

5.1.2. Geologia e Geomorfologia

Neste item, são caracterizados os aspectos geológicos e geomorfológicos da Bacia de Campos, em especial aqueles pertinentes à área dos campos de Bijupirá e Salema. Em escalas regional e local, foram caracterizados os aspectos estruturais, estratigráficos e fisiográficos mais relevantes, com as respectivas implicações no empreendimento alvo deste EIA.

As informações aqui apresentadas foram sintetizadas principalmente a partir de dados secundários pesquisados em diversos trabalhos e estudos realizados na costa sudeste brasileira, tanto pela PETROBRAS quanto por outras instituições, através de projetos que envolvem universidades, empresas e governo. Dentre estes, destacam-se projetos como o REMAC, o LEPLAC, o REVIZEE e outros de menor dimensão.

De forma complementar, foram contempladas também informações com base na aquisição de dados primários adquiridos pela Enterprise Oil durante levantamentos realizados nos campos de Bijupirá e Salema, durante o período de 25 de janeiro a 12 de março de 2001.

5.1.2.1. A Bacia de Campos

A Bacia de Campos localiza-se na porção sudeste da costa brasileira, entre os paralelos 20,5° e 24° Sul, e ocupa uma área de cerca de 100.000 km² até a cota batimétrica de 3.400 m (Figura 5.1.2-a). Trata-se da bacia mais produtiva dentre as bacias petrolíferas da costa brasileira, encontrando-se separada das bacias adjacentes por altos estruturais orientados transversalmente à margem continental. O Alto de Vitória corresponde ao seu limite norte, separando-a da Bacia do Espírito Santo, e o Alto de Cabo Frio a separa da Bacia de Santos, ao sul.

A bacia originou-se pela quebra do supercontinente Gondwana e a consecutiva deriva continental, processo este que teve início no Cretáceo Inferior, como resultado dos esforços distensivos entre a América do Sul e a África. Seu estilo estrutural é dominado por elementos extensionais distensivos, típicos das bacias de margens divergentes, apresentando falhas normais de alto ângulo que afetam a crosta continental e os basaltos da fase rift, além de falhas lístricas.

Figura 5.1.2-a. Mapa de localização da Bacia de Campos.

a. Evolução Tectônica e Estrutural da Bacia

A Bacia de Campos apresenta características em sua evolução tectono-sedimentar que a tornam singular em termos de potencial petrolífero. Vários fatores, tais como um baixo grau de afinamento crustal, a reativação das fontes de sedimentos e as variações globais do nível do mar no Neocretáceo e Terciário, interagiram de forma a favorecer a acumulação de hidrocarbonetos (Raja Gabaglia & Milani, 1990).

Durante o Cretáceo Inferior, formou-se um sistema de rift-valley alongado na direção SW-NE, ocorrendo falhas menos expressivas nas direções NNW-SSE e E-W. Esta fase é caracterizada por uma série de horsts, grabens e meio-grabens, com os blocos limitados por falhas normais sintéticas e antitéticas que apresentam continuidade lateral por longas distâncias. Os rejeitos podem alcançar dimensões de até 2500 m (Figura 5.1.2-b).

A maior parte das falhas da fase rift tornou-se inativa depois do desenvolvimento da discordância de idade Pré-Alagoas, que marca o limite desta fase. Entretanto, em alguns locais, estas falhas foram reativadas, cortando sedimentos da sequência transicional e, mais raramente, da sequência marinha.

