

II.5.1.4 - Geologia e Geomorfologia

A - Geologia e Geomorfologia do Trecho Marinho

Nesse item, foram caracterizados os principais aspectos geológicos, estratigráficos, estruturais, fisiográficos e geomorfológicos da região da Bacia de Santos onde se insere a Atividade de Produção de Gás e Condensado do Campo de Mexilhão. Primeiramente, faz-se uma descrição no âmbito regional, ou seja, da Bacia de Santos como um todo. A esta, seguem-se as descrições geológico-geomorfológicas do campo de Mexilhão propriamente dito e da região de localização de seu sistema de escoamento, assim como de seu reservatório e da área de pós-praia, no local de passagem do duto de interligação com o continente.

As informações aqui apresentadas foram sintetizadas, principalmente, de dados secundários, baseados na literatura existente, e de estudos realizados pela Petrobras ou outros, na costa sudeste brasileira.

A1 - Localização do Campo de Mexilhão

O Campo de Mexilhão localiza-se na região de talude da Bacia de Santos, em lâmina d'água entre 320 m e 550 m, a cerca de 165 km do município paulista de Caraguatatuba.

A Bacia de Santos, por sua vez, situa-se na porção sudeste da margem continental brasileira, em frente aos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina (Mapa II.5.1.4-1), abrangendo uma área de aproximadamente 352.260 km² (ANP, 2002). Seu limite norte é o Arco de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Campos, e seu limite sul a Plataforma de Florianópolis, onde faz fronteira com a Bacia de Pelotas. Para oeste, a Bacia de Santos é limitada pela Serra do Mar, uma feição fisiográfica que confina a bacia marginal ao domínio oceânico.

Mapa II.5.1.4-1 – Mapa de localização da Bacia de Santos. Modificado de Moreira e Carminatti, 2003. (A3)

Mapa II.5.1.4-1 – Mapa de localização da Bacia de Santos. Modificado de Moreira e Carminatti, 2003. (A3)

A2 - Caracterização Geológica Regional

A origem da Bacia de Santos e, conseqüentemente, a estruturação do seu arcabouço tectônico, remonta ao início dos processos tectônicos que originaram a ruptura do Gondwana. Este evento, ocorrido a mais ou menos 130 milhões de anos atrás, durante os períodos Juro-cretáceo, resultou na separação da América do Sul e da África (ASMUS & PORTO, 1980; PEREIRA *et al.*, 1986). Na Bacia de Santos identificam-se, quatro estágios evolutivos: pré-rift, rift, próto-oceânico e oceânico (Figura II.5.1.4-1).

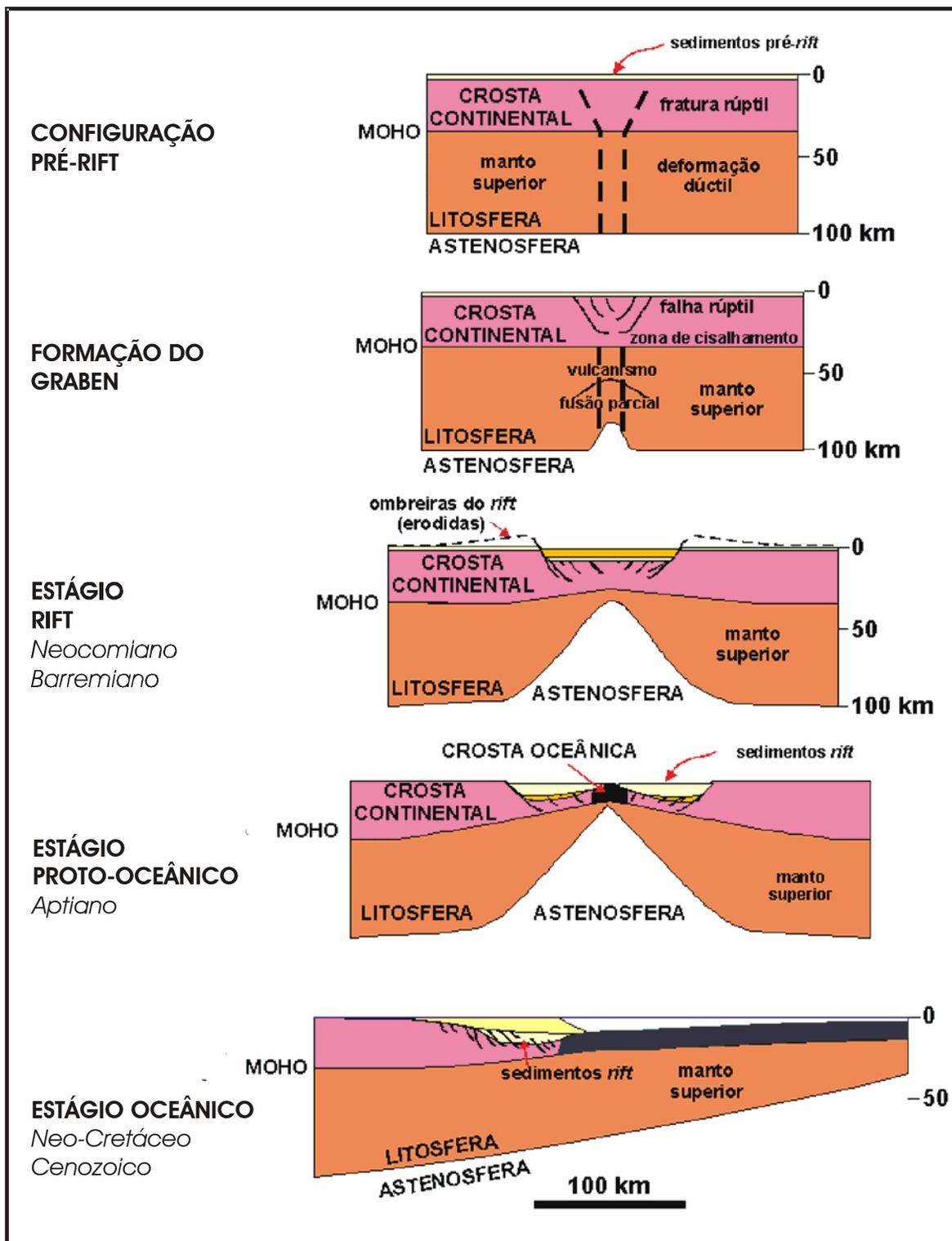


Figura II.5.1.4-1 – Modelo evolutivo das Bacias da Margem Leste Brasileira. Modificado de Fundação Phoenix, 2003.

O estágio pré-rift se caracterizou pela ausência de registros no interior da atual área da Bacia, fato evidenciado pela ausência de seqüências sedimentares continentais e pela ocorrência de rochas vulcânicas eocretácicas.

No estágio rift, a Bacia de Santos estava soerguida e submetida a intenso vulcanismo. As falhas existentes (eocretácicas), sem importância, e a ausência de sedimentos da seqüência Lago, classificam esse estágio como sendo do tipo arco vulcânico (ASMUS & PORTO, *op. cit.*). Foi nesse estágio que se iniciou a formação do Oceano Atlântico, resultante de ruptura da litosfera causada pelo estiramento da crosta (MOHRIAK & MAGALHÃES, 1993).

O estágio proto-oceânico caracterizou-se pelo processo de formação de rifts, que desencadeou o estiramento e afinamento da crosta, resultando na formação de uma margem continental de característica alongada, estreita e abatida. A presença de fraturas transversais nas áreas limites de soerguimento e subsidência, como o lineamento de Florianópolis, ao sul da bacia, propiciaram a formação de estruturas vulcânicas (elementos geológicos de restrição no interior da Bacia) que, associadas às condições climáticas vigentes na época, contribuíram para o aparecimento da bacia evaporítica (ASMUS & PORTO, *op. cit.*).

O estágio atual, estágio oceânico, representa a consolidação do Oceano Atlântico. Na Bacia de Santos esse período iniciou-se durante o Albiano-Cenomaniano (Período Cretáceo), tendo como principal característica uma relativa estabilidade tectônica, onde os movimentos crustais limitaram-se à ocorrência de “movimentos verticais opostos, subsidência da margem e soerguimento da região costeira” (ASMUS & PORTO, *op. cit.*), não promovendo rupturas no substrato. Acredita-se que essa subsidência tenha sido controlada por mecanismos térmicos, halocinese e, possivelmente, por ação tectônica decorrente de movimentação de sal ou aparecimento/ativação de rifts locais por movimentação do embasamento (ASMUS e PORTO, *op. cit.*; MOHRIAK & MAGALHÃES, 1993).

