Sudeste brasileiro. Segundo esses autores, no Cretáceo, um megaplanalto de cerca de 300.000 km² (Serra do Mar Cretácea) foi formado a partir de um soerguimento de natureza epirogenética da crosta continental. No limite Cretáceo/Terciário, a superfície do planalto denominado “Superfície Japi” encontrava-se a 2.000 m acima do nível do mar atual. O grande volume de rocha deste planalto tornou-se isostaticamente instável e deu início ao colapso gravitacional do mesmo em direção às áreas deprimidas das bacias de Santos e Campos.

De acordo com esses autores, no Cenozoico a crosta continental da região sudeste brasileira fendeu-se e afundou em diversas áreas de forma linear, dando origem a corredores de grabens (rifes) paralelos à costa. O antigo limite oriental da Serra do Mar Cretácea é coincidente com uma linha de charneira presentes nas bacias de Campos e Santos. Os remanescentes do megaplano seriam as partes altas da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, modificadas por processos de basculamento e rebate dos blocos (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

Na porção continental, o padrão retilíneo e os desníveis da Serra do Mar representariam falhamentos normais a transtensionais cenozoicos que estariam muito próximos às atuais escarpas recessivas (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Este efeito seria então responsável pelo abatimento do embasamento raso entre as escarpas da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira e a linha de charneira cretácea (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Os grabens resultantes dos processos de formação das Serras do Mar e da Mantiqueira apresentam as seguintes características: planícies litorâneas ou vales fluviais encaixados em desníveis topográficos abruptos, morfotectônica associada à tectônica de blocos planares rotacionados, cotas altimétricas de acordo com patamares tectônicos escalonados desde a Serra da Mantiqueira até a plataforma continental da Bacia de Santos e ocorrência de processos de quebraimento, basculamento e abatimento cenozoico (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

O soerguimento neocretáceo do embasamento seria corroborado pela presença de numerosos diques, *plugs* e *stocks*, compostos por rochas intrusivas alcalinas. Essas feições ocorrem em áreas onde se encontram as Serras atuais (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). A **Figura II.5.1.2.7**, abaixo, apresenta o mapeamento realizado por ZALÁN & OLIVEIRA (2005), cujas principais feições estão presentes no Mapa Estrutural, ANEXO A.

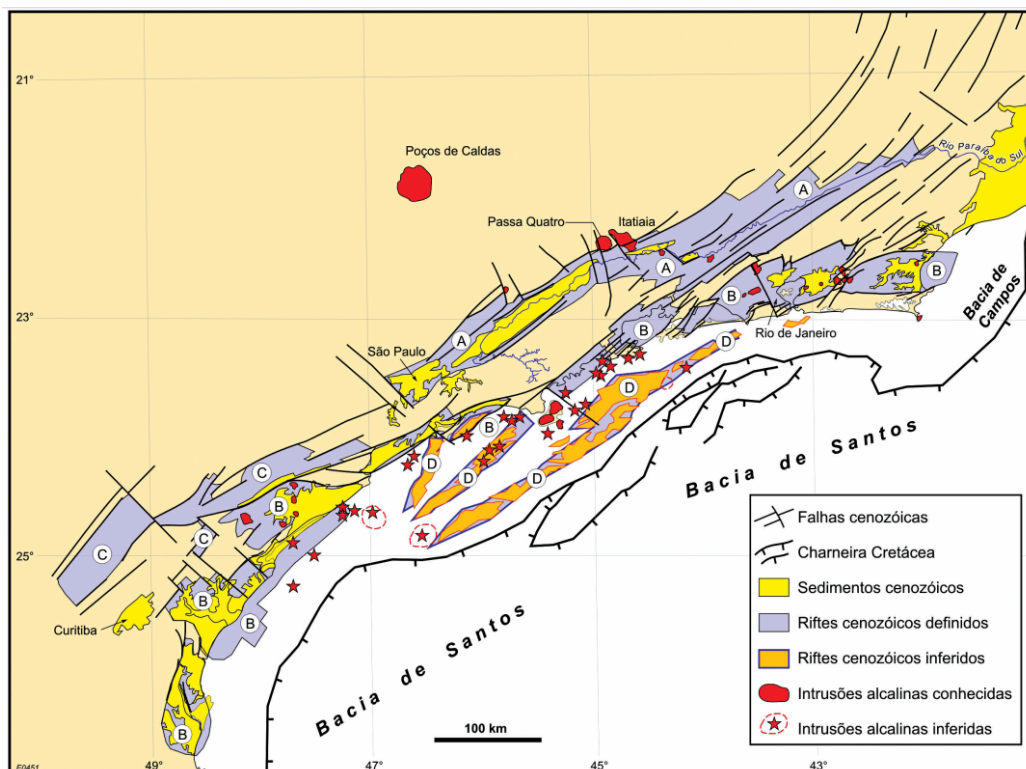


FIGURA II.5.1.2.7 – Mapa estrutural com a distribuição dos quatro rifes presentes na região sudeste: A – Paraíba do Sul, B – Litorâneo, C- Ribeira e D – Marítimo.

Fonte: ZALÁN & OLIVEIRA (2005).

Dessa forma, no que diz respeito à Bacia de Santos, a única feição mapeável do embasamento na bacia segundo o trabalho de PEREIRA *et al.* (1986) é a Charneira de Santos, que limita a sedimentação do Cretáceo a oeste, observando-se, a partir da mesma, apenas depósitos terciários sobre o embasamento raso. A charneira compõe-se na maior parte da bacia de segmentos NE e E-W paralelos aos principais lineamentos da faixa Pré-cambriana/Eopaleozóica adjacente.

A ocorrência de falhas limítrofes de direção NE/SW são indicativas de uma tendência extensional regional de direção N30-40W, associada com o adelgaçamento da litosfera continental durante o Neocomiano, que se rompeu e formou o oceano Atlântico em direção leste do sistema de rifte. Várias das feições estruturais transversais do eixo do rifte têm sido interpretadas como zona de transferência ou de acomodação, as quais poderiam estar associadas com deslocamentos horizontais ou inversão de polaridade das falhas extensionais. Este modelo de rifte parece explicar os embaiamentos do sul e do norte, junto aos dois principais deslocamentos leste-oeste da Charneira de Santos (PEREIRA *et al.*, 1986).

O arcabouço estrutural da Bacia de Santos é constituído por falhas normais, de grande extensão, paralelas à linha de costa e escalonadas do continente em direção ao oceano (**Figura II.5.1.2.7**), numa sucessão de grábens e *horsts*, com espessuras variando de 3.000 a 5.000 m. A disposição estrutural em forma de blocos escalonados para leste, preservou grandes espessuras sedimentares. Algumas destas falhas, que formam os blocos soerguidos, atingem a seção do Terciário Superior, alcançando além dos sedimentos do Pleistoceno, também o fundo oceânico. Segundo CAINELLI & MOHRIAK (1999), são, na verdade, meio grábens formados por falhas sintéticas e antitéticas durante a fase sin-rifte que são preenchidos por sedimentos flúvio-deltáicos.

Segundo CAINELLI & MOHRIAK (1998), os limites estruturais que definem a Bacia de Santos são caracterizados pela ocorrência de rochas vulcânicas intrusivas e extrusivas representadas na coluna estratigráfica. Na região de Cabo Frio existe um importante lineamento WNW-ESSE que se estende da região da crosta oceânica em direção à plataforma continental. Na parte terrestre e na plataforma este lineamento é caracterizado por um intenso magmatismo do Terciário Inferior (MISUZAKI & MOHRIAK, 1990 *apud* CAINELLI & MOHRIAK, 1998).

Grandes diápiros de sal são observados na região de águas profundas, e também na plataforma, onde almofadas de sal e diápiros que podem atingir alguns quilômetros de altura são encontrados. A tectônica halocinética foi o principal fator na modelagem pós-rifte, resultando em diversas províncias estruturais (PEREIRA *et al.*, 1986). Na porção sul da bacia, próximo ao Alto de Florianópolis, ocorre a presença de muralhas de sal que atravessa toda a sequência sedimentar do Cretáceo e Terciário (MOHRIAK, 2003).

Falhas lítricas normais, associadas com a tectônica salífera são, também, responsáveis por um número de estruturas anticlinais associadas tanto com os carbonatos do Albiano como com os depósitos siliciclásticos do Cretáceo Tardio ou Superior. É possível destacar na porção centro-norte da Bacia (entre Cabo Frio e Ilha Grande) a presença de uma falha lítrica antitética, que estaria associada à tectônica salífera (MOHRIAK *et al.* 1995).

Uma seção geológica esquemática da Bacia de Santos é apresentada na **Figura II.5.1.2.8**, de acordo com o trabalho de MOHRIAK (2003).