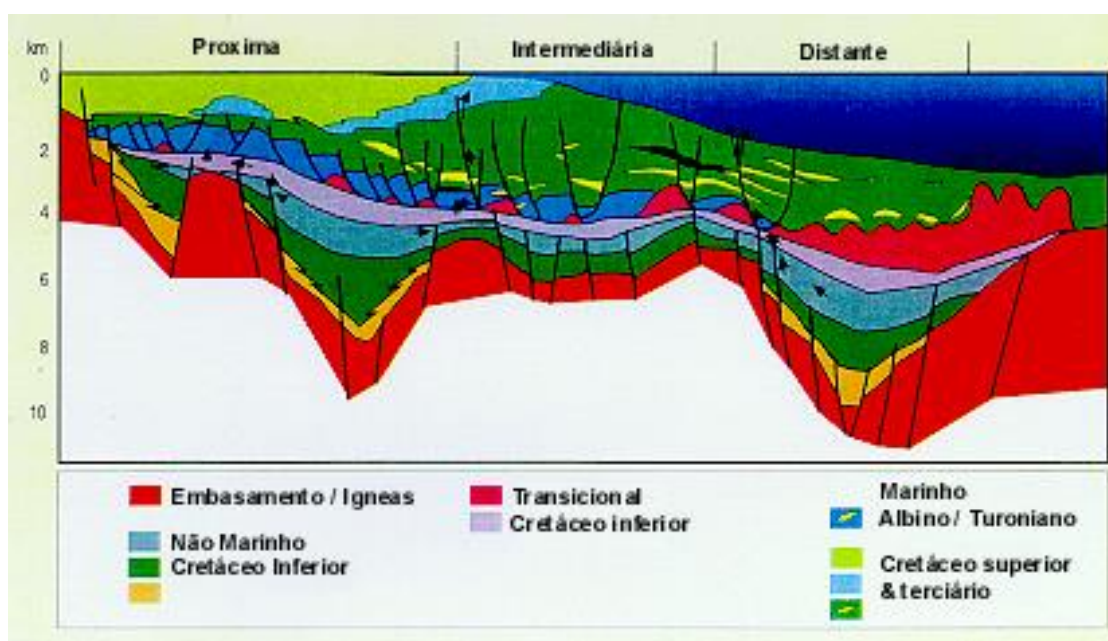


Figura 5.1.2-b. Seção geológica esquemática da Bacia de Campos.
 Fonte: Schlumberger (1998).

Após um período de relativa quietude tectônica, durante o qual depositou-se a sequência evaporítica transicional (Andar Alagoas), o basculamento da bacia para leste, associado a uma compactação diferencial dos sedimentos, provocou a migração de espessos pacotes de sal para regiões mais profundas da bacia e o conseqüente desenvolvimento de falhas de crescimento. Este tipo de falhamento permaneceu ativo até o Holoceno, desempenhando um papel decisivo no controle das fácies sedimentares e na formação de trapas para acumulação de hidrocarbonetos na bacia.

Uma linha de charneira, delineada pela Falha de Campos, com rejeitos da ordem de centenas de metros, corresponde a um incremento acentuado no ângulo de mergulho do embasamento em direção ao mar. Mapeamentos sísmicos indicam um razoável paralelismo deste falhamento em relação à linha de costa, com tendência geral NE ao longo do Rio de Janeiro.

Esta linha de charneira separa a porção oriental principal da Bacia de Campos, que contém sedimentos desde o Cretáceo Inferior até o presente, de uma pequena porção ocidental, onde sedimentos terciários estão depositados sobre um embasamento raso. Nesta área de embasamento raso, ocorre um expressivo graben assimétrico, provavelmente de idade terciária, com depocentro ao largo de São João da Barra. Esta pequena porção da bacia é bem definida por métodos geofísicos entre Búzios e Macaé, admitindo-se que possua uma espessura sedimentar máxima entre 700 e 1000 m (Mohriak & Barros, 1990).

No mapa de elementos estruturais da Bacia de Campos, esquematicamente ilustrado na Figura 5.1.2-c, destacam-se os principais elementos que condicionaram o preenchimento sedimentar da bacia. Observam-se três feições positivas, das quais o Alto Regional de Badejo é a mais importante, tendo influenciado a sedimentação na região da plataforma média e externa, da porção meridional da bacia. Outras estruturas positivas, denominadas Alto Central e Alto Externo, são ainda alvo de estudos para um melhor conhecimento de sua influência no condicionamento do preenchimento sedimentar da bacia.