Esta evolução fez com que a coluna estratigráfica das bacias marginais da costa leste fosse dividida em três Megassequências: *continental ou rift* - caracterizada por sedimentos continentais; *transicional* - caracterizada por sedimentos lacustres; e *marinha* - caracterizada por sedimentos de mares restritos e mares abertos.

a) Caracterização da Estratigrafia

A coluna estratigráfica da Bacia de Santos é subdividida da seguinte maneira: uma *fase rift*, sobre rochas vulcânicas do Cretáceo; uma *fase transicional*, com seqüências evaporíticas espessas (Formação Ariri); uma *fase de margem passiva*, caracterizada por carbonatos do Albiano; e uma *seqüência siliciclástica* muito espessa, depositada no Cretáceo Tardio.

Pereira & Feijó (1994), aplicando a estratigrafia de seqüências na Bacia de Santos, reconheceram duas fases distintas de evolução tectônica: a seqüência rift e a seqüência de margem passiva, separadas por um período de transição, conforme pode ser visto na Figura II.5.1.4-2, a seguir.

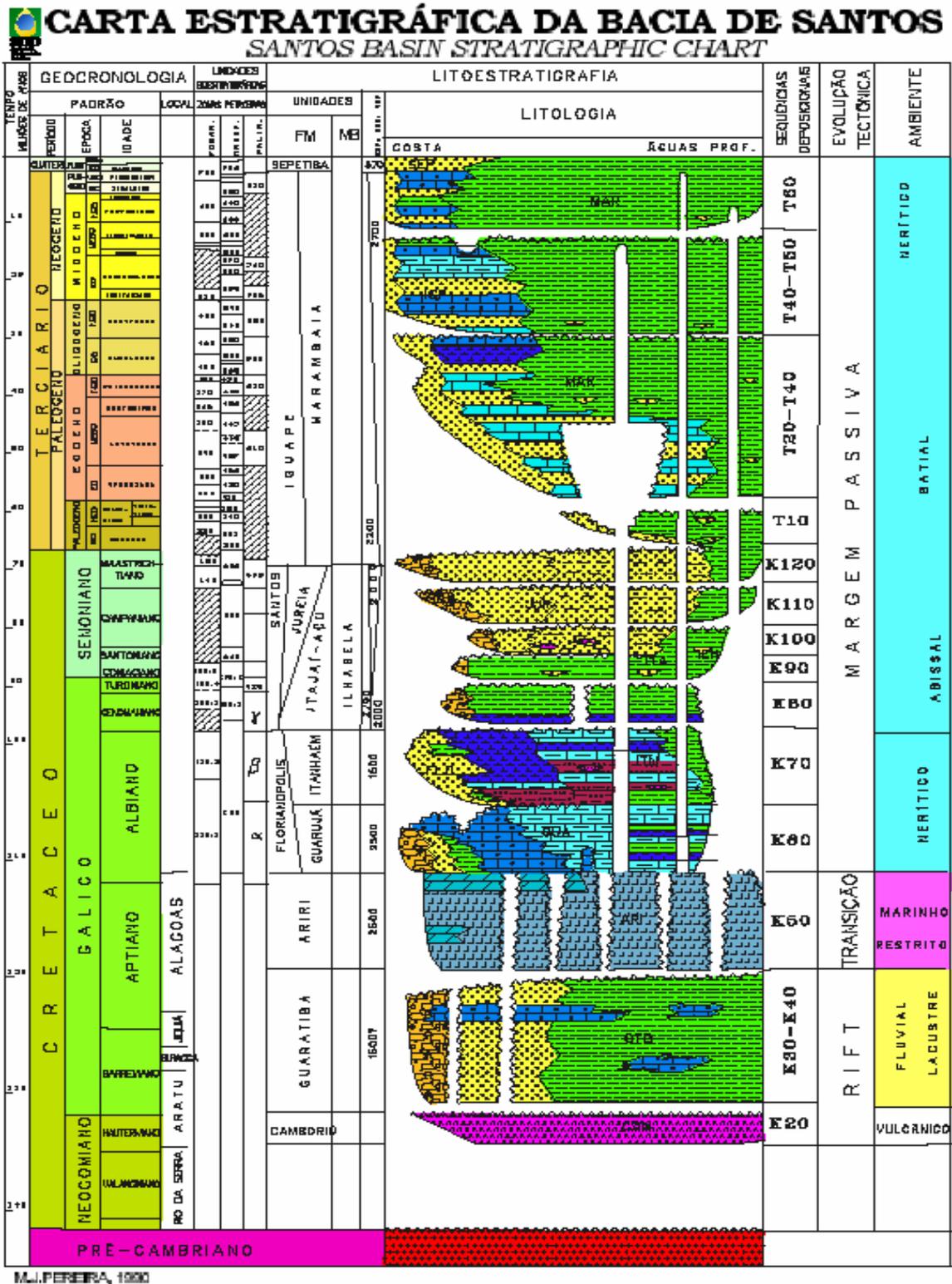


Figura II.5.1.4-2 - Coluna estratigráfica esquemática da Bacia de Santos.
Fonte: Pereira, M.J. (1990).

De acordo com os referidos autores, a primeira seqüência mapeada da *Seqüência Rift*, equivale aos derrames basálticos neocomianos da Formação Camboriú, seguidos pelos leques aluvionais continentais barremianos da Formação Guaratiba. Os evaporitos da Formação Ariri, de idade Alagoas, caracterizam a transição do estágio rift para o marinho. Já a *Seqüência da Margem Passiva* apresenta conspícuas discordâncias, mapeáveis em seções sísmicas, que permitiram o reconhecimento de onze unidades conferindo à Bacia de Santos um importante papel paradigmático na subdivisão estratigráfica das rochas sedimentares cretáceas e terciárias da costa brasileira.

A seguir, da base para o topo, são descritas as litologias que compõem a coluna estratigráfica da Bacia de Santos.

O embasamento cristalino pré-Cambriano da bacia teve sua natureza gnáissica inferida pelos dados disponíveis de poços perfurados, comparáveis a afloramentos no Estado do Rio de Janeiro. De acordo com Pereira & Macedo (1990), o pouco conhecimento do embasamento da Bacia de Santos é devido às altas profundidades em que se encontra.

Na primeira seqüência (seqüência rift) têm-se as Formações Camboriú e Guaratiba: a primeira constituída por derrames basálticos eo-cretácicos e a segunda por derrames clásticos e carbonatos de origem fluvial e lacustre, de ambiente continental.

Sobre essas Formações, tem-se a seqüência evaporítica representada pela Formação Ariri. Recobrimo discordantemente os clásticos da Formação Guaratiba, a Formação Ariri caracteriza-se por espessos pacotes de halita e anidrita brancas, associadas localmente a calcilitos, folhelhos e margas de ambiente marinho restrito.

Acima desta seqüência, inicia-se a implantação dos depósitos francamente marinhos transgressivos, com as Formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém, cujas litologias características são, respectivamente, arenitos avermelhados, calcarenitos oolíticos e pelitos (folhelhos e margas). Tais formações refletem a variação faciológica, do proximal para o distal, em uma bacia costeira de mar aberto subordinada a um regime de transgressão marinha.

Diferentemente das demais bacias brasileiras, essa fase eminentemente transgressiva da Bacia de Santos foi interrompida no Albiano, com a ocorrência

de quatro episódios fortemente regressivos, durante os quais foram depositadas as rochas que compõem as Formações Santos, Juréia e Itajaí-Açú, descritas a seguir. A Formação Santos, mais proximal, constitui-se de conglomerados e arenitos líticos, avermelhados. A Fm. Juréia, numa posição intermediária, apresenta folhelhos, siltitos, arenitos finos e calcilitos. Já a Fm. Itajaí-Açú é formada por folhelhos cinza escuros, característicos de ambiente marinho profundo (talude). Corpos arenosos de origem turbidítica dispersos nesta seção são individualizados sob a denominação de Membro Ilha bela. A deposição dessas Formações foi acompanhada de importante vulcanismo basáltico, datado em 57 a 87 M.a., contemporânea também à fase de maior halocinese da Bacia. Esta seqüência representa o término da seção cretácea da Bacia de Santos, cujo topo é marcado por forte discordância regional.

Sobre essa discordância, uma nova seqüência francamente transgressiva implantou-se na Bacia, sendo esta representada pelos sedimentos das Formações Iguape e Marambaia: a primeira constituída por calcarenitos e calciruditos bioclásticos, típicos de plataforma carbonática, com interdigitações de clásticos nas áreas mais proximais (desde conglomerados até argilitos); e a segunda por folhelhos e margas intercalados a arenitos finos de origem turbidítica.