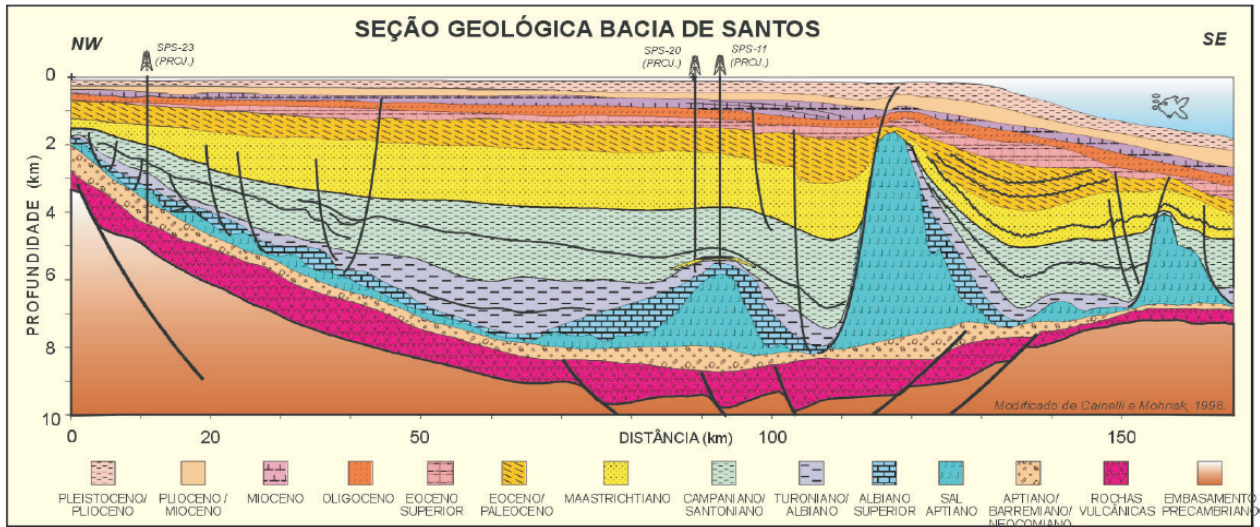


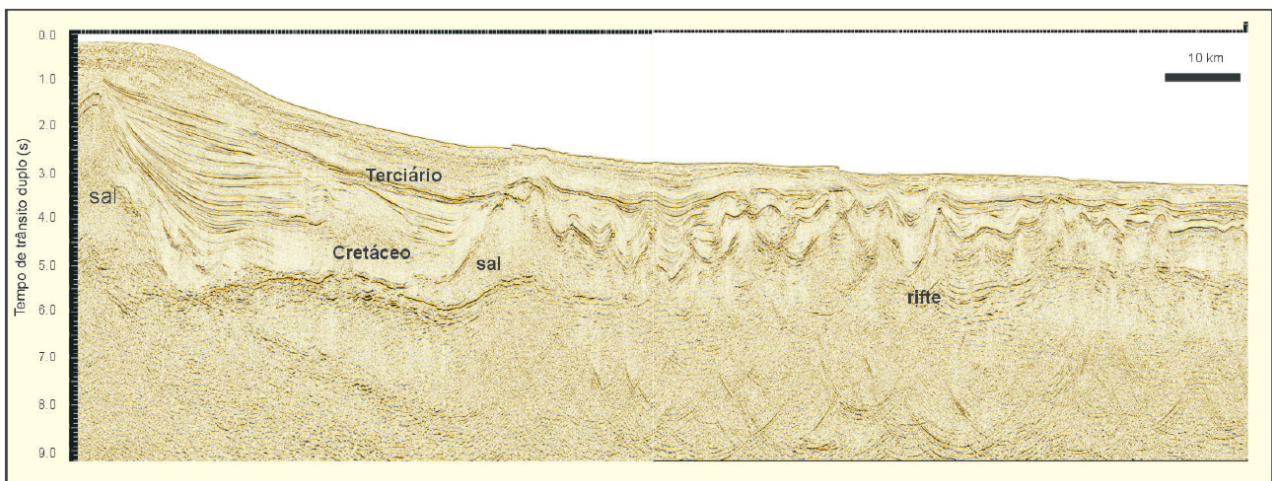
FIGURA II.5.1.2.8 – Seção geológica esquemática da Bacia de Santos.

Fonte: CAINELLI & MOHRIAK (1998) *apud* MOHRIAK (2003).

Duas Zonas de Fraturas são identificadas nos limites Sul e Norte da Bacia de Santos: Zona de Fraturas do Rio de Janeiro e Zona de Fraturas de Florianópolis (ASMUS, 1978). A Zona de Fraturas do Rio de Janeiro é traçada com base nas pronunciadas inflexões de curvas batimétricas, em falhamentos na margem continental, onde ocorre, também, supostamente associado, vulcanismo de natureza alcalina (80 M.A.) (ASMUS, 1978).

Ainda de acordo com ASMUS (1978), a zona de fratura de Florianópolis pode ser identificada a partir de uma alternância entre cavas e cristas no relevo do fundo oceânico, desde a borda mais baixa da Margem Continental até a latitude de 29°W.

A **Figura II.5.1.2.9** apresenta duas seções sísmicas na porção centro-sul da Bacia de Santos. Esta seção sísmica evidencia a porção distal da província de diápiros salinos e segue até a crosta vulcânica e intrusões ígneas da Zona de Fratura de Florianópolis (MOHRIAK, 2003).



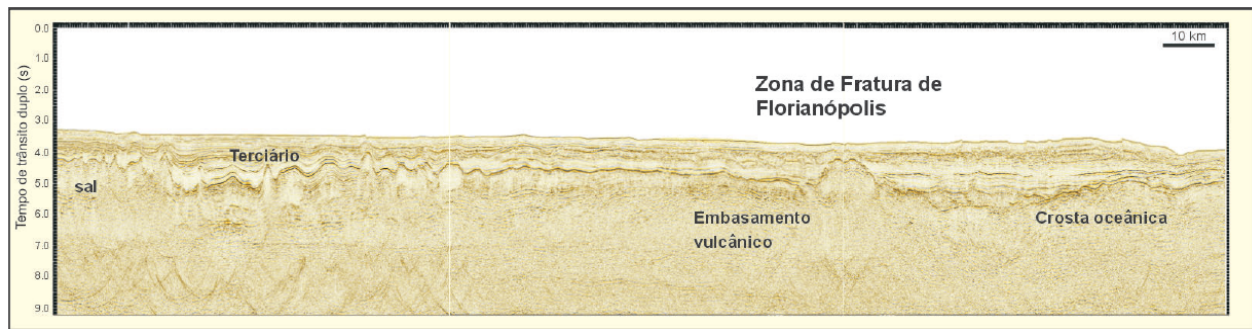


FIGURA II.5.1.2.9 – Seções sísmicas na porção centro-sul da Bacia de Santos, evidenciando as seqüências estratigráficas do sin-rifte e pós-rifte, bem como a presença da tectônica de sal (primeiro perfil), além da sua continuação até a crosta oceânica (segundo perfil).

Fonte: MOHRIAK (2003).

As principais feições estruturais da Bacia de Santos descritas acima se encontram representadas no Mapa Estrutural, **ANEXO A**.

II.5.1.2.2.4 Estratigrafia

Esta seção foi dividida em Estratigrafia de Sequências (A), que trata das seqüências de litologias apresentadas na Carta Estratigráfica da Bacia de Santos (apresentada no **ANEXO B**), e Sistema Petrolífero (B), que apresenta os sistemas petrolíferos encontrados na Bacia de Santos. Ressalta-se que as informações desses itens foram retiradas exclusivamente da bibliografia consultada e que informações mais detalhadas a respeito da Estratigrafia e Sistema Petrolífero esperados para o bloco BM-S-8 e seus prospectos pretendidos serão apresentados em detalhe no item de Geologia Local.

A) Estratigrafia de Sequências

Esta seção foi elaborada majoritariamente tendo como base os estudos estratigráficos na Bacia de Santos elaborados por PEREIRA & FEIJÓ (1994) e MOREIRA *et al.* (2007). A base de dados utilizada por PEREIRA & FEIJÓ (1994) foi de um total de 78 poços e cerca de 200.000 km de seções sísmicas de reflexão. MOREIRA *et al.* (2007) estudaram as seqüências deposicionais da Bacia de Santos a partir de informações de diversos trabalhos executados pela PETROBRAS, somadas à extensa revisão bibliográfica sobre a bacia.

Pela estratigrafia de seqüências, PEREIRA & FEIJÓ (1994) reconhecem na Bacia de Santos fases distintas de evolução tectônica: rifte e margem passiva, separadas por um período de transição. A coluna estratigráfica da Bacia de Santos inclui uma fase rifte apresentando rochas vulcânicas cretácicas, uma fase transicional com espessos evaporitos, uma fase de margem passiva, caracterizada por carbonatos do Albiano, e uma sucessão siliciclástica muito espessa no Cretáceo Superior. Episódios vulcânicos estão registrados no Cretáceo Superior e Terciário Inferior, particularmente na região de Cabo Frio.

Segundo esses autores, a Sequência Rifte teve sua primeira unidade mapeada como sendo equivalente aos derrames basálticos, Neocomianos da Formação Camboriú. Com a diminuição da atividade vulcânica, os grandes espaços criados pelos falhamentos inerentes à tafrogenia foram preenchidos pelos leques aluviais continentais Barremianos da Formação Guaratiba. A transição do rifte para o estágio marinho está materializada pela unidade equivalente aos evaporitos Ariri, de idade Alagoas (PEREIRA & FEIJÓ, 1994).

A Sequência da Margem Passiva apresenta conspícuas discordâncias mapeáveis em seções sísmicas, que permitem o reconhecimento de onze unidades nesta fase, o que confere à Bacia de Santos importante papel paragnômico na subdivisão estratigráfica das rochas sedimentares Cretáceas e Terciárias da costa brasileira (PEREIRA & FEIJÓ, 1994).

A sequência do Albiano inferior reúne a parte inferior dos leques aluviais Florianópolis e os carbonatos Guarujá, de idade Eo-Meso-Albiana, e depositados em ambiente marinho raso de alta energia. A sequência superior a esta congrega a parte superior dos leques aluviais Florianópolis e os pelitos Itanhaém de idade Neo-Albiana. Este conjunto se dispõe em onlap sobre o anterior, retratando uma transgressão que se reflete em ambiente marinho de menor energia (PEREIRA & FEIJÓ, 1994).

O conjunto das Formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu compõe um sistema costeiro-plataforma-talude, de caráter inicialmente progradante e, posteriormente retrogradante, contendo discordâncias que levam à individualização das sequências Cenomaniana, Turoniana/Coniaciana, Eo-Campaniana, Neo-Campaniana e Maastrichtiana (PEREIRA & FEIJÓ, 1994).

As Formações Iguape e Marambaia formam um conjunto plataforma-talude-bacia, em geral transgressivo, com discordâncias que separam as sequências Paleocênicas, Eocênicas/Eo-Oligocênicas, Neo-Oligocênicas/Eo-Miocênicas e Neo-Miocênicas/Holocênicas (PEREIRA & FEIJÓ, 1994).

A estratigrafia e o estilo estrutural da Bacia estão presentes nas duas seções geológicas (Figura II.5.1.2.10), da plataforma em direção à região profunda.

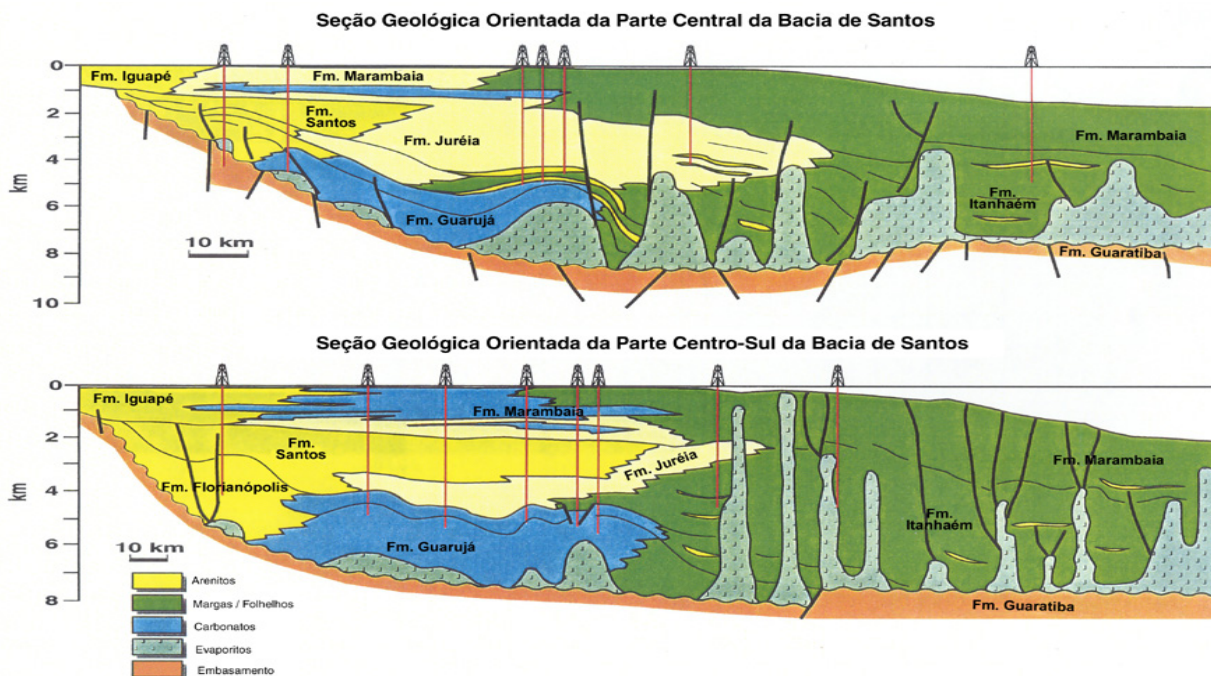


FIGURA II.5.1.4.10 – Seções geológicas esquemáticas da Bacia de Santos, transversais à linha de costa, divididos entre a parte central e centro sul. É possível identificar a presença das formações: Fm. Iguapé, Fm. Marambaia, Fm. Santos, Fm. Juréia, Fm. Guarujá, Fm. Itanhaém e Fm. Guaratiba.