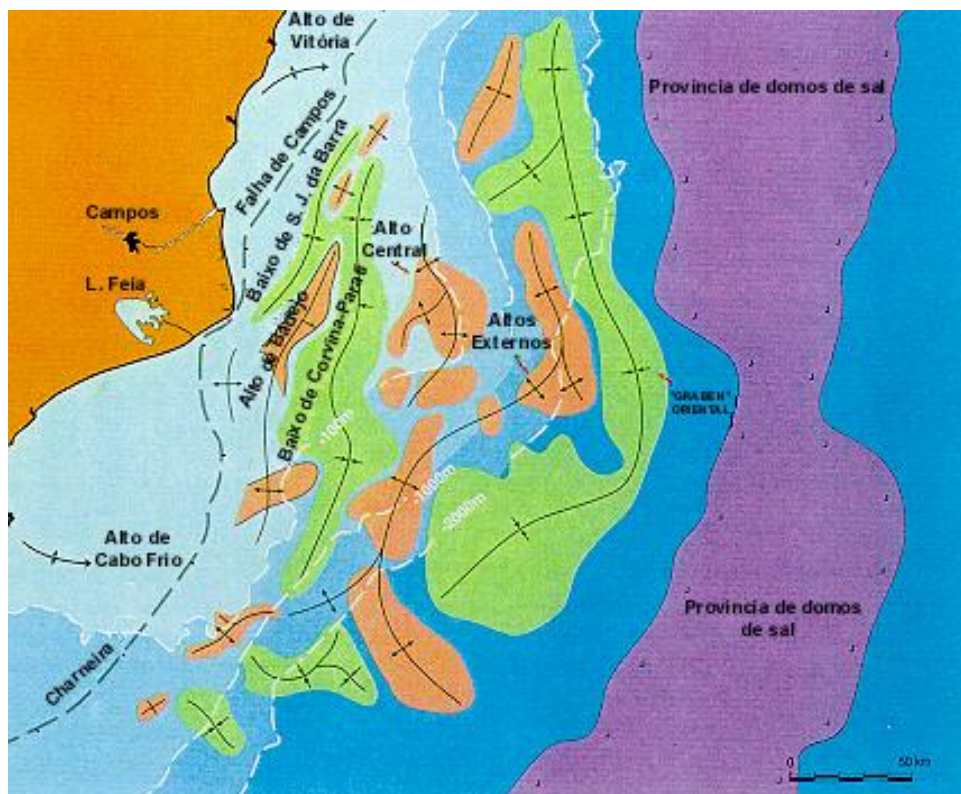


Figura 5.1.2-c. Mapa regional de elementos estruturais da Bacia de Campos.
Fonte: Schlumberger (1998).

Ao longo da porção oriental do Alto de Badejo, encontra-se um nicho estrutural denominado Baixo Corvina-Parati, em referência aos campos petrolíferos de mesmo nome, que se encontram nessa área.

Essa situação exemplifica bem o ambiente deposicional genérico da bacia à época do Cretáceo Superior, quando regiões estruturalmente mais altas condicionaram a acumulação de rochas com características favoráveis de reservatório petrolífero, em áreas relativamente mais baixas.

Numa porção mais distal da bacia, observam-se outras feições estruturalmente mais baixas, adjacentes aos Altos Externo e Central, evidenciando áreas anteriormente ocupadas por regiões de talude médio e inferior, onde se desenvolviam cânions submarinos que canalizavam o transporte de sedimentos da plataforma para o sopé continental. Essas condições proporcionaram a formação de inúmeros reservatórios em arenitos turbidíticos de idade terciária, constituindo-se atualmente nos principais reservatórios da bacia.