Recobrando essas rochas terciárias, nas regiões mais proximais da Bacia, estão os sedimentos quaternários da Formação Sepetiba, considera-se que esta formação foi depositada por leques costeiros constituídos por clásticos grosseiros e depósitos de coquinas, que se sobrepõem concordantemente à Fm. Iguape.

A Carta Estratigráfica da Bacia de Santos, conforme redefinida por Pereira (1990) pode ser visualizada na Figura II.5.1.4-2, com seus elementos litoestratigráficos, bioestratigráficos e geocronológicos.

A estratigrafia e o estilo estrutural da Bacia de Santos, da plataforma continental em direção à região oceânica mais profunda, encontra-se ilustrada na Figura II.5.1.4-3 (abaixo).

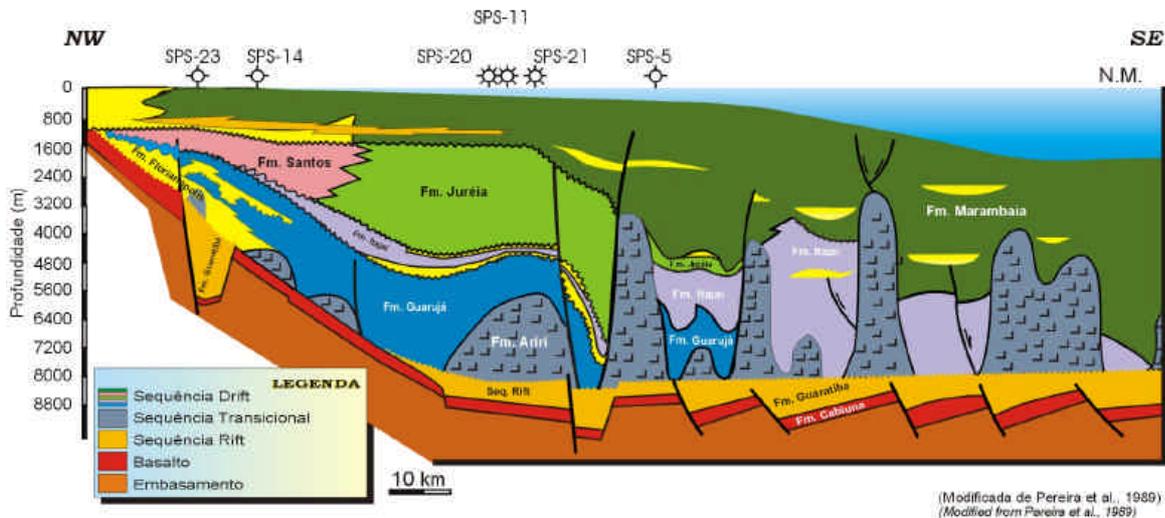


Figura II.5.1.4-3 - Seção geológica esquemática da Bacia de Santos. Fonte: ANP, 2002.

b) Caracterização Estrutural

A Bacia de Santos constitui uma das maiores depressões do embasamento na costa brasileira, abrangendo o litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. As características gerais dos falhamentos da margem continental brasileira são de falhas normais, dispostas, essencialmente, paralelamente à linha de costa. Entretanto as direções dos traços de falhas e as direções estruturais do embasamento pré-Cambriano podem apresentar ou não concordância (Asmus, 1984).

Devido às grandes profundidades em que se encontra, o embasamento da Bacia de Santos é pouco conhecido, sendo um pouco conhecido na parte oeste da Charneira de Santos, através de levantamentos aeromagnéticos.

Segundo Macedo (1987) *apud* Pereira & Macedo (1990), as características estruturais observadas indicam que esse embasamento trata-se do prolongamento para leste das rochas granito-gnaissicas da Faixa Ribeira, se encontrando profundamente recortado por falhas transcorrentes de idade pré-Cambriana e direção NE-SW.

Os planos de falhas mergulham, predominantemente, para leste e seus rejeitos variam de poucos metros até 3 a 5 km (Asmus & Ferrari - Projeto REMAC, vol. 4). Devido ao estiramento da crosta durante a fase de ruptura continental, admite-se que essas falhas diminuem seus ângulos de mergulho à medida que se

aprofundam e se aproximam da zona crustal de comportamento mais dúctil, adquirindo forma geométrica lístrica.

De acordo com Pereira & Macedo (1990), extensões diferenciais da crosta continental durante a *fase rift* favoreceram a implantação de três importantes zonas ou faixas de transferência - do Rio de Janeiro, de Curitiba e de Florianópolis - que se encontram ilustradas no Mapa II.5.1.4-2. A zona de transferência de Curitiba divide, informalmente, a Bacia de Santos em duas porções, denominadas embaiamento Norte e Sul. Essas zonas de transferência representam limites de porções da crosta que sofreram aquecimento diferenciado, antes da separação dos continentes.

O limite oeste da porção cretácica da Bacia situa-se na feição chamada Charneira de Santos (Pereira *et al.*, 1986) que se refere à faixa onde a crosta continental começa, efetivamente, seu afinamento em direção ao mar (zona de flexura crustal). À Leste, o "limite interpretado" da Bacia é posicionado na cota batimétrica de 2.000 m, onde a espessura da cobertura sedimentar é pouco significativa, passando gradativamente ao Platô de São Paulo.

No trecho entre os lineamentos do Rio de Janeiro e de Florianópolis, em região de talude continental, ocorre um depocentro. Estendendo-se na direção NE-SO, esta feição alcança as suas maiores profundidades frente à cidade do Rio de Janeiro, apresentando valores superiores a 10 km.

As feições geológicas mais importantes na área da Bacia de Santos são a Charneira de Santos e o platô de São Paulo. A primeira, representa a única feição mapeável dentro da Bacia, sendo constituída por segmentos de direção NE e E-O, que se desenvolvem paralelamente aos principais lineamentos pré-cambrianos e eopaleozóicos adjacentes. A Charneira é responsável pela limitação da sedimentação cretácica a oeste e da terciária (0 a 1.500m de profundidade) (PEREIRA *et al.*, 1986).

Mapa II.5.1.4-2- Mapa regional de elementos estruturais da Bacia de Santos. (A3)

Fonte: Petrobras

Mapa II.5.1.4-2- Mapa regional de elementos estruturais da Bacia de Santos. (A3)

Fonte: Petrobras

Já o platô de São Paulo é uma feição resultante de uma deformação da crosta e do manto superior (GUIMARÃES *et al.*; 1982; KOWSMANN *et al.*, 1982; GORINI & CARVALHO, 1984; MACEDO, 1990; ALVES *et al.* 1997). Sua origem está diretamente ligada à formação da bacia em questão. Esta feição é bastante ampla, estendendo-se da base do talude continental, numa profundidade de 2.500m, até a profundidade de 3.500m, em direção a leste, e terminando em uma escarpa íngreme bem delineada. O platô é limitado pela Cadeia Vitória-Trindade, ao norte, e pela dorsal de São Paulo, ao sul. A leste, seu limite é coincidente com o limite do sal Aptiano (GORINI & CARVALHO, *op. cit.*).

Supõe-se que o embasamento do platô seja constituído por rochas continentais, que se prolongam sob a plataforma e o talude continentais, apresentando uma redução contínua na sua profundidade no trecho entre o talude continental e a região oceânica (KOWSMANN *et al.*, *op.cit*)

Segundo Cainelli & Mohriak (1998), os limites estruturais que definem a Bacia de Santos são caracterizados pela ocorrência de rochas vulcânicas intrusivas e extrusivas, que se encontram 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.

As deformações gravitacionais da camada de sal no interior da Bacia de Santos propiciaram a ocorrência de uma ampla variedade de estruturas que, marcadamente, modelaram o pacote pós-rift da Bacia. A estas estruturas, se aliam todos os prospectos conhecidos da Bacia de Santos, tais como: homoclinais, falhas lítricas associadas a um dos flancos de almofadas de sal (Pereira & Macedo, 1990).

As falhas listricas normais, resultantes da tectônica de sal são, também responsáveis por estruturas anticlinais associadas tanto com os carbonatos do Albiano como com os depósitos siliciclásticos do Cretáceo tardio.

c) Caracterização Geotécnica

Ao longo da plataforma continental, pode-se considerar o assoalho submarino como sendo essencialmente estável, com os movimentos de massa, de origem

gravitacional, ocorrendo, em geral, em zonas de quebra da plataforma, talude continental e sopé continental.