Fonte: Modificado de CAINELLI & CARMINATTI (1994).

MOREIRA *et al.* (2007) estudou a litoestratigrafia da Bacia de Santos, visando atualizar o conhecimento sobre o arcabouço litoestratigráfico com foco nas sequências deposicionais. Estes autores, assim como PEREIRA & FEIJÓ (1994) e MOHRIAK (2003), identificaram três sequências deposicionais principais, sendo elas: Supersequência Rifte, Supersequência Pós-Rifte e Supersequência Drifte. Todavia estes autores não se concentraram na descrição das Supersequências, mas sim das litologias presentes em cada uma delas.

Assim sendo, serão apresentadas as sequências identificadas por estes autores do mais antigo ao mais recente.

- Embasamento: composto por granitos e gnaisses do pré-cambriano. Esta sequência engloba as rochas do Complexo Costeiro e os metassedimentos da Faixa Ribeira.

Supersequência Rifte (Sin-Rifte)

- Sequência K20-K34: composta por derrames basálticos do Eocretáceo sotopostos ao preenchimento sedimentar. Compreende basalto cinza-escuro correspondente a Formação Camboriú.
- Sequência K36: corresponde litoestratigraficamente à Formação Piçarras, sendo composta por leques aluviais de conglomerados e arenitos polimíticos. Também ocorrem arenitos, siltitos e folhelhos nas porções lacustres.
- Sequência K38: corresponde a Formação Itapema (Grupo Guaratiba), englobando intercalações de calcirruditos (fragmentos de conchas e pelecípodes) e folhelhos escuros. As fácies mais proximais apresentam conglomerados e arenitos.

Supersequência Pós-Rifte (Transicional)

- Sequência K44: corresponde a Formação Barra Velha (Grupo Guaratiba), composto por calcários microbiais, estromatólitos e lamitos, com folhelhos nas regiões mais distais. Também ocorrem grainstone e packstones de fragmentos de estromatólitos e bioclóstos (ostracodes) associados.
- Sequência K46-K48: corresponde a porção superior da Formação Barra Velha (Grupo Guaratiba) sendo caracterizado pela presença de calcários microbiais intercalados a folhelhos. As regiões proximais são compostos por leques aluviais de arenitos e conglomerados.
- Sequência K50: corresponde aos evaporitos da Formação Ariri, compostos por halita e anidrita. Contudo, ocorrem a presença de sais mais solúveis como a taquidrita, carnalita e silvinita, mais localmente.

Supersequência Drifte (Pós-Rifte)

- Sequência K60: composta pela parte inferior da Formação Florianópolis, Formação Guarujá e Formação Itanhaém (região mais basal). A Fm. Florianópolis é constituída de conglomerados, arenitos e folhelhos associados a leques aluviais e deltaicos. A Fm. Guarujá engloba folhelhos e calcilutitos (sistema lagunar), além de calcirruditos e calcarenitos oolíticos/oncolíticos (banco raso de borda de plataforma). Em região de plataforma externa ocorrem calcilutitos e margas, intercalados com folhelhos escuros.
- Sequência K70: corresponde a Formação Florianópolis (nas áreas mais proximais), Formação Itanhaém nas áreas distais e ao Membro Tombo. A Fm. Florianópolis abrange arenitos e folhelhos associados a sistemas de leques aluviais e deltaicos. A Fm. Itanhaém corresponde a folhelhos e margas de origem marinha, embora este último seja mais raro. O Membro Tombo ocorre de maneira intercalado com a Fm. Itanhaém, sendo composto por depósitos arenosos com origem em fluxos gravitacionais densos.

- Sequência K82-K86: corresponde aos grupos Camburi e Frade. São compostos por depósitos areníticos (conglomerados avermelhados de origem continental) da Fm. Florianópolis e Fm. Santos. A Fm. Juréia abriga sedimentos arenosos, folhelhos, siltitos e argilosos, podendo ocorrer coquinas e calcilutitos intercalados. A Fm. Itanhaém compreende sedimentos finos com uma concentração carbonática maior em sua seção basal.
- Sequência K88: abriga a Formação Santos, Formação Juréia e a Formação Itajaí-Açu, além do Membro Ilhabela. As rochas da Fm. Juréia correspondem a sedimentos arenosos, folhelhos, siltitos e argilitos.
- Sequência K90: engloba a Fm. Juréia (sedimentos arenosos, siltitos e folhelhos) e a Fm. Itajaí-Açu, que corresponde a depósitos síltico-argilosos nas regiões mais distais.
- Sequência K100: é representado por sedimentos siliciclásticos do Campaniano. Compreende conglomerados continentais da Fm. Santos, interdigitados com arenitos continentais da Fm. Jurpeia, sendo alternados gradualmente a sedimentos pelíticos, siltitos e folhelhos, diamictitos e margas depositados nas regiões de plataforma distal, talude e bacia. Também ocorrem arenitos provenientes de fluxos turbidíticos densos da Fm. Ilhabela.
- Sequência K110: corresponde aos conglomerados continentais (Fm. Santos), aos arenitos de plataforma e continentais da Fm. Juréia e aos folhelhos, siltitos e diamictitos da Fm. Itajaí-Açu. Também ocorrem arenitos provenientes de fluxos turbidíticos densos da Fm. Ilhabela.
- Sequência K120: apresentam condutos de cânions, que abrigam depósitos pelíticos. Além disso, ocorrem depósitos conglomeráticos ricos em material carbonático e areias da Fm. Ilhabela.
- Sequência K130: composto por arenitos do Membro Ilhabela, sendo que nas regiões mais distais ocorrem siltitos, folhelhos, diamictitos e margas da Fm. Itajaí-Açu. Arenitos da Fm. Juréia e conglomerados da Fm. Santos ocorrem nas áreas proximais.
- Sequência E10: composto por Rochas do Grupo Itamambuca, que se subdivide em Formação Ponta Aguda (arenitos avermelhados) e Formação Marambaia (siltitos, folhelhos, diamictitos e margas). A Fm. Marambaia, entretanto, é cortada por cânions.
- Sequência E20: as rochas dessa sequência são compostas por arenitos avermelhados da Fm. Ponta Aguda, siltitos, folhelhos, diamictitos e margas da Fm. Marambaia, sendo que esta também é costada por cânions expressivos.
- Sequência E30-E40: composto por arenitos da Fm. Ponta Aguda, siltitos, folhelhos e diamictitos da Fm. Marambaia, sendo intercalados por arenitos de escorregamentos do Membro Maresias. Também ocorrem corpos vulcânicos intrusivos sob a forma de soleiras de diabásio.
- Sequência E50: composto por arenitos da Fm. Ponta Aguda, siltitos, folhelhos e diamictitos da Fm. Marambaia, sendo intercalados por arenitos de escorregamentos do Membro Maresias.
- Sequência E60: composta por arenitos provenientes de fluxos turbidíticos densos (Membro Maresias). Mas regiões distais ocorrem folhelhos e diamictitos da Fm. Marambaia e arenitos continentais da Fm. Ponta Aguda.
- Sequência E70: As rochas desta sequência são compostas por arenitos de fluxos turbidíticos densos do Membro Maresias. Na plataforma distal talude e bacia ocorrem siltitos, folhelhos, diamictitos e margas (Fm. Marambaia). Também ocorrem calcarenitos e calcirruditos da Formação Iguape, próximas a quebra da plataforma. Nas regiões proximais ocorrem arenitos costeiros da Fm. Ponta Aguda.

- Sequência E80: Nesta sequência ocorrem espessos corpos de diamictitos, nas regiões de talude e bacia. Também ocorrem arenitos do Membro Maresias, folhelhos, siltitos, diamictitos e margas da Fm. Marambaias. Nas porções proximais ocorrem os arenitos plataformais da Fm. Ponta Aguda.
- Sequência N10-N30: composto por arenitos (Membro Maresias), siltitos, olhelhos, diamictitos e margas (Fm. Marambaia). Regiões proximais compostas por arenitos plataformais da Fm. Ponta Aguda. Próximos à quebra da plataforma ocorrem calcarenitos e calcirruditos de bancos algáicos do Membro Iguape.
- Sequência N40: composto por sedimentos avermelhados de origem aluvial e costeira (Fm. Ponta Aguda), calcarenitos, calcirruditos, bioclásticos intercalados com argilitos cinza-esverdeados, siltitos e margas. A Fm. Marambaia é composta por folhelhos cinzentos e marga cinza-clara. Essa formação abriga grande quantidade de fluxos de detritos (brechas de folhelhos e diamictitos).
- Sequência N50-N60: composta pela presença de arenitos cinza-esbranquiçados de granulometria grossa e fina, coquinas de moluscos, briozóários e foraminíferos (Formação Sepetiba). No talude predominam sedimentos lamosos cortados por cânios preenchidos por sedimentos lamosos ou arenosos. Na região da bacia são predominantes as lamas e diamictitos de águas profundas (Fm. Marambaia) e arenitos turbidíticos da Fm. Maresias.

PONTE & ASMUS (1978) apontam na Bacia de Santos a presença de uma cunha de sedimentos continentais (conglomerados areno-argilosos) do Albiano ao Oligoceno. Esses sedimentos podem ser indicativos da persistência de um alto no embasamento adjacente à bacia (**Figura II.5.1.2.11**).

A Carta Estratigráfica formal para a Bacia de Santos, conforme previamente explicada, encontra-se no **ANEXO B**.