Na extremidade leste do mapa, observa-se a presença de uma região chamada Província dos Domos Salinos. Essa região apresenta um pacote sedimentar pouco espesso, de forma que a movimentação halocinética subjacente lhe conferiu um condicionamento morfológico bastante característico, conforme descrito por Gorini *et al.* (1999).

b. Estratigrafia da Bacia de Campos

A Bacia de Campos, assim como as demais bacias da margem continental brasileira, apresenta uma coluna estratigráfica que se divide em três seqüências distintas: uma seqüência inferior clástica, de ambiente continental flúvio-lacustre, uma seqüência intermediária transicional caracterizada por sedimentos de origem evaporítica, e uma seqüência superior, depositada em ambiente francamente marinho (Asmus & Ponte, 1973, *apud* Asmus & Ferrari, 1978). Estas mega-seqüências geocronológicas podem ser visualizadas na Figura 5.1.2-d, juntamente com informações referentes à litologia e à bioestratigrafia de cada formação.

A estratigrafia da Bacia de Campos foi apresentada formalmente por Rangel *et al.* (1994), tendo sido definida à luz de informações provenientes dos milhares de poços já perfurados na região, além dos inúmeros levantamentos sísmicos realizados ao longo de toda a bacia.

Em função de sua origem, o assoalho de todo o preenchimento sedimentar da Bacia de Campos é composto por derrames basálticos do eocretáceo, agrupados sob a denominação de Formação Cabiúnas. Datações pelo método K-Ar indicam idades entre 122 e 134 milhões de anos para estes basaltos, que se encontram recobertos pelas rochas sedimentares de idade barremiana da Formação Lagoa Feia.