Movimentos de massa se referem a todos os processos de ressedimentação, que movem sedimentos de águas rasas para águas profundas sobre o assoalho oceânico. Direcionados por forças gravitacionais, esses movimentos abrangem desde deslizamentos submarinos de grandes blocos de sedimentos até correntes de turbidez, passando por fluxos de detritos.

Esteves (1996) ressalta o caráter contínuo dos processos de deslizamento e fluxo, enfatizando que a inicialização da instabilidade dos sedimentos pode estar ligada a diversos fatores sin e pós-deposicionais, tais como: alta taxa de sedimentação, acumulação de gás nos poros dos sedimentos, gradiente excessivo, bioturbação, diapirismo de sal e de lama, etc.

Em 1999, Silva *et al*, através de levantamentos sísmicos de alta resolução (3,5KHz), identificaram, preferencialmente na área de talude, feições de movimentos de massa atuantes na região centro-sul da Bacia de Santos.

A3 - Caracterização Geomorfológica Regional

a) Caracterização das Unidades Fisiográficas

Abaixo, são descritas as unidades fisiográficas existentes na Bacia de Santos, onde está inserida a Atividade de Produção de Gás e Condensado do Campo de Mexilhão, Bacia de Santos.

- *A Costa*

Em sua porção norte, no trecho que vai de Cabo Frio até Angra dos Reis as costas se alternam entre tipo *ria* e costas baixas retificadas, com lagunas, às vezes, totalmente colmatadas. As costas do tipo *ria* caracterizam-se por uma topografia continental montanhosa, com invasão do mar, formando estuários e indentações irregulares, lagunas, baías, etc. O desenvolvimento das planícies costeiras à oeste de Cabo Frio está associado a uma sucessão de cordões litorâneos, que se entendem até a Ilha de Marambaia.

Na região entre Angra dos Reis e Santos, o relevo do tipo *ria* caracteriza uma costa submergente, onde predominam pequenas enseadas e praias de bolso.

O litoral paulista pode ser subdividido em duas porções de características diversas. Ao norte, os pontões da Serra do Mar atingem o litoral em quase toda a sua extensão (*ria*). Ao sul, desenvolvem-se grandes planícies costeiras, formadas por depósitos marinhos ou flúvio-lagunares. As planícies são separadas entre si por pontões do embasamento. A passagem de uma província à outra é progressiva.

Entre Caraguatatuba e Cananéia observa-se o aumento da superfície das planícies sedimentares quaternárias, de Norte para Sul. No trecho entre Cananéia e Iguape, esse aumento na extensão das planícies é explicado como resultante de uma diferenciação na dinâmica de deposição ou de uma diferenciação tectônica (flexura continental) (Suguio *et. al.*, 1976). Nessa região, o sistema de lagunas e rios se comunica com o oceano através de desembocaduras lagunares, dando origem a quatro ilhas (Cardoso, Cananéia, Comprida e Iguape), cada qual com características geomorfológicas distintas.

De uma maneira geral as praias do litoral paulista são do tipo dissipativas, com declividades de 1 a 5°. A praia de Ilha Comprida, no complexo Cananéia-Iguape, constitui a feição de maior expressão.

Ao longo da costa do Paraná a planície litorânea tem largura máxima da ordem de 55 km, sendo profundamente recortada por complexos estuarinos, complexos estes que deram origem a diversas baías e inúmeras ilhas (das Peças, do Mel, Rasa, da Cotinga e Rasa da Cotinga), citando-se a baía de Paranaguá como a maior e mais importante. Em geral, esses complexos estuarinos são corpos de águas rasas, com profundidades inferiores a 10m.

Mais para o Sul, ao longo da costa de Santa Catarina, pode-se individualizar três setores: o setor Norte, caracterizado por planícies costeiras de grande expressão e pela presença das Baías de Guaratuba e São Francisco; o setor intermediário, onde se destacam as rochas cristalinas pré-cambrianas, que interrompem a continuidade das planícies costeiras quaternárias (com um destaque especial para a Ilha de Santa Catarina); e o setor Sul onde, até a cidade de Torres, observa-se uma vasta planície costeira, com extensas lagunas e

paleo-lagunas. Outra feição bastante característica da região são os depósitos eólicos formados em diversas gerações.

- *A Plataforma Continental*

Desde o Pleistoceno Superior até o final do Holoceno, a plataforma continental brasileira foi palco de uma grande regressão (Wisconsiniana) e de uma grande transgressão (Flandriana), que a influenciaram em toda sua extensão e determinaram os processos que moldaram sua topografia atual.

Ao longo do litoral da Bacia de Santos, a plataforma continental apresenta-se consideravelmente ampla, com relevo suave e monótono, a exceção da região entre a Baía de Guanabara (RJ) e São Sebastião (SP), pela ocorrência de pontões de rochas cristalinas, freqüentemente com disposição oblíqua à linha costeira, chegam muitas vezes até o mar, delimitando pequenas baías (BDT, 2006). De uma forma geral, os contornos batimétricos acompanham bem de perto a linha de costa e definem, no conjunto, uma superfície regular, sem formas topográficas acrecionais ou erosivas, de grande amplitude regional (Figura II.5.1.4-4).

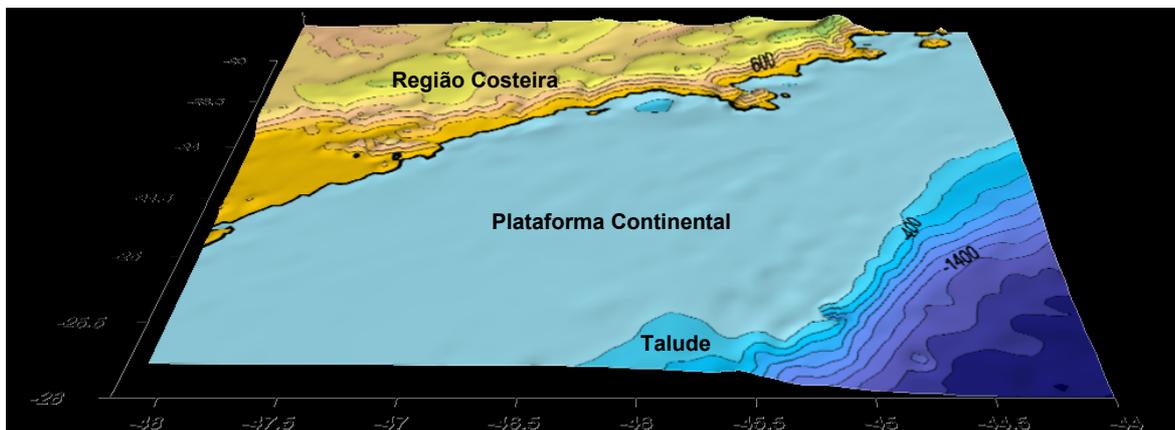


Figura II.5.1.4-4 - Unidades Fisiográficas Regionais.

No trecho compreendido entre o Rio de Janeiro e Santos, a plataforma continental encontra-se dividida em dois níveis - um interno e outro externo separados por um declive intermediário bastante pronunciado, cujo gradiente chega até 1:200. De Santos até Florianópolis, esse desnível intermediário se

alarga, se igualando em amplitude aos níveis interno e externo, estabelecendo, nesse trecho, uma plataforma média.

Toda a plataforma deste setor apresenta-se recortada, perpendicularmente, por canais estreitos e rasos, cuja origem está relacionada a regressões do nível do mar.

A largura máxima da plataforma continental é observada próximo à cidade de Santos, atingindo cerca de 230 km de extensão, e a mínima, com 50 km de extensão, em frente à cidade de Cabo Frio.

A profundidade da quebra da plataforma varia de 40 a 180 m, ocorrendo mais comumente entre 140 e 160 m. Em realidade, a quebra da plataforma poderia ser mais bem definida como uma “zona de quebra” (Boyer, 1969) relativamente estreita (largura máxima de 30km). Seu traçado também acompanha a linha de costa, enquanto sua morfologia, convexa e arredondada, assim como bastante uniforme, suaviza sobremaneira a transição plataforma-talude.

- *O Talude*

Ao longo da região em estudo, o talude é caracterizado por um perfil geral convexo, largura típica de moderada a ampla e por baixos gradientes de declividade. Ele se estende por cerca de 2.200 km ao longo de toda a região Sul. Sua largura é relativamente homogênea, ficando entre 120 a 150 km. Sua declividade varia de 0°50' até 2°, podendo alcançar 6° em algumas áreas, onde é freqüente a ocorrência de escorregamentos.