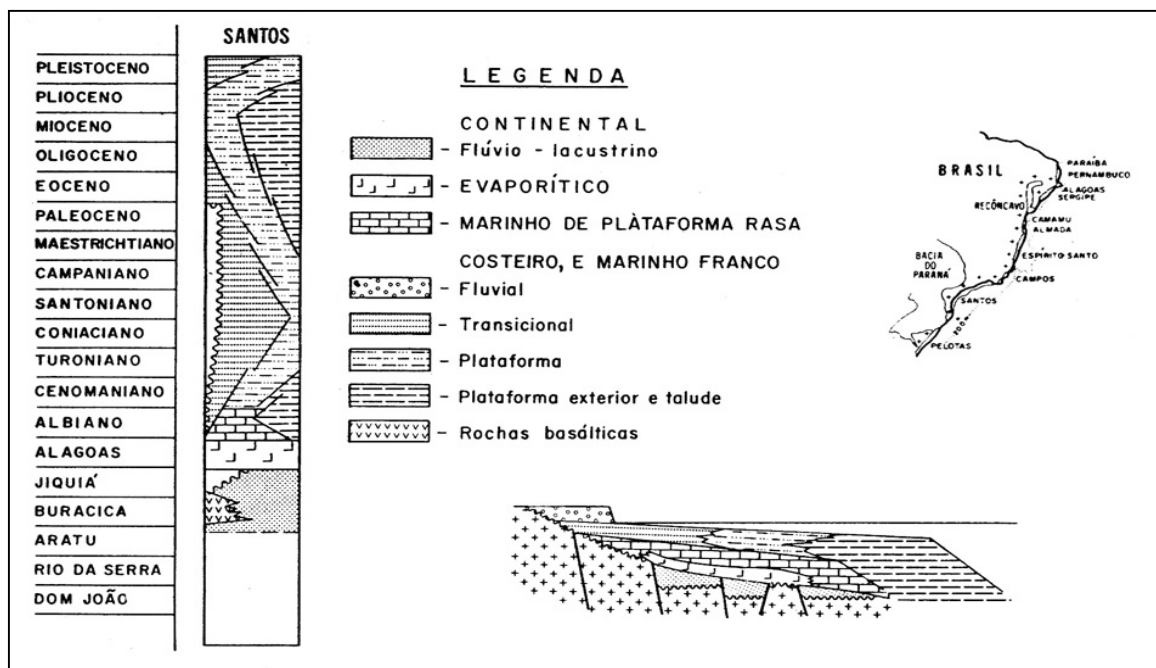


FIGURA II.5.1.2.11 – Quadro sumário dos ambientes deposicionais da Bacia de Santos. A presença de uma cunha de sedimentos continentais é indicativo de um alto no embasamento adjacente à bacia.

Fonte: Modificado de PONTE & ASMUS (1978).

B) Sistemas Petrolíferos

Com base na interpretação sísmica de 11 horizontes do arcabouço geológico da Bacia de Santos, bem como da análise estratigráfica de 145 poços e da integração de informações geofísicas, geoquímicas e geológicas, CHANG *et al.*, (2008) realizou uma análise dos principais modelos de acumulação dos pós rifte e rifte para esta bacia. A seguir segue a interpretação dos autores sobre os modelos de geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos.

- **Rochas Geradoras:** Na Bacia de Santos é possível identificar dois sistemas de rochas geradoras, sendo elas a porção superior da Formação Guaratiba e a porção inferior da Formação Itajaí-Açu. A análise de biomarcadores de 15 amostras da Bacia de Santos indica que é provável que os hidrocarbonetos tenham fonte lacustre salina com contribuição siliciclástica marinha (CHANG *et al.*, 2008).; As rochas geradas da Formação Guaratiba foram depositadas em ambientes lacustres salinos durante o Aptiano, ao final da fase rifte. Isso se deu quando o sistema de lagos passou a receber influência de águas salinas provenientes de sul, salinizado por conta do clima árido do Cretáceo Inferior.

A rocha geradora Itajaí-Açu apresenta a maior quantidade de informações geoquímicas, pois esta camada foi perfurada pela maioria dos poços na bacia. Entretanto esta camada se encontra em estágios iniciais de maturidade térmica, podendo apresentar condições de expulsão de hidrocarbonetos associados à diápiros salinos. A formação dessas rochas está associada a um ambiente marinho anóxico durante o Cenomaniano/Meso-Turaniano, o que é correlacionável com o segundo evento anóxico do Cretáceo.

- **Rochas Reservatórios:** Segundo CHANG *et al.*, (2008), existem vários tipos de rochas reservatório na Bacia de Santos. Entre eles, podem-se citar os carbonatos de água rasa da Formação Guarujá e os arenitos turbidíticos eocênicos da Formação Marambaia. Na porção pós-rifte, os carbonatos oolíticos da Formação Guarujá são considerados os reservatórios mais importantes, por conta do maior volume de óleo descoberto nessas rochas. O membro Ilhabela da Formação Itajaí-Açu é composto por arenitos turbidíticos com idades de neo-turoniana a eo-santoniana. Esse reservatório também é considerado um importante alvo exploratório (CHANG *et al.*, 2008):

Rochas carbonáticas da Formação Guarujá – Os carbonatos da Formação Guarujá, depositados em ambiente de águas rasa, são considerados importantes na porção sul da bacia. Esta formação é responsável pelas acumulações de Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Cavalo-Marinho. Segundo CARVALHO *et al.* (1990) *apud* CHANG *et al.* (2008), a porosidade dos reservatórios variam de 12% a 14% com permeabilidades de até 1.400 mD.

Os Arenitos do Membro Ilhabela possuem espessura porosa superior a 100 m, possuindo até 10 zonas porosas. De acordo com CHANG *et al.*, (2008), tal espessura foi calculada com base na ocorrência e predominância de zonas com porosidades de mais de 12%. Ao contrário da Formação Guarujá, este reservatório se encontra mais concentrado no eixo central da Bacia de Santos.

Dentre os Arenitos do Cretáceo Superior e Eoceno podem se destacar os arenitos da Formação Santos/Juréia, bem como arenitos turbidífticos do campaniano-maastrichtiano e eoceno, ocorrendo na porção central e norte da Bacia de Santos.

- **Trapas e selos:** As rochas seladoras da Formação Guarujá são calcilutitos intercalados a calcarenitos porosos na porção inferior e pelitos da Formação Itanhaém na porção superior. Para os reservatórios siliciclásticos o sistema de trapas é constituído por pelitos intercalados a arenitos da Formação Itajaí-Açu, Formação Santos/Juréia e Formação Marambaia. Já no caso dos reservatórios de seção rifte, os evaporitos (Formação Ariri), bem como a intercalação de sedimentos pelíticos, atuam como sistema de trapeamento (CHANG *et al.*, 2008).

Dessa forma, a Bacia de Santos tem um conjunto de trapas estruturais e mistas. Pode-se dizer que grande parte das armadilhas de hidrocarbonetos esteja associada a domos ou diápiros de sal (**Figura II.5.1.2.12**). Entende-se que mesmo que ocorram feições estratigráficas que possam atuar no aprisionamento de hidrocarbonetos, estes se encontram deformadas pela halocinese, tornando-as trapas mistas. Entretanto, as trapas estratigráficas podem ser importantes para os reservatórios mais recentes, como no Terciário e no Maastrichtiano (CHANG *et al.*, 2008).

As trapas associadas à intensa atividade de halocinese devem ser levadas em consideração para regiões de águas profundas, que criam cunhos de corpos arenosos contra as paredes dos domos e diápiros salinos. As trapas que estariam relacionadas a altos estruturais nos reservatórios da seção são importantes para os reservatórios de águas ultra-profundas na bacia, como o caso do Campo de Lula (CHANG *et al.*, 2008).

Dessa forma, entende-se que a tectônica salífera pode variar de muito extensiva, em regiões de plataforma, para muito compressiva, em áreas de limite crustal. Nessas regiões de limite crustal, domos, falhas de empurrão e diápiros salinos podem ser reconhecidos (MOHRIAK, *et al.*, 2012).

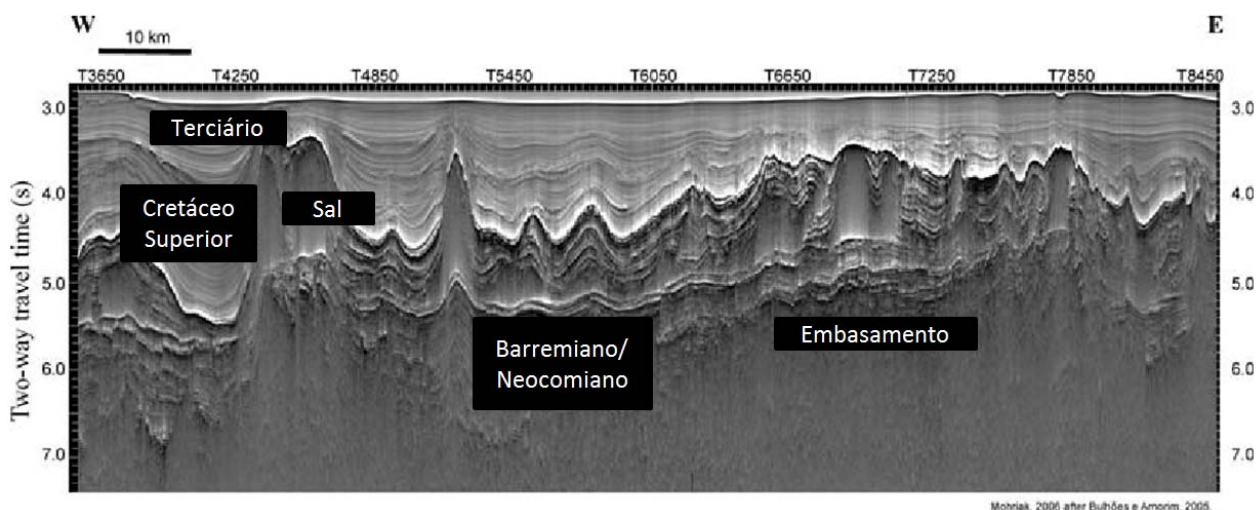


FIGURA II.5.1.2.12 – Seção sísmica da Bacia de Santos evidenciando a presença de domos salinos.

Fonte: MOHRIAK (2006) *apud* MOHRIAK *et. al.* (2012).

Migração e acumulação de hidrocarbonetos – As migrações de hidrocarbonetos estão ligadas, na Bacia de Santos, à dinâmica na sequência de evaporitos que atua condicionando os fluxos de hidrocarbonetos na seção rifte. Os hidrocarbonetos migrariam até o contato basal da sequência do pré-aptiano, utilizando-a como camada carreadora (carrier-bed) (CHANG *et al.*, 2008).

A partir dessa migração pela base do sal, se formou uma rede de drenagem até regiões que possibilitem a passagem dos hidrocarbonetos pela camada de evaporitos, permitindo que estes atingissem as camadas pós-evaporíticas. Para os hidrocarbonetos originados na formação Itajaí-Açu, estes tiveram a sua migração através de falhas de transferência ou falhas lístricas originadas pela halocinese (CHANG *et al.*, 2008).