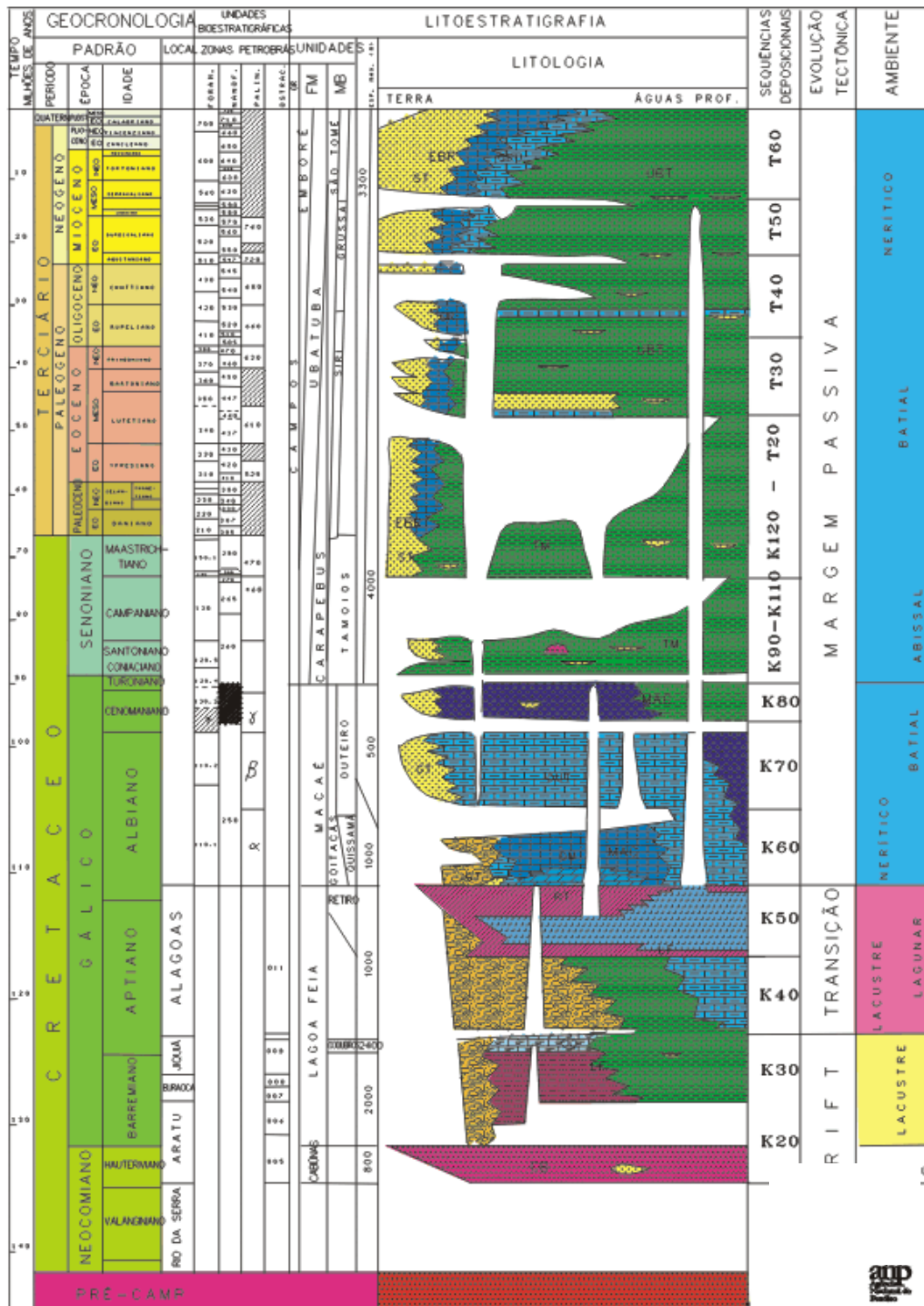


Figura 3.12-d. Coluna estratigráfica esquemática da Bacia de Campos.
Fonte: Rangel et al. (1994).

A Formação Lagoa Feia (Barremiano e Aptiano) abriga diversos tipos de rochas, como conglomerados, arenitos, folhelhos e siltitos, todos de origem flúvio-lacustre, continental. Dois membros desta formação merecem destaque: o Membro Coqueiros, que dá nome a uma seqüência de depósitos de coquinas, organizada em camadas de 15 a 50 m, e o Membro Retiro, que designa a seqüência evaporítica, composta essencialmente por halita hialina e anidrita branca.

Localmente, as camadas de halita encontram-se fortemente remobilizadas, formando grandes domos de sal que perfuram boa parte das rochas sedimentares sobrejacentes, sendo que, nas regiões mais distais, os domos salinos chegam a atingir o fundo do mar. O contato inferior da Formação Lagoa Feia com a Formação Cabiúnas é discordante, enquanto seu contato superior, com a Formação Macaé, é em geral concordante (Rangel *et al.*, 1974).

A Formação Macaé foi formalizada em 1973 por Schaller, para designar os calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos sobrepostos aos evaporitos da Formação Lagoa Feia. São rochas de idade cretácea, representando a fase de oceano raso que se instalou na bacia, com o prosseguimento do processo de abertura do Atlântico Sul. Nesta formação, são individualizados três membros distintos, em função de sua faciologia litológica e ambiental:

- Membro Quissamã, que compreende espessos leitos de calcarenitos e calcirruditos;
- Membro Outeiro, que apresenta calcilutitos, margas e folhelhos característicos de um ambiente marinho de profundidades já consideráveis, com camadas isoladas de arenitos turbidíticos (Arenito Namorado). Este conjunto litológico é referenciado informalmente como “Seção Bota”;
- Membro Goitacás, caracterizado por conglomerados e arenitos mal selecionados, além de calcilutitos e margas.

Estes membros interdigitam-se entre si, com o Membro Goitacás, tendendo a ocupar a porção oeste da bacia, junto à linha de charneira.