Em geral, essa província é subdividida em talude superior e talude inferior, embora reconhecendo que a individualização não é muito evidente. O talude superior seria caracterizado por ser mais estreito e íngreme, com largura média de 13 km e declividade entre 2° e 4°. O talude inferior é sempre mais largo, variando dentre 100 e 140 km. A declividade também varia bastante, de 0°30' e 1°50'. O limite inferior não se faz notar muito bem e a transição para o sopé continental é nitidamente gradacional (Boyer, 1969). A profundidade desse limite inferior situa-se entre 2400 a 2900 m, exceto nas áreas junto ao platô de São Paulo (2000 m).

Na porção norte da Bacia de Santos, junto ao embaiamento de São Paulo, a base do talude apresenta diversas intumescências no seu relevo, devido a diápiros de sal da Fm. Ariri, que alcançam o assoalho marinho nessa região. Na porção sul da Bacia, o talude inferior, embora nivelado, apresenta irregularidades em seu relevo, em função das escarpas de escorregamentos e movimentos de massa.

b) Caracterização Faciológica dos Sedimentos

Segundo Rocha *et al.* (1975 *in* REMAC, vol. 2), a plataforma interna do litoral sudeste, entre Cabo Frio e Santos, é constituída por areia e cascalho biodetrítico, a média por argila e silte terrígenos, pobres em areia e a externa por carbonato biodetrítico.

Na plataforma externa, entre Cabo Frio e Santos, a fácies principal dos sedimentos carbonáticos são areias de recifes de algas e misturas de moluscos, briozoários e foraminíferos bentônicos. Enquanto que para o norte de Santos predominam composições ricas em recifes de algas e briozoários, bem como de seus produtos de desagregação, a contribuição desse tipo de carbonato diminui e para o sul (Kemp, 1972 *apud* Kowsmann & Costa, 1979; Rocha *et al.*, 1975 *apud* Kowsmann & Costa, 1979).

No trecho compreendido entre o Rio de Janeiro e a Ilha de São Sebastião, abaixo da isóbata de 50 m, observa-se uma grande área de sedimentos finos, especialmente areias e siltes argilosos, sendo que, abaixo da isóbata de 110 m, os sedimentos voltam a apresentar um caráter mais arenoso.

Depósitos lagunares costeiros localizados na plataforma média, entre Santos e o Arroio Chuí, constituem uma extensa fácies lamosa com predominância de silte e argila (Rocha *et al.*, 1975 *apud* Kowsmann & Costa, 1979). Ao sul de Santos, as lamas aproximam-se 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 se afasta da costa em direção a 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 poucas, sugerem um aumento gradativo no teor de CaCO_3 com a profundidade. Ao longo da costa do Paraná e Santa Catarina, as areias da plataforma interna são quartzosas, bem selecionadas e ricas em material biotritico. Nas enseadas, predominam silte e areia muito fina.

A4 - Caracterização Geológica e Geomorfológica do Campo de Mexilhão

O empreendimento de Mexilhão encontra-se inserido nas unidades fisiográficas Plataforma Continental e Talude Continental Superior, com a plataforma prevista para ser instalada na lâmina d'água de 200 metros. Nesta área, o Talude Continental mergulha suavemente para E-SE, apresentando declividades que atingem, no máximo 6 graus.

Segundo estudos realizados pela Petrobras, rota prevista para o duto de exportação do Projeto se encontra na região plana e estável de plataforma continental. Ao longo da rota do duto, entre as profundidades de água de 172 m e 70 m, a fração granulométrica predominante é areia com compacidade média (ou seja, densidade real (DR) inferior a 0,4. Já no trecho de 70 m de lâmina de água até a praia, predomina argila de consistência muito mole, com valor de resistência não drenada (S_u) inferior a 10 kPa.

Os dados utilizados na elaboração da Figura II.5.1.4-5 foram obtidos pela Petrobras através de campanhas de aquisição de dados sísmicos 3D (batimetria) e de testemunhos a pistão (faciologia).

A Figura II.5.1.4-5 evidencia a predominância de sedimentos arenosos de composição siliciclástica (arcóseo), lamas e sedimentos carbonáticos na área da Atividade de Produção de Gás e Condensado no Campo de Mexilhão. representados por areias bioclásticas/biotriticas compostas principalmente por moluscos, foraminíferos bentônicos e algas vermelhas incrustantes recifais e bioconstruções.

De acordo com o mapa Faciológico/Batimétrico da área do empreendimento (Figura II.5.1.4-5) no limite externo da Plataforma Continental, além de carbonatos, provavelmente ocorrem areias mistas carbonáticas siliciclásticas. No

restante do leito marinho do Talude Continental são encontradas, principalmente, lamas compostas de argila e silte.

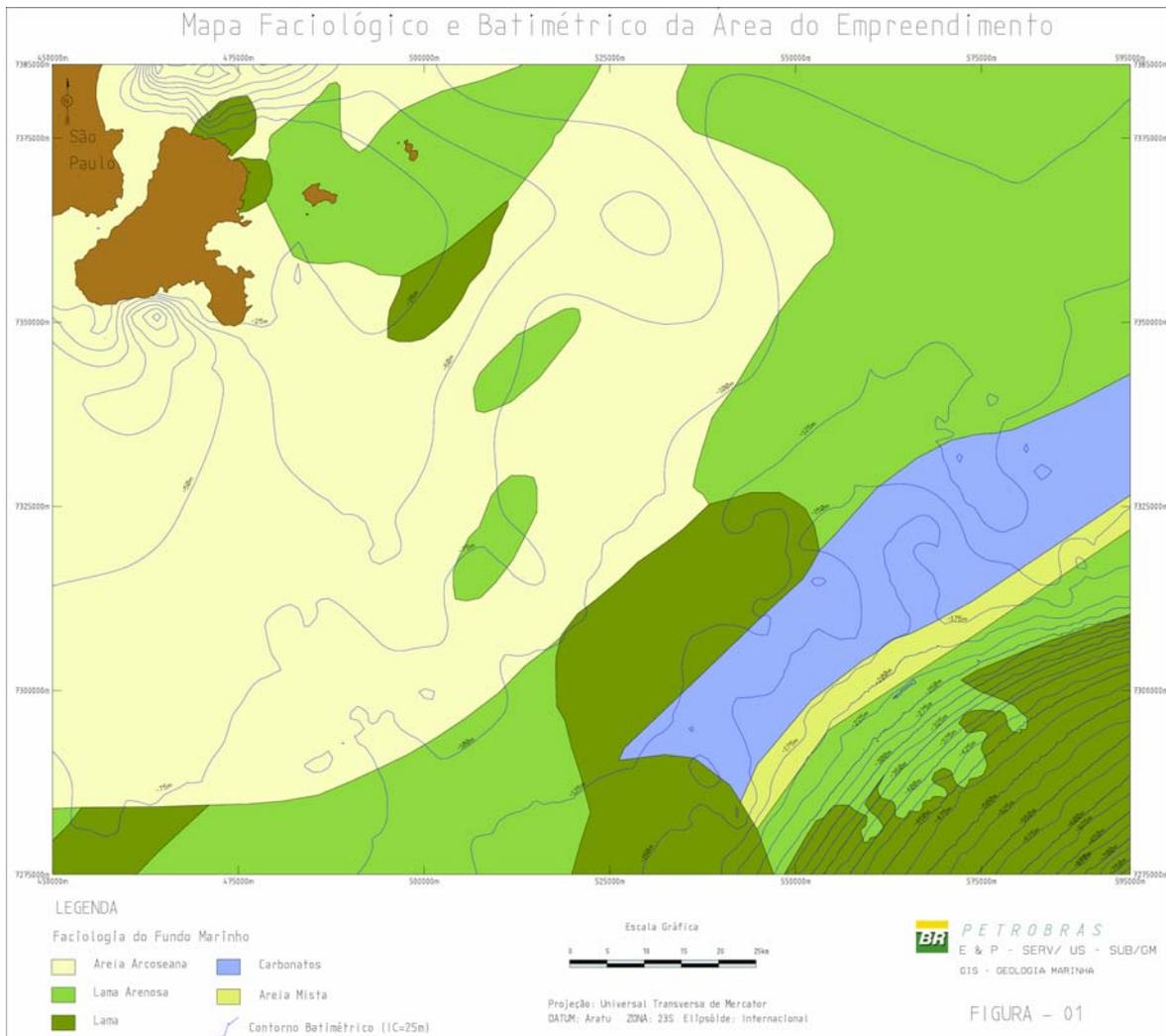


Figura II.5.1.4-5 - Mapa Faciológico e Batimétrico da área do empreendimento, Bacia de Santos. Fonte: Petrobras

Segundo Souza (1990), na região da enseada de Caraguatatuba os sedimentos são comumente imaturos e finos, revelando fraca energia de ondas e pouco retrabalhamento de fundo, sendo mais efetivo o processo deposicional atuante na enseada. A evolução da região da enseada de Caraguatatuba está intimamente ligada aos eventos de oscilações relativas do nível do mar conhecidos por Transgressão Cananéia (Pleistoceno) e Santos (Holoceno). Atualmente, têm-se fortes indícios, tanto na linha de costa quanto na enseada, de

que os sistemas de ondas de SE são predominantes. O canal de São Sebastião exerce forte influência no padrão de sedimentação da enseada de Caraguatatuba, depositando areias grossas sobre as areias muito finas e silticas da mesma.

a) Caracterização do Perfil de Praia na região de chegada do duto em terra.