Dessa forma, a figura abaixo (**Figura II.5.1.2.13**) mostra uma seção sísmica interpretada da porção norte da Bacia de Santos. Os horizontes correspondentes a interpretação sísmica se destacam na carta estratigráfica da Bacia de Santos apresentada e adaptada por CHANG *et al.* (2008) (**Figura II.5.1.2.14**).

A **Figura II.5.1.2.15** apresenta o modelo de acumulação de hidrocarbonetos proposto por CHANG, *et al.* (2008) para a Bacia de Santos, conforme previamente descrito. O modelo apresentado na seção esquemática “a” corresponde ao modelo de acumulação da seção Rifte, já o modelo “b” corresponde ao modelo da Formação Guarujá. Os modelos “c” e “d” estão relacionados às acumulações do Membro Ilhabela e Senoniano, respectivamente. Finalmente, o modelo “e” corresponde à acumulação da Formação Marambaia.

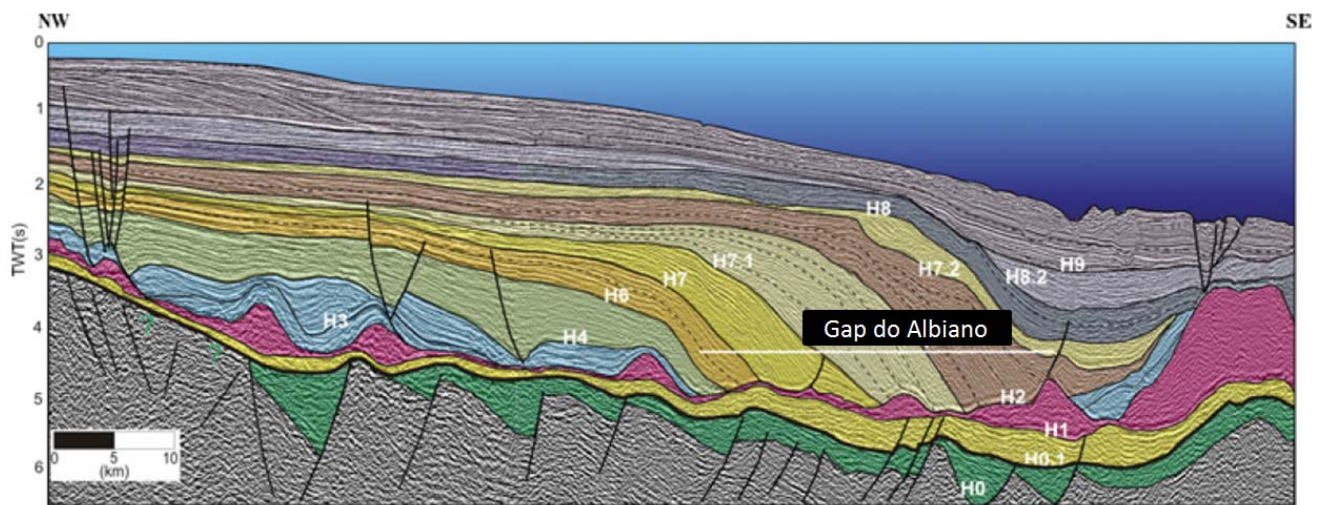


FIGURA II.5.1.2.13 – Seção sísmica interpretada para a Bacia de Santos, com os horizontes destacados relacionados a Carta Estratigráfica da Bacia.

Fonte: CHANG *et al.* (2008).

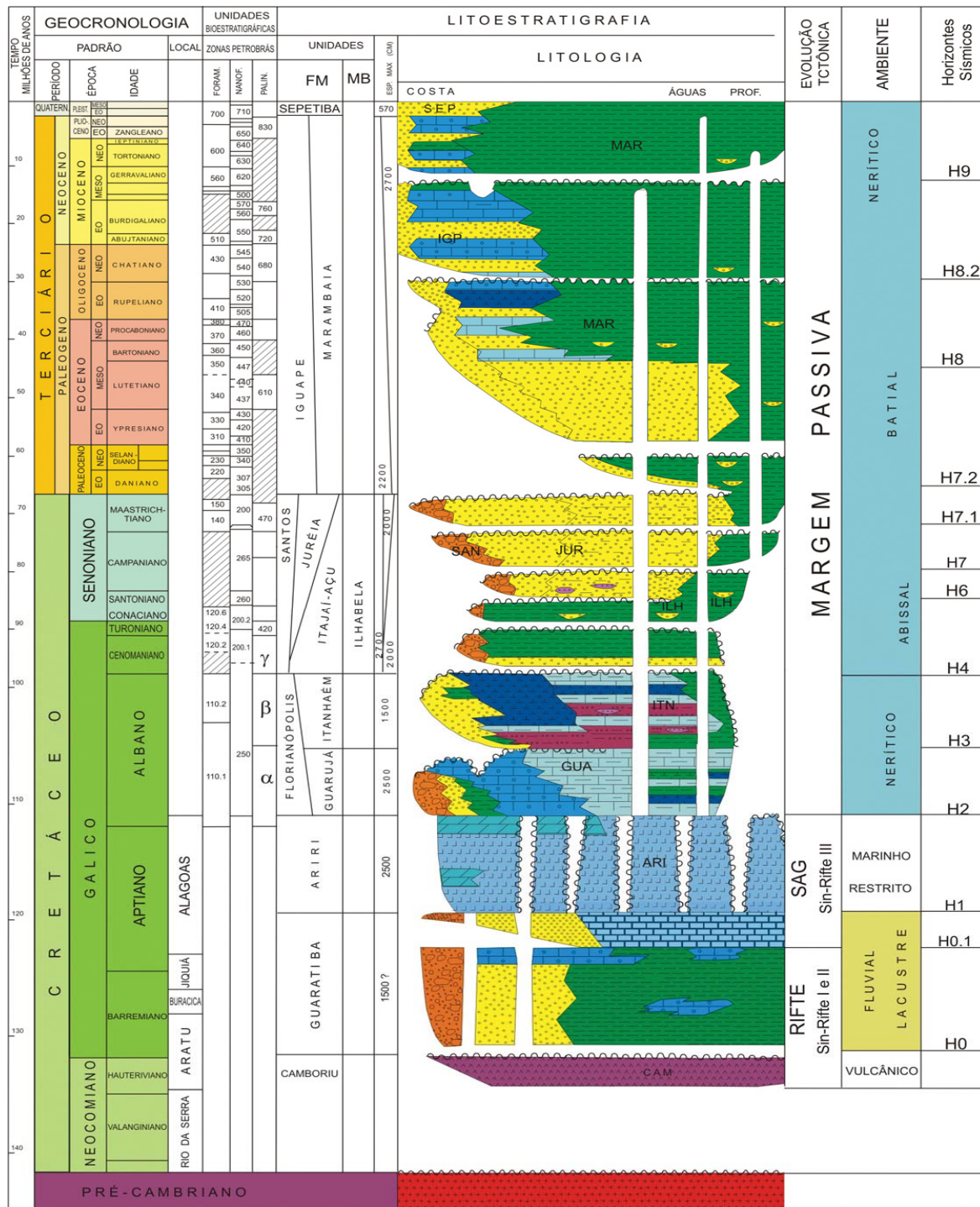


FIGURA II.5.1.2.14 – Carta estratigráfica da Bacia de Santos, indicando as principais estruturas cronoestratigráficas e sequências deposicionais.

Fonte: CHANG *et al.* (2008) modificado de MOREIRA *et al.* (2007).

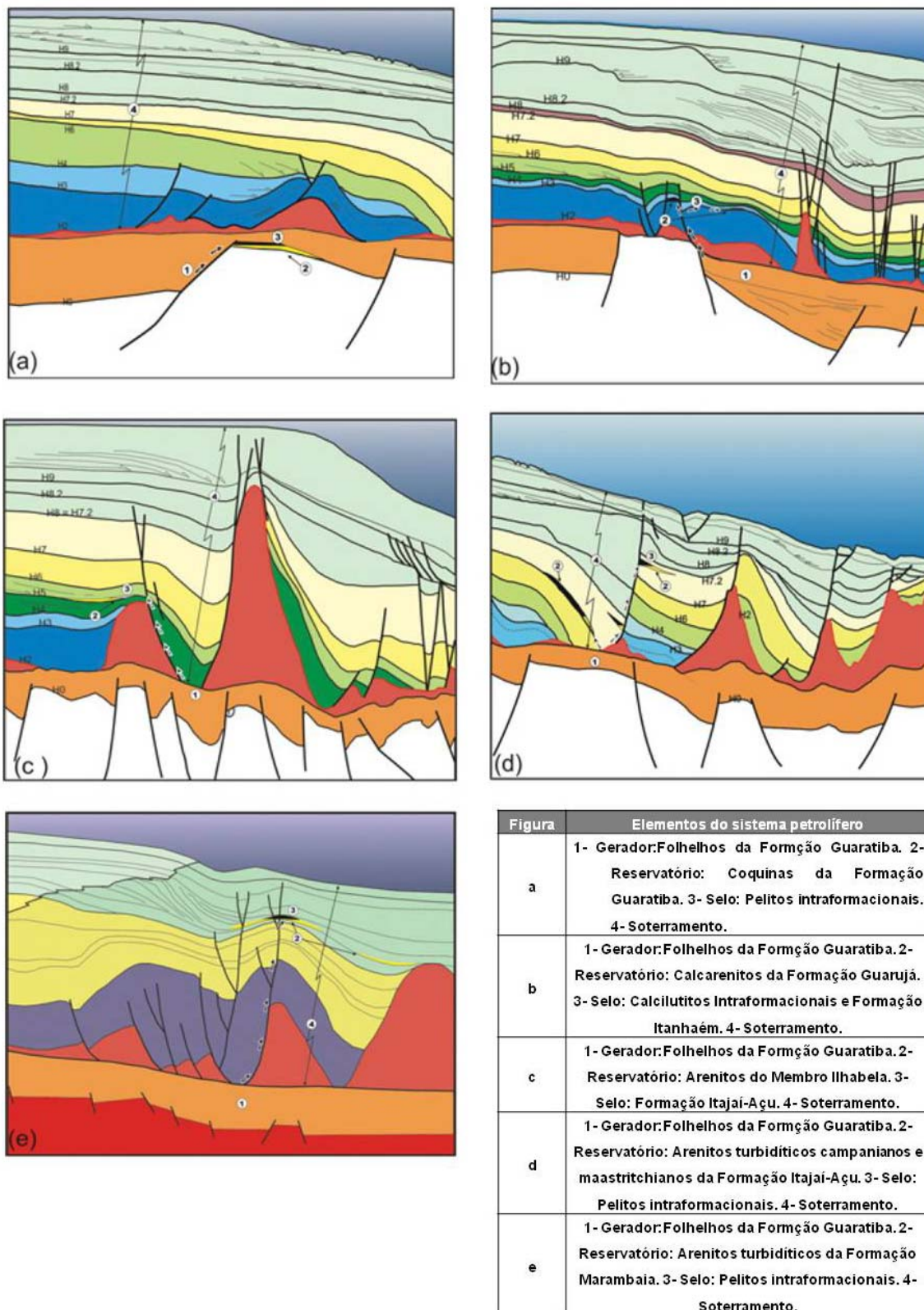


FIGURA II.5.1.2.15 – Modelos de acumulação de hidrocarbonetos para a Bacia de Santos.

Fonte: CHANG, *et al.* (2008).

II.5.1.2.2.5 Fisiografia

A costa brasileira pode ser dividida em três grandes setores geográficos, sendo eles: Norte ou Equatorial, indo do cabo Orange à cadeia de Fernando de Noronha; Nordeste-Leste – entre Fernando de Noronha e a cadeia Vitória-Trindade; e Sudeste-Sul – da cadeia Vitória-Trindade ao extremo sul brasileiro (PALMA, 1984). Neste último setor é o que se encontra a Bacia de Santos. As grandes feições geomorfológicas observadas na margem continental sudeste brasileira se encontram representadas na **Figura II.5.1.2.16**, e as principais serão detalhadas em seguida.

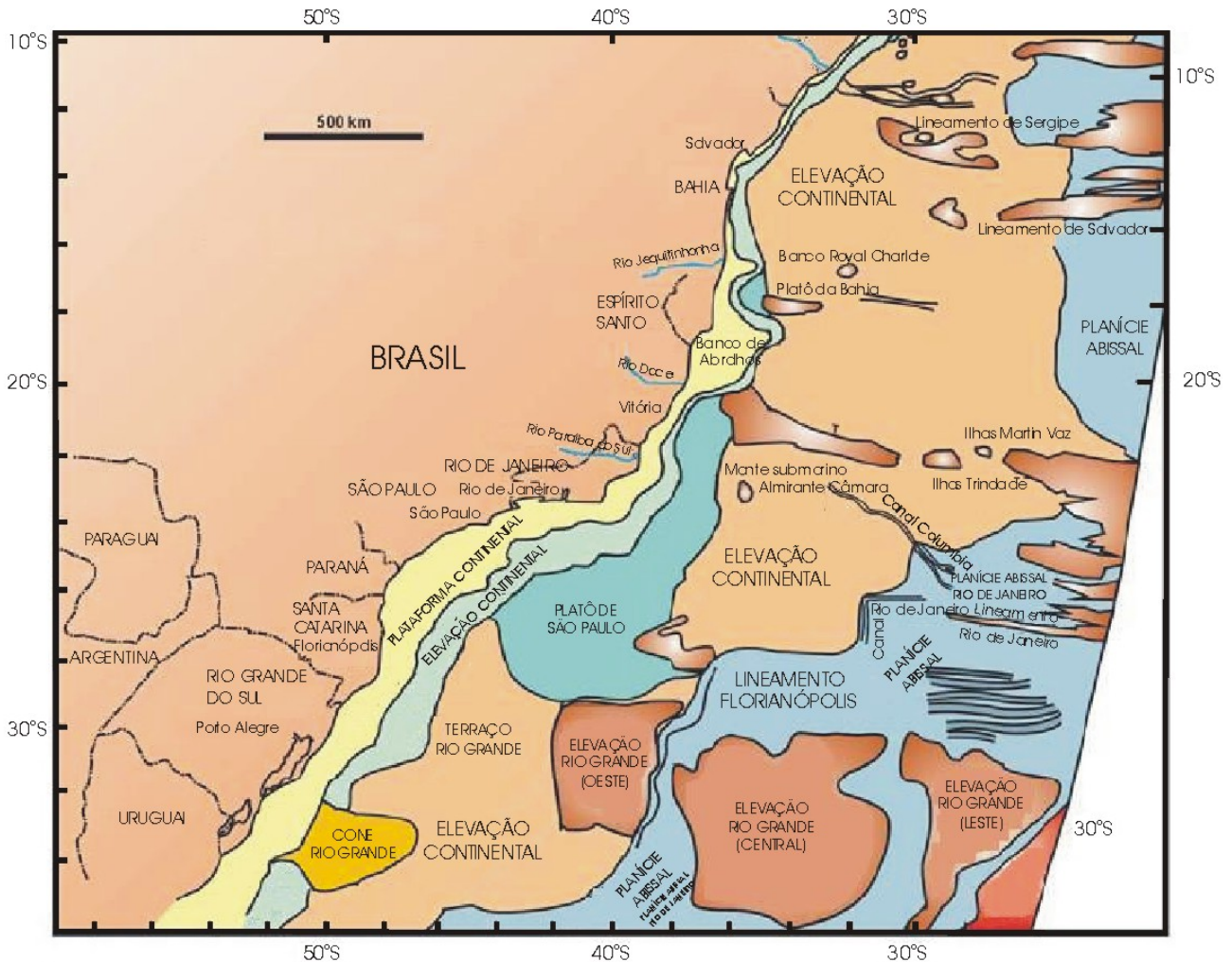


FIGURA II.5.1.2.16 – Principais estruturas geomorfológicas da margem continental sudeste brasileira, sobre os principais domínios fisiográficos: Margem Continental; Fundo da Bacia Oceânica e Cordilheira Mesoatlântica.

Fonte: Modificado de PALMA (1984).

As principais feições geomorfológicas da Bacia de Santos, descritas abaixo, encontram-se representadas no Mapa Fisiográfico apresentado no **ANEXO C**.

- Margem Continental

É representada pela transição entre a parte emersa do continente e o fundo abissal, incluindo três províncias bem desenvolvidas: plataforma continental, talude e sopé, que são recobertos basicamente por sedimentos terrígenos. Segundo PENHA (1994), as margens continentais podem ser divididas em dois tipos: Margem Continental Ativa e Margem Continental Passiva. A segunda é marcada por uma junção mais firme da placa continental e oceânica, limitando a atividade tectônica. Os sismos em margens passivas estão mais associados a fenômenos locais de fraturamento ou acomodação de sedimentos. A fisiografia da margem continental do setor Sudeste-Sul, que apresenta plataforma continental, talude e sopé bem desenvolvidos em toda sua extensão, caracteriza esta margem como do tipo passiva ou do tipo Atlântico.

- Plataforma Continental

A plataforma continental constitui uma planície de largura variável, de declividade suave, que se estende da face de praia até o limite com o talude continental, marcado por uma linha de brusco aumento de declividade. Ela pode ser dividida em quatro zonas: interna, média, externa e quebra de plataforma (WRIGHT, 1995).

As plataformas de margem passiva (do tipo Atlântica) possuem subsidência térmica ou através de fraturas em direção ao continente (SWIFTÞE,1991). A subsidência térmica ou termal é o rebaixamento do depocentro de uma bacia causado pelo resfriamento da crosta e conseqüente aumento da densidade das rochas que compõe o embasamento. Esse processo aumenta o espaço disponível para a acumulação de sedimentos (ROYDEN, 1986). No setor Sudeste-Sul do Brasil, onde se encontra a Bacia de Santos, a largura da plataforma pode atingir 200 km, e a quebra da plataforma ocorre a uma profundidade que varia entre 100 e 180 m. Neste setor a deposição contínua de sedimentos provindos do continente e a subsidência associada originaram uma espessa seqüência de sedimentos progradantes na plataforma externa e talude adjacente. Este processo resultou em uma plataforma larga com a borda relativamente profunda com suave transição para o talude continental.

Outro fator importante na configuração da plataforma continental foram às variações no nível relativo do mar, ocorridos na história geológica (ROCHA-CAMPOS & SANTOS, 2000). Segundo estes autores, as mudanças no nível do mar foram causadas por variações na incidência da radiação solar, mudanças na composição química da atmosfera e alterações na paleogeografia (como a posição e o tamanho das bacias oceânicas). Durante o máximo regressivo, há 18.000 anos, o nível do mar caiu de mais de 100 m em relação ao atual (PONÇANO, 1976 *apud* MAHIQUES *et al.*, 1989) e grande parte da área que hoje constitui a plataforma continental estava emersa, recebendo sedimentos de ambientes de planície costeira. Bancos de areia transversais têm sido interpretados como produtos do recuo da costa, combinado com a ação das correntes oceânicas durante a transgressão holocênica (KOWSMANN & COSTA, 1979).

- Talude Continental

O talude continental constitui uma encosta, em geral estreita, que se inclina na borda da plataforma até profundidades variáveis entre 1.600 e 3.600 m na região leste e entre 2.000 e 3.200 m na região sul do Brasil. O relevo do talude caracteriza-se por uma inclinação acentuada na porção superior (4° a 12°), que se atenua na parte inferior (1,5° a 2°). Entretanto as inclinações do talude variam, regionalmente, em função das diferenças no regime de sedimentação e por feições estruturais específicas.

No setor Sudeste-Sul, ZEMBRUSCKI (1979) classifica o talude como típico de área de progradação, com perfil convexo e camadas sub-horizontais, planas e concordantes com a superfície da plataforma. Também classificou como possuindo mergulho suave, também concordante com o talude pouco inclinado, o que torna os limites com a plataforma e o sopé relativamente suaves. No setor que vai de Cabo Frio à São Sebastião, a Plataforma é bastante profunda (com quebra entre 180-200 m) e as curvas batimétricas acompanham de modo geral a configuração do litoral (NE-SW). O talude continental é o menos íngreme (aproximadamente 1°) e o mais extenso, atingindo 160 km de largura e profundidade da ordem de 2.200 m.

- Platôs e Terraços Marginais

Os declives relativamente acentuados do talude continental apresentam, em alguns trechos, níveis menos inclinados e até sub-horizontais que formam os platôs marginais ou, quando de menor extensão, os terraços marginais. No setor Sudeste-Sul, o Platô de São Paulo se estende por cerca de 1.000 km desde o sul da cadeia Vitória-Trindade até a dorsal de São Paulo, com largura que cresce no mesmo sentido, de 125 até 550 km. Seu limite superior com o talude continental se situa a profundidades em torno de 1.600 a 2.900 m e sua borda externa está entre cerca de 3.000 e 3.300 m abaixo do nível do mar (ZEMBRUSCKI, 1979).

A estruturação do platô de São Paulo é grandemente controlada por deformações halocinéticas de uma extensa sequência evaporítica do Cretáceo Inferior. O limite externo desta área de diapirismo coincide com o limite inferior da porção do platô, situada a norte da latitude de Santos. Ao sul desta latitude, o limite externo da área de halocinese forma uma escarpa que individualiza duas superfícies situadas a níveis topográficos distintos. Além disso, onde ascendem até posições bem rasas, os domos salinos originam relevo fortemente ondulado ou formam pequenos terraços com bordas relativamente escarpadas (ZEMBRUSCKI, 1979).

- Elevação Continental

A elevação continental, ou sopé, província fisiográfica mais extensa da margem continental brasileira, é constituída pela superfície de uma cunha de sedimentos que se inclina desde a base do talude continental até profundidades abissais. Esta cunha resulta, predominantemente, da deposição de material terrígeno e da plataforma, transportados por fluxos gravitacionais de massa (desmoronamentos, deslizamentos e correntes de turbidez) que se iniciam de preferência no talude continental (ZEMBRUSCKI, 1979).