No alinhamento da chegada do duto do Projeto Mexilhão na praia de Caraguatatuba/SP foram levantados, entre os meses de janeiro e novembro de 2005, através de serviços de topografia e batimetria, 11 perfis de praia. O levantamento contou com três perfis, distantes aproximadamente 500 metros entre si, arranjados ortogonalmente à linha de praia, de trecho anterior ao berma até aproximadamente 8.000 metros em direção ao mar, em cima das coordenadas abaixo.

Quadro II.5.1.4-1 – Coordenadas do eixo central da praia de Caraguatatuba. Datum: Aratú – Bacia de Santos / Meridiano Central 45°W

| | Coordenada Y (N) | Coordenada X (E) |
|---|------------------|------------------|
| 1 | N 7.378.805,6 | E 456.265,5 |
| 2 | N 7.379.556,2 | E 464.122,6 |

Os dados obtidos nos perfis de praia supracitados foram corrigidos para efeito de maré a partir de dados de maré observados no Porto de São Sebastião e estão referenciados ao Nível de Redução (NR) adotado pelo Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil para o Porto de São Sebastião. Conforme reportado pela Petrobras, os efeitos das ondas foram corrigidos com a ajuda de um compensador de ondas acoplado ao ecobatímetro.

A Figura II.5.1.4-6 fornece uma visão aérea dos perfis levantados, e a Figura II.5.1.4-7 os perfis propriamente ditos. A variação máxima observada ao longo do perfil durante o intervalo de 11 meses foi da ordem de 1 m. As distâncias na Figura II.5.1.4-8 estão referenciadas ao ponto N = 7.378.795 e E = 456.229, o qual representa o ponto mais próximo a linha de costa.

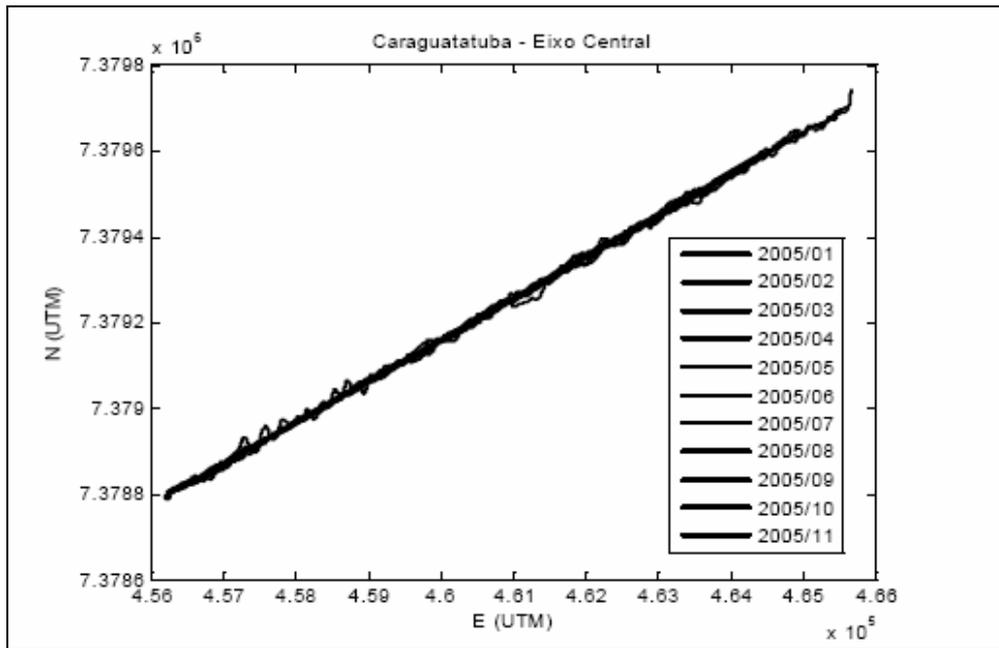


Figura II.5.1.4-6 – Planta dos perfis levantados no Eixo Central na Praia de Caraguatatuba. Fonte: Petrobras.

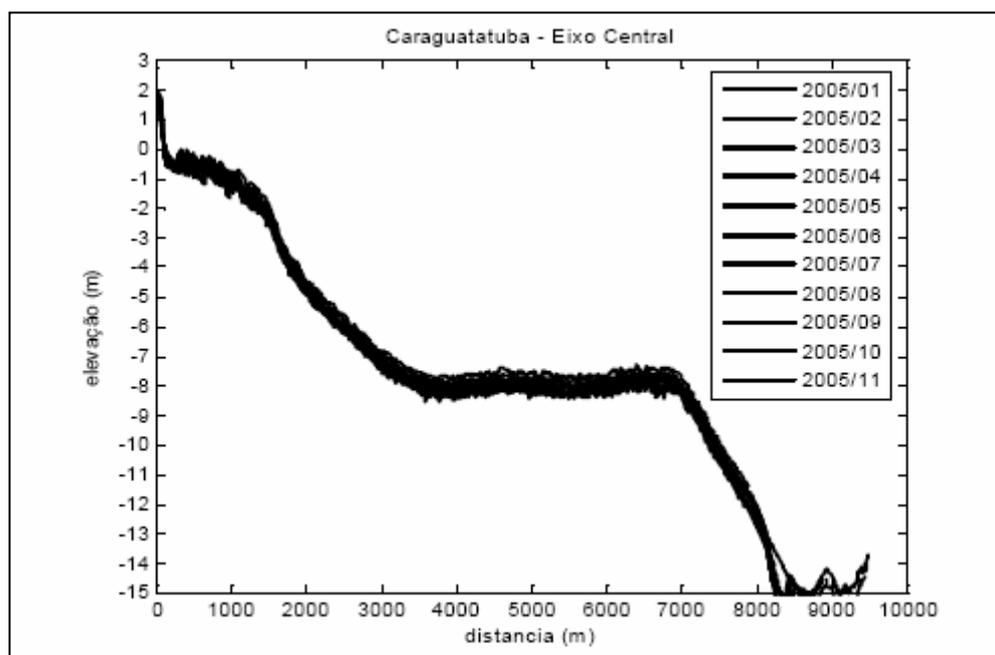


Figura II.5.1.4-7 – Perfis levantados no Eixo Central na praia de Caraguatatuba. Fonte: Petrobras.

A amostragem de sedimentos superficiais na interface entre da faixa de praia e o mar na enseada de Caraguatatuba/SP, ao longo dos perfis de praia, foi realizada entre os meses de janeiro e maio de 2005.

Foram coletadas seis amostras, cinco na interface faixa de praia e mar (CGT-105, CGT-205, CGT-305, CGT-405 e CGT-505) e uma na cota de 1 metro (CGT-505A), ao longo das coordenadas apresentadas no Quadro II.5.1.4-2, abaixo.

Quadro II.5.1.4-2 – Coordenadas das estações de amostragem de sedimentos.

Datum: Aratú – Bacia de Santos / Meridiano Central 45°W.

| AMOSTRA | COORDENADA Y(N) | COORDENADA X (E) | PERÍODO DE AMOSTRAGEM |
|----------|-----------------|------------------|-----------------------|
| CGT-105 | 7378883 | 456855 | 2005/1 (janeiro) |
| CGT-205 | 7378803 | 456325 | 2005/2 (fevereiro) |
| CGT-305 | 7379508 | 463706 | 2005/3 (março) |
| CGT-405 | 7378801,38 | 458381,35 | 2005/4 (abril) |
| CGT-505 | 7378813,81 | 456336,76 | 2005/5 (maio) |
| CGT-505A | 7378808.08 | 456282,26 | 2005/5 (maio) |

O levantamento efetuado indicou uma homogeneidade textural da área, sendo esta composta, basicamente, por sedimentos da classe arenosa, que variam entre areia fina e média. As demais classes granulométricas não foram encontradas nos pontos de amostragem (Quadro II.5.1.4-3).