Seu limite com o talude é, em geral, bem definido por uma nítida diminuição de gradiente de inclinação, e a passagem para o fundo da bacia oceânica é marcada por outro decréscimo da inclinação para gradientes regionais menores que 1:1.000 característicos do fundo abissal (ZEMBRUSCKI, 1979).

No setor Sudeste-Sul, o sopé continental é dividido em duas porções por uma área de relevo complexo, constituído pela larga porção sul do Platô de São Paulo, pelos montes submarinos de Jean Charcot e pela porção oeste da elevação do Rio Grande (ZEMBRUSCKI, 1979).

- Dorsal Mesoceânica, Elevações Oceânicas, Colinas e Montes Submarinos

O relevo modelado por processos sedimentares, que domina nas províncias da margem continental e nas planícies abissais, é interrompido em algumas áreas por altos topográficos de origem ígnea.

A dorsal de São Paulo (KUMAR *et al.*, 1977 apud PALMA, 1984), um importante alto do embasamento do Setor Sul, alonga-se no sentido leste-oeste, com expressão topográfica apenas no seu flanco sul. Nesta região uma estreita crista forma uma escarpa abrupta de cerca de 2.000 m de desnível. O restante da dorsal é soterrado pelos sedimentos do sopé continental.

II.5.1.2.2.6 Faciologia

Segundo KOWSMANN & COSTA (1979), a Bacia de Santos se encontra no macro-compartimento sedimentar denominado Margem Continental Sul. No trecho entre Cabo Frio e o Arroio Chuí, a sedimentação terrígena está representada por fácies bastante homogêneas e quase contínuas, de acordo com esses mesmos autores.

Na plataforma interna surgem areias ligeiramente mais ricas em quartzo do que as do trecho ao norte de Cabo Frio, mas ainda classificadas como subarcoseanas e subquartzíticas (FRANCISCONI *et al.*, 1974 *apud* KOWSMANN & COSTA 1979 e ROCHA *et al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). A boa seleção e melhor arredondamento dessas areias, que caracterizam esses sedimentos como de alta maturidade textural, levam a conjecturar passagem por ambiente de retrabalhamento acentuado durante o último ciclo sedimentar. Esse padrão arenoso da plataforma interna é apenas modificado ao norte de Florianópolis, onde há a ocorrência de lamas.

Na plataforma média deste mesmo trecho, principalmente a partir de Santos em direção ao sul, é encontrada uma extensa face lamosa com predominância de silte e argila, que, segundo ROCHA *et al.* (1975) *apud* KOWSMANN & COSTA (1979), são depósitos lagunares costeiros. Um pouco ao sul de Santos, as lamas se aproximam do talude continental, enquanto ao norte de Florianópolis avançam até a plataforma interna. Entre Santos e Cabo Frio a ocorrência já não é tão contínua, embora essas lamas ainda mantenham o caráter de unidade faciológica destacada. O teor de lama nos sedimentos aumenta, significativamente, à medida que nos afastamos da costa para zonas mais profundas. Ao longo da isóbata de 70 m, o teor de lama dos sedimentos de fundo já é maior do que 50%. Do mesmo modo, amostras coletadas na plataforma ao longo do estado do Paraná, apesar de escassas, sugerem um aumento gradativo no teor de CaCO_3 à medida que aumenta também a profundidade.

Os sedimentos carbonáticos da Bacia de Santos são mais desenvolvidos na plataforma externa. Entre Cabo Frio e Santos as fácies principais dos sedimentos carbonáticos são areias de recifes de algas, foraminíferos bentônicos e misturas de moluscos com briozoários e com foraminíferos bentônicos. Enquanto para o norte de Santos predominam composições ricas em recifes de algas e briozoários, bem como seus produtos de desagregação, daí para o sul vai ficando diminuta a contribuição desses tipos de carbonatos (KEMPF, 1972 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979, ROCHA *et al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979 e VICALVI & MILLIMAN, 1977 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). Passam então a prevalecer misturas de moluscos com cirripédios, foraminíferos bentônicos e, localmente, planctônicos.

Nota-se, ainda, o aparecimento de fácies esporádicas enriquecidas em braquiópodes. Esta diferenciação representa os efeitos de influência terrígena mais atuante ao sul de Santos, embora deixe de perceber já a partir de Cabo Frio (KEMPF, 1972 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). O mau estado de preservação dos componentes das fácies carbonáticas da plataforma externa de toda a bacia é sinal de uma fase de retrabalhamento em ambiente de alta energia.

Em termos mineralógicos gerais e, em particular, de minerais pesados, a região Sul se caracteriza por contribuições de dois grupos distintos de rochas fontes: o primeiro compreendendo, principalmente, as rochas metamórficas pré-Cambrianas, e o segundo enriquecido em rochas ácidas. Um grupo de rochas fontes é representado pelas Províncias Rio de Janeiro, Sul, Torres e Platina. A Província Rio de Janeiro se desenvolve entre Cabo Frio e a Ilha Grande, sendo seus minerais pesados definidores a silimanita, a cianita e

a augita. A Província Sul abrange a plataforma entre a Ilha Grande e o extremo meridional da área em exame, contendo cianita, estauroлита, andaluzita e augita como minerais definidores.

Entre Cabo Frio e o Cabo de Santa Marta, o argilomineral predominante é a montmorilonita, sendo observadas em determinadas regiões a mistura desta com illita e caulinita, e trechos com predominância de caulinita. (ROCHA *et al.*, 1975 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979) identificam áreas montanhosas costeiras como fontes destes detritos. Na opinião destes mesmos autores, os argilominerais da plataforma indicam um clima tanto mais temperado e menor índice de intemperismo químico, prova da curta permanência em horizontes de solo. Em síntese, a mineralogia ao sul de Cabo Frio representa as ocorrências de rochas metamórficas e magmáticas básicas e ultrabásicas, pré-Cambrianas, e, ainda, de magmáticas básicas e alcalinas, Mesozóicas, nas áreas fontes.

CARANNANTE *et al.* (1988) *apud* COUTINHO (2000), baseados nos estudos das associações carbonáticas dos principais tipos de sedimentos e em parâmetros ambientais, dividiram a plataforma continental em três zonas, sendo que a área de interesse se insere na Zona Temperada (23° a 35° S), composta por sedimentos carbonáticos compostos de fragmentos de moluscos, equinóides, crustáceos e foraminíferos arenáceos. Briozoários, algas coralinas e Halimeda estão praticamente ausentes. Amphistergina não ocorre nos sedimentos deste setor.

A distribuição dos sedimentos superficiais de oceano profundo, no Atlântico Sul, é controlada por vários fatores interdependentes, entre os quais a morfologia da bacia oceânica, sua produtividade biogênica, a circulação oceânica, o aporte de terrígenos e, além destes, a profundidade de compensação da calcita (CCD). A CCD representa a profundidade em que a taxa de deposição da calcita, geralmente sob a forma de carapaças de foraminíferos planctônicos e coccolitoforídeos, se iguala à taxa de dissolução do mineral, ou seja, a profundidade abaixo da qual não existe mais CaCO₃ nos sedimentos (BRAM-LETTE, 1961 *apud* KOWSMANN & COSTA, 1979). Para o Atlântico Sul esta profundidade varia, segundo ELLIS & MOORE (1973) *apud* KOWSMANN & COSTA (1979), de bacia para bacia, de acordo com a menor ou maior influência direta da Corrente de Fundo Antártica.

Ao largo do Brasil e em todo o Atlântico Equatorial predominam as caulinitas. As cloritas, indicadoras de áreas fontes temperadas e menos intemperizadas, são abundantes nos sedimentos ao sul de 45° S, mas no Atlântico Sul-Occidental persistem expressivamente até 30° S, acompanhando a penetração, para norte, da Corrente de Fundo Antártica.

Com respeito às áreas carentes de informações sedimentológicas diretas, foi realizada uma avaliação dos vários tipos de eco obtidos a partir de dados batimétricos e perfiz acústicos contínuos (de 3,5 kHz), o que permitiu inferir o panorama da sedimentação (KOWSMANN & COSTA, 1979). Turbiditos normalmente intercalados com sedimentos hemipelágicos foram inferidos por ecos prolongados, difusos e sem refletores de subfundo, ecos estes característicos de sedimentos mais grosseiros (silte a areia).

Os mesmos tipos de ecos sugerem sedimentos relativamente grosseiros identificados no eixo do Canal de Vema e em um canal que acompanha a base externa do Platô de São Paulo. Estes sedimentos não se compõem de turbiditos, mas sim de depósitos residuais, consequentes à ação erosiva pré-Holocênica da Corrente de Fundo Antártica.

O programa REVIZEE (Programa de Avaliação do Potencial Sustentável dos Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva) teve como um dos objetivos específicos o mapeamento das fácies sedimentares superficiais da porção Sudeste e Sul da margem continental brasileira (FIGUEIREDO JR. & TESSLER, 2004). Os resultados desse mapeamento (**Figuras II.5.1.2.17 e II.5.1.2.18**) indicaram que as lamas ocorrem predominantemente ao sul da região de Cabo Frio (RJ), a partir da isóbata de 100 m. Pequenas regiões com sedimentos mais grossos (areia média a grossa) ocorrem ao longo do talude. Regiões de plataforma interna e média são caracterizadas por apresentar sedimentos compostos por areias finas e muito finas, sendo que estes são intercalados por bolsões de sedimentos grossos e cascalho na região ao largo da cidade de Rio Grande (RS).

Segundo estes autores, a composição dos sedimentos foi classificada como litoclástico, litobioclástico e bioclástico de acordo com a porcentagem da composição desses sedimentos em uma amostra. Os sedimentos são então alternados de forma gradativa, sendo a sua composição litoclástica predominantemente ao sul do estado de São Paulo e bioclástica ao Norte. Além disso, os sedimentos bioclásticos estão associados às regiões mais profundas enquanto os sedimentos litobioclásticos são relacionados com áreas mais rasas. Ao norte, os sedimentos bioclásticos são representados por rodolitos e ao sul por concheiros (FIGUEIREDO JR. & TESSLER, 2004).