De uma forma geral a classificação táctil-visual foi areia fina quartzosa, contendo mica de coloração cinza clara ou escura e ainda, fragmentos de valvas nas estações CGT-405 e CGT-505A.

Quadro II.5.1.4-3 – Caracterização granulométrica, classificação táctil-visual e diâmetro médio dos sedimentos coletados na enseada de Caraguatatuba/SP.

| AMOSTRA | DIÂMETRO MÉDIO (mm) | GRANULOMETRIA(%) CLASSE: AREIA | | | CLASSIFICAÇÃO TÁCTIL-VISUAL |
|---------|---------------------|-----------------------------------|-------|--------|---|
| | | FINA | MÉDIA | GROSSA | |
| CGT-105 | 0,12 | 95,5 | 4,5 | 0,0 | Areia fina quartzosa, com mica cinza clara. |
| CGT-205 | 0,12 | 87 | 13 | 0,0 | Areia fina quartzosa, com muita mica cinza. |
| CGT-305 | 0,12 | 84 | 16 | 0,0 | Areia fina quartzosa com muita mica cinza. |

(continua)

Quadro II.5.1.4-3 (conclusão)

| AMOSTRA | DIÂMETRO MÉDIO (mm) | GRANULOMETRIA(%) CLASSE: AREIA | | | CLASSIFICAÇÃO TÁCTIL-VISUAL |
|----------|---------------------------|-----------------------------------|-------|--------|--|
| | | FINA | MÉDIA | GROSSA | |
| CGT-405 | 0,11 | 92 | 8 | 0,0 | Areia fina quartzosa, poucos fragmentos de valvas com mica cinza escura. |
| CGT-505 | 0,096 | 99 | 1 | 0,0 | Areia fina quartzosa, com mica cinza clara. |
| CGT-505A | 0,096 | 98,5 | 1,5 | 0,0 | Areia fina quartzosa, poucos fragmentos pequenos de valvas com mica cinza clara. |

Análise dos resultados apresentados na tabela acima mostra que o diâmetro médio dos grãos ao longo dos perfis amostrados varia pouco - entre 0,096 e 0,12mm. De uma forma geral, nota-se também a ocorrência de areia fina em todos os perfis, principalmente nas amostras coletadas no berma (CGT-105= 95,5% / CGT-205= 87% e CGT-505= 99%) e na antepraia (CGT-305= 84% e CGT-405=92%).

A Figura II.5.1.4-8, a seguir, ilustra a composição granulométrica das seis amostras acima mencionadas, onde nota-se a predominância das areias de granulação fina sobre as areias de granulação média, com valores percentuais superiores a 84 % em todas as estações de coleta.

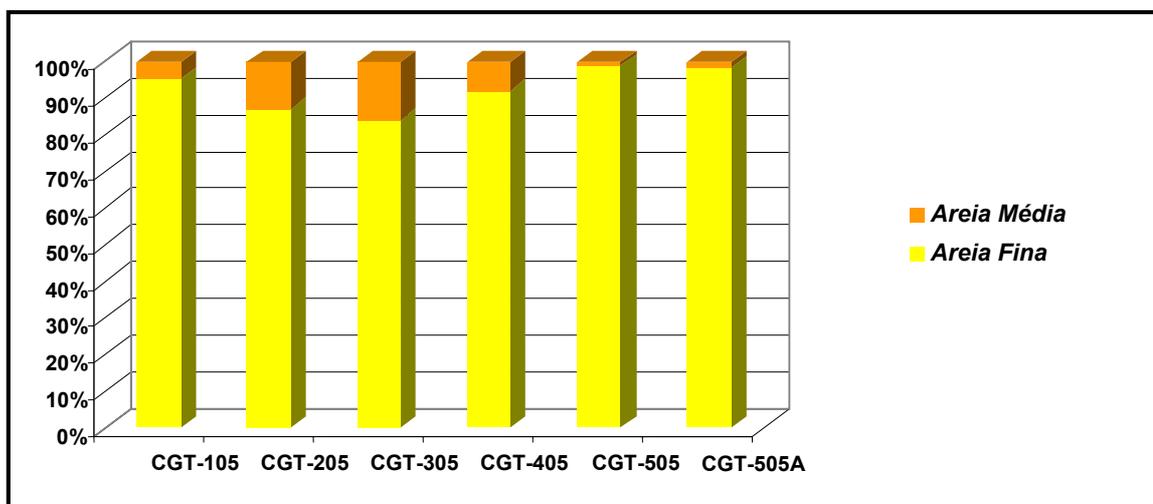


Figura II.5.1.4-8 – Composição granulométrica dos sedimentos superficiais na praia de Caraguatatuba (SP). Fonte: Petrobras.

A partir dos dados levantados, pode-se inferir que as variações texturais na região de chegada do duto de exportação de Mexilhão em terra são inexpressivas, tanto espacialmente quanto temporalmente. Verifica-se, também, a estabilidade do solo em toda a extensão de chegada do duto na praia de Caraguatatuba, assim como um regime fraco de ondas, com pouco retrabalhamento do fundo, evidenciado pela predominância de sedimentos finos.

b) Geologia do Petróleo da Bacia de Santos

Os complexos reservatórios de idade santoniana da Bacia de Santos, como o da Formação Itajaí-Açu, são, ainda hoje, muito pouco conhecidos. Uma exceção é o reservatório do Campo de Merluza, uma acumulação de gás com cerca de 26 milhões de BOE, descoberta nos anos 80 pela Pecten, cuja produção se iniciou em 1993.

Mais conhecidos são os reservatórios constituídos por arenitos de plataforma da Fm. Juréia, arenitos turbidíticos da Fm. Itajaí-Açu, datados do Cretáceo, e carbonatos de idade Eoalbiana da Fm. Guarujá.

Os folhelhos marinhos da Fm. Itajaí-Açu representam as rochas geradoras dos hidrocarbonetos da Bacia de Santos, cuja espessura varia de 50 à 200m. O início da janela de geração/maturação de óleo ocorreu no Paleoceno/Eoceno.

Os mecanismos de trapeamento dos hidrocarbonetos exibem controle estrutural e estratigráfico como resultado da tectônica de sal (halocinese) também responsável pelo aparecimento de falhas lítricas associadas às superfícies de discordância e às paredes dos domos de sal, possibilitando a migração do petróleo para as rochas reservatórios (Figura II.5.1.4-9).

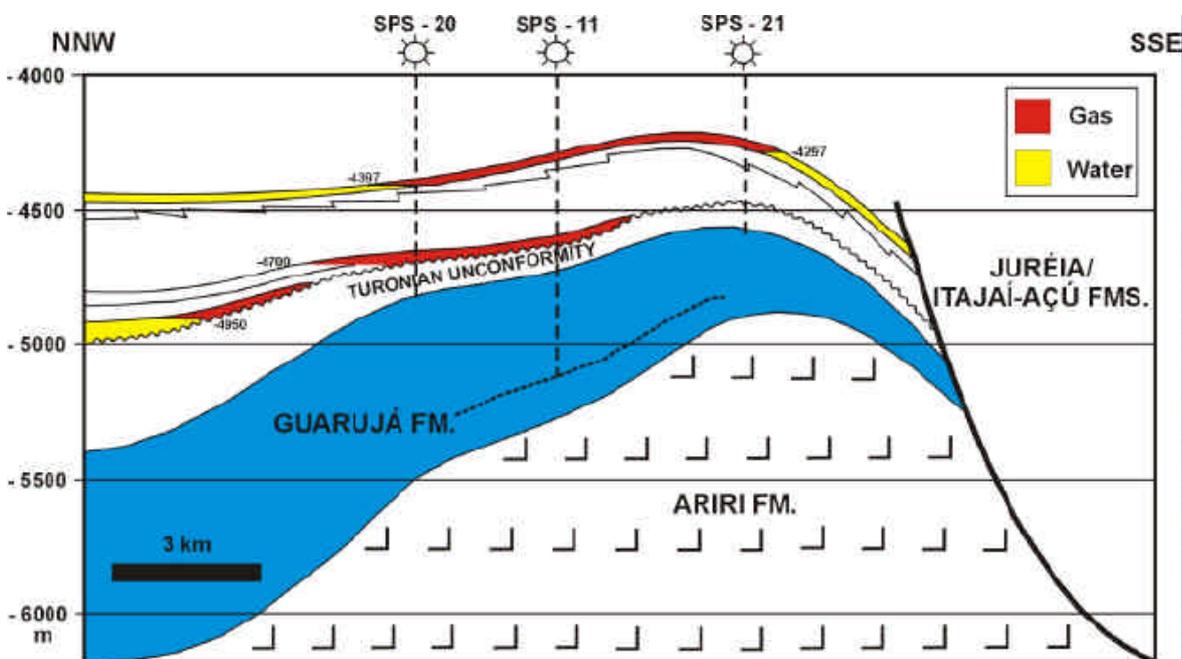


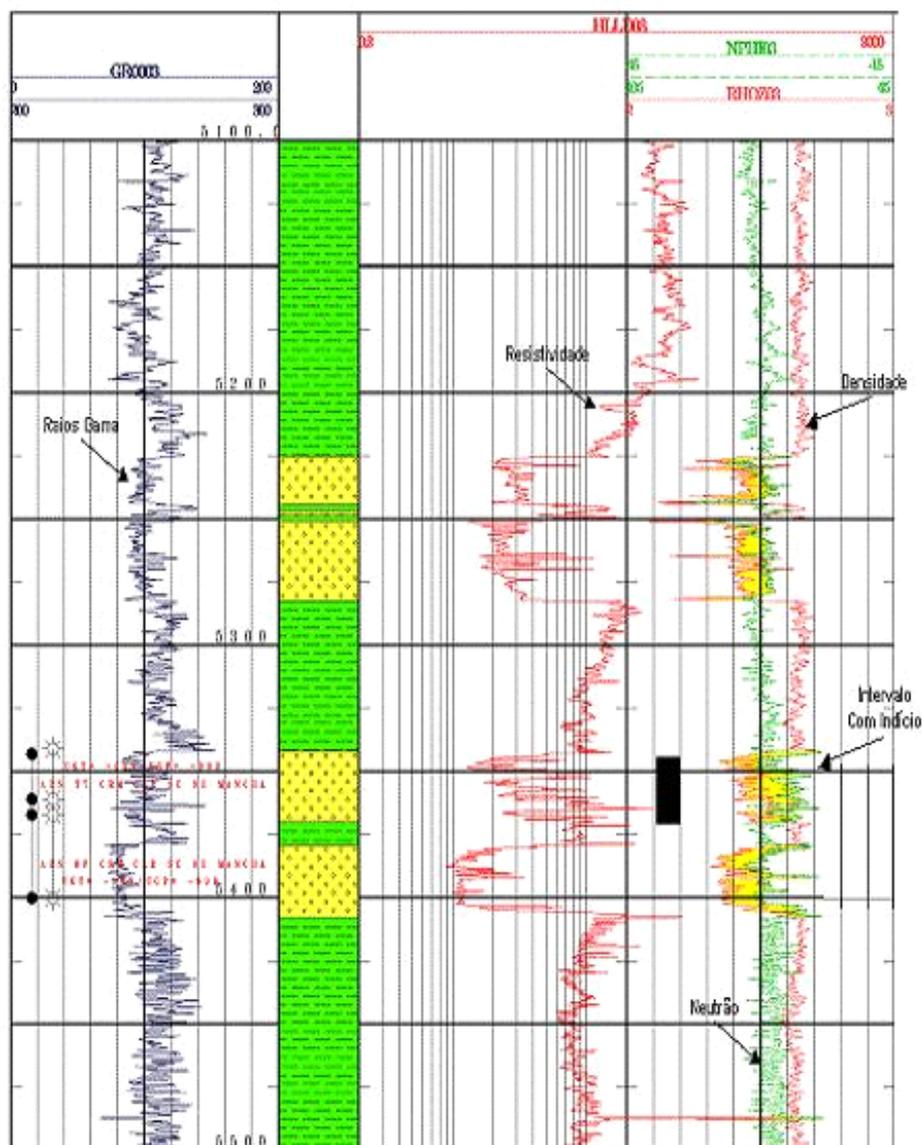
Figura II.5.1.4-9 - Seção geológica do Campo de Merluza.

Fonte: DPC & Assoc. – 2000 in ANP (2002).

A5 - Geologia de Reservatório do Campo de Mexilhão

O campo de Mexilhão foi descoberto em abril de 2001, através do poço 1-SPS-33, perfurado em lâmina d'água de 519m. Este poço foi posicionado ainda com base em dados sísmicos 2D e atravessou dois pacotes arenosos na base da seqüência santoniana. Na porção superior do pacote mais basal (-5310m) foi suspeitada a presença de gás, cerca de 5 metros, de arenitos com resistividades mais elevadas do que os demais (Figura II.5.1.4-10).

Durante a fase exploratória foram atingidos os arenitos da seqüência santoniana da Fm. Itajaí-Açu, com quase 100 metros de coluna, totalizando 85 metros de espessura porosa de gás e condensado. Os resultados do teste de formação indicaram um valor de 2.527.000 m³/d de gás (com abertura total da válvula), com condensado associado de 44,2 °API (Petrobras, 2005).



Folhelho

Arenito

Figura II.5.1.4-10- Perfil composto do 1-SPS-33 mostrando os quatro corpos de areia e evidenciando as resistividades das litologias.

O campo de Mexilhão é interpretado como um sistema turbidítico, associado a um sistema fluvial alimentado por episódios de grandes descargas de sedimentos de cadeias de montanhas ativas. Seus dois reservatórios principais (ITA-230 e ITA-240) são representados por arenitos finos a médios, pobremente selecionados, e arenitos conglomeráticos. Esses reservatórios sofreram um grande efeito da diagênese, apresentando desníveis de aproximadamente 1000 metros entre o topo e base da estrutura geológica que os abriga (Petrobras, 2005).

Na seção sísmica apresentada na Figura II.5.1.4-11, a seguir, pode-se observar a dobra anticlinal, onde ocorrem os reservatórios ITA-230 e ITA-240, assim como os limites de topo e base dos mesmos.

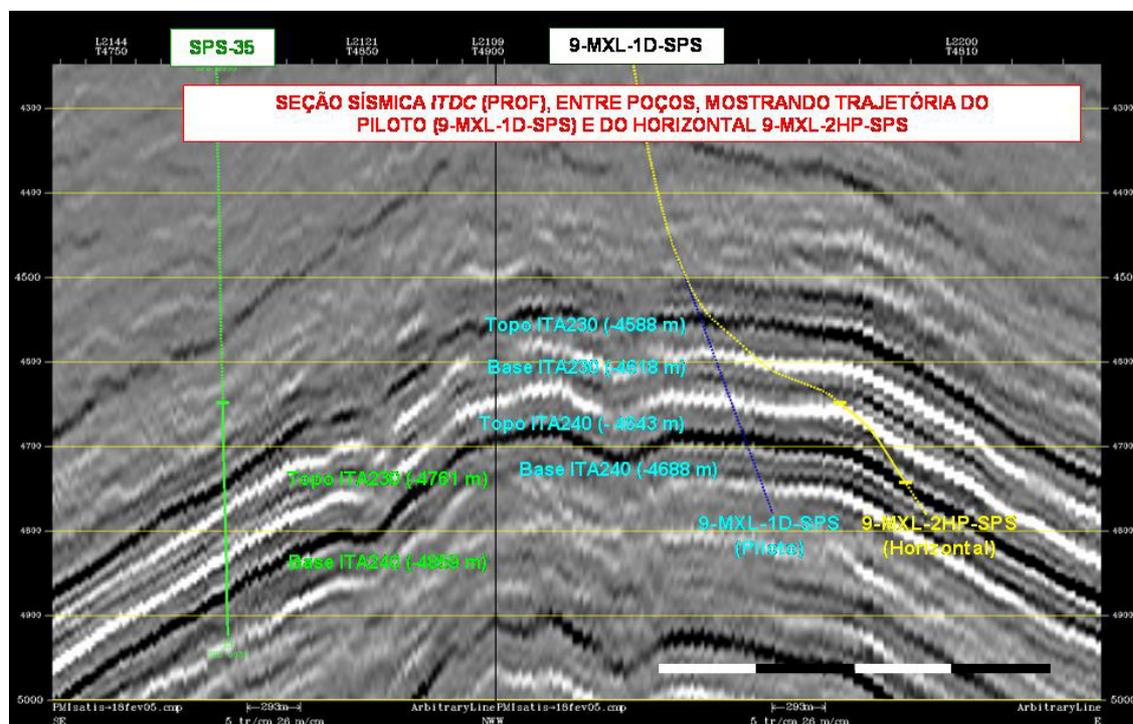


Figura II.5.1.4-11 - Seção sísmica indicando os limites dos reservatórios ITA-230 e ITA-240. Fonte: Petrobras.