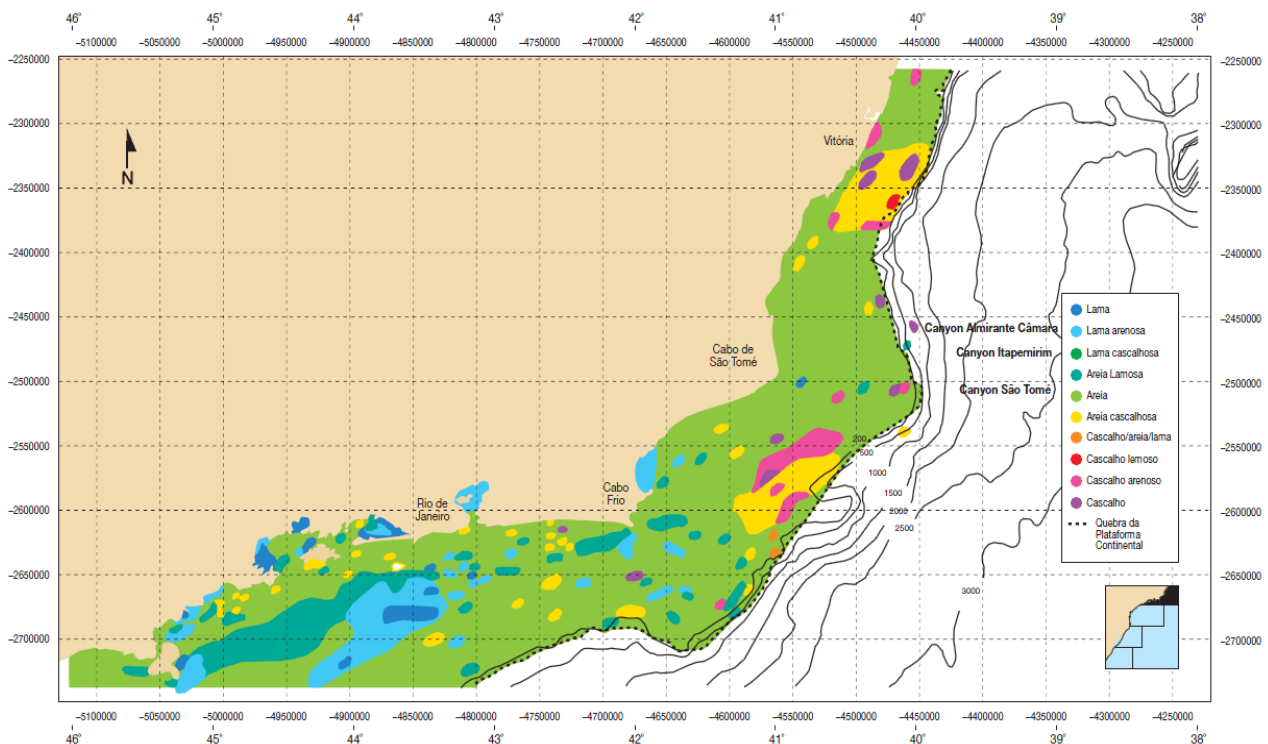


FIGURA II.5.1.2.17 – Fácies sedimentares da Bacia de Campos e porção norte da Bacia de Santos. A batimetria é referente ao talude e sopé continental.

Fonte: FIGUEIREDO JR & TESSLER (2004)

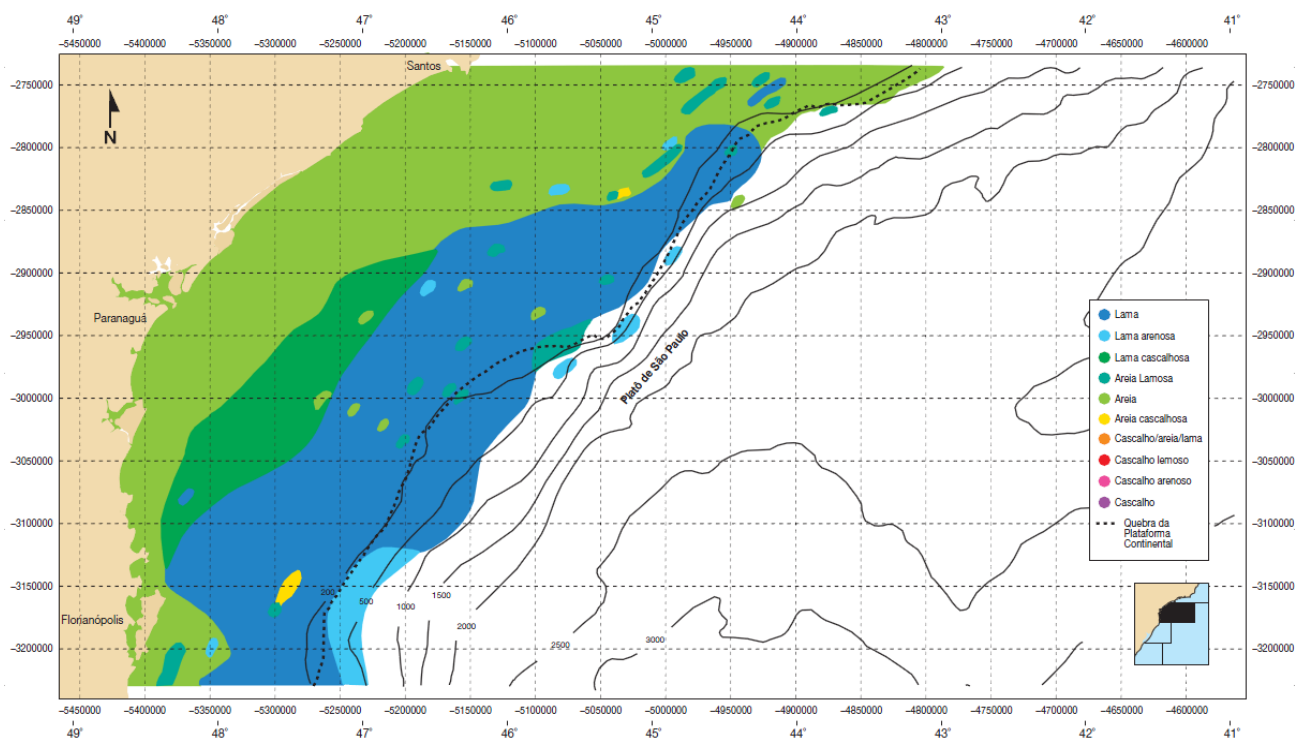


FIGURA II.5.1.2.18 – Figura ilustrativa - Fácies sedimentares da porção sul da Bacia de Santos. A batimetria é referente ao talude e sopé continental.

Fonte: FIGUEIREDO JR & TESSLER (2004).

No que diz respeito ao Mapa Faciológico apresentado no **ANEXO D**, as seguintes feições sedimentares podem ser observadas:

- Fácies sedimentares (plataforma continental): consistem nas principais fácies sedimentares presentes na plataforma continental brasileira, sendo subdivididos em dois grandes grupos definidos por KOWSMAN & COSTA (1979), conforme descritos a seguir:
 - Holocênica a moderna não retrabalhada – Diz respeito aos sedimentos recentes, geralmente localizados nas regiões mais próximas à linha de costa;
 - Retrabalhada desde o Holoceno até o moderno – Diz respeito a sedimentos que sofreram modificações durante e após um período de transgressão marinha (Transgressão Flandreana). Esses sedimentos também podem ser reconhecidos como areias relíctas ou areias retrabalhadas.
- Domínio Terrígeno (plataforma continental): consistem em áreas da plataforma continental com predominância de sedimentos siliciclásticos de origem exclusivamente terrígena. Podem ser divididos em dois grupos definidos por KOWSMAN & COSTA (1979), conforme descritos a seguir:
 - Areia e Lama Fluvial – Sedimentos provenientes da drenagem continental, a partir de rios que desembocam na plataforma continental.
 - Areia de Supridor Indeterminado – Sedimentos terrígenos cuja fonte não pôde ser determinada com exatidão.
- Domínio Carbonático (plataforma continental): consistem em áreas da plataforma continental com predominância de sedimentos carbonáticos de origem biogênica. Os sedimentos deste domínio foram definidos a partir do tipo de organismo de origem e a sua classe granulométrica. Dessa forma, KOWSMAN & COSTA (1979) subdividem da seguinte forma: Areia de foraminíferos bentônicos, Areia e/ou cascalho de moluscos e Areia e/ou cascalho de algas recifais.

- Sedimentação (oceano profundo): a caracterização dos ambientes de sedimentação do oceano profundo foi realizada por KOWSMAN & COSTA (1979) a partir da interpretação de dados batimétricos e perfis acústicos contínuos (fonte na frequência de 3,5 kHz). Cabe ressaltar que, por conta da ausência de medições diretas, os tipos de sedimentos não puderam ser aferidos em todos os casos, por isso a classificação por ambientes de sedimentação. Tais ambientes são divididos em vários grupos definidos por esses autores, conforme descritos a seguir:
 - Hemipelágica – Identificados a partir de horizontes plano-paralelos e classificados como sendo compostos, predominantemente, por sedimentos terrígenos finos hemipelágicos (KOWSMAN & COSTA, 1979).
 - Turbidítica – Identificados por KOWSMAN & COSTA (1979) a partir de ecos prolongados, difusos e sem refletores de subfundo, sendo característicos de sedimentos mais grosseiros, como silte e areia. Este ambiente de sedimentação está localizado ao longo do sopé continental, a jusante de vales submarinos, em cadeias submarinas ou em algumas regiões de talude.
 - Desmoronamento e deslizamento – Identificados a partir de ecos hiperbólicos, concentrados na base de escarpas acentuadas, podendo ocorrer também ao redor de montes submarinos isolados ou flancos de elevações submarinas (KOWSMAN & COSTA, 1979). Ressalta-se que estes ambientes de sedimentação foram inferidos de forma indireta e podem abrigar fácies sedimentares distintas em sua superfície.
 - Mascarada por Afloramentos Rochosos – Nas áreas de topografia acidentada como: cordilheiras meso-oceânicas, talude continental e escarpas submarinas, a ocorrência de ecos hiperbólicos muito pronunciados nos sinais acústicos utilizados no estudo (originados de retornos laterais) impediu que os sedimentos superficiais fossem idealmente classificados (KOWSMAN & COSTA, 1979). Estas áreas foram, então, identificadas como tendo a sua sedimentação “mascarada por afloramentos rochosos”. Ou seja, por conta da provável ocorrência de afloramentos de rochas sedimentares ou vulcânicas, o retorno do sinal acústico foi alterado, dificultando a inferência do tipo exato de sedimentação por parte desses autores.
 - Erosão por Corrente de Fundo – Também identificado a partir de ecos hiperbólicos e outras feições de subfundo que possam apresentar características erosivas, como registros difusos e ecos prolongados (KOWSMAN & COSTA, 1979). Ressalta-se que, assim como desmoronamento e deslizamento, estes ambientes de sedimentação foram inferidos de forma indireta e podem abrigar fácies sedimentares distintas em sua superfície (KOWSMAN & COSTA, 1979).
 - Perturbada por Diapirismo – Feições topográficas identificadas indiretamente, também a partir de ecos hiperbólicos, que são originadas a partir de irregularidades no relevo causadas por diapirismo salino. Esta feição foi identificada apenas no Platô de São Paulo (KOWSMAN & COSTA, 1979).

II.5.1.2.3 Geologia Local

O item de Geologia Local, por ser considerado “confidencial” pela Statoil, está sendo apresentado, em uma via impressa e uma via digital (CD), em envelope lacrado, a parte do EAP.