Acima da Formação Macaé, já representando um ambiente francamente marinho profundo, encontra-se uma seção pelítica denominada Formação Ubatuba, que se sobrepõe discordantemente aos carbonatos Macaé. Camadas de arenito fino a conglomerático, que constituem a Formação Carapebus, encontram-se intercaladas, interdigitadas ou inseridas nos pelitos da Formação Ubatuba. Estes arenitos são depósitos de origem turbidítica resultantes do transporte por correntes e fluxos de massa que atuaram do Turoniano ao Holoceno, em ambientes de talude continental.

A parte inferior da Formação Ubatuba foi individualizada como Membro Tamoios (Turoniano a Maastrichtiano). Este membro distingue-se do restante da unidade por sua litificação mais pronunciada. A sedimentação dos pelitos Ubatuba prosseguiu até o Holoceno, depositando-se em ambiente francamente marinho, batial e abissal.

Em regiões mais proximais da Bacia, a Formação Ubatuba também encontra-se interdigitada lateralmente por sedimentos clásticos e carbonáticos da Formação Emborê.

Estes sedimentos foram depositados em leques costeiros e plataformas carbonáticas desde o Maastrichtiano até o Holoceno. A Formação Emborê compreende ainda o Membro São Tomé, caracterizado por clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia, o Membro Siri, formado por calcarenitos bioclásticos, e o Membro Grussaí, composto de calcarenito bioclástico e detrital.

5.1.2.2 Considerações Estratigráficas e Estruturais da Área do Empreendimento

a. Características Estratigráficas e Faciológicas dos Campos de Bijupirá e Salema

Os campos de Bijupirá e Salema são extremamente semelhantes em suas características estratigráficas e variações faciológicas.

A Formação Lagoa Feia é a unidade estratigráfica deposicional mais antiga e profunda observada nos dois campos e assenta discordantemente sobre o complexo vulcânico representada pela Formação Cabiúnas. Esta formação é composta de evaporitos (halita e anidrita) depositados antes que as águas oceânicas invadissem permanentemente a bacia, à medida que ela se aprofundava. Na parte inferior da Formação Lagoa Feia estão os folhelhos Buracica/Jiquiá, folhelhos lacustres que constituem a rocha geradora de hidrocarbonetos da Bacia de Campos.

A Formação Macaé é composta principalmente de rochas carbonáticas depositadas durante o Cretáceo e é recoberta por folhelhos. Esta formação foi atravessada pelo poço pioneiro RJS-471 (918m) e penetrada pelos poços RJS-454 (31m), RJS-437 (224m).

O Grupo Campos, que compreende o restante da seção estratigráfica até o fundo do mar, apresenta, na área do empreendimento, cerca de 2,5 a 3,0 Km de espessura, abrangendo depósitos marinhos desde o Cretáceo Superior até o presente. Esta formação é composta de folhelhos hemipelágicos, arenitos e carbonatos de uma sequência que corresponde ao processo de aprofundamento e posterior arrasamento da bacia.

Ambos os reservatórios são constituídos por arenitos terciários (Eoceno) que ocorrem dentro do Grupo Campos, cuja origem é atribuída a depósitos turbidíticos carregados por correntes de alta energia. As areias que ocorrem dentro do Grupo Campos são denominadas como Formação Carapebus, enquanto que os folhelhos são conhecidos como Formação Ubatuba.

Esses arenitos são, na verdade, lentes de areia amalgamadas, depositadas em eventos episódicos de correntes de turbidez e fluxos de massa, em uma condição geomorfológica do tipo cânion, em ambiente marinho profundo.

Os cânions estão instalados discordantemente sobre sedimentos paleocênicos. No entanto, em algumas localidades, os sedimentos paleocênicos foram totalmente escavados, estando os depósitos eocênicos dispostos diretamente sobre rochas cretáceas.

Sob este condicionamento deposicional, ocorrem variações faciológicas laterais, típicas desse tipo de ambiente. No Campo de Salema esta situação pode ser visualizada em

seção, na Figura 5.1.2-e, onde se pode interpretar a migração do eixo do cânion com a preservação dos lençóis de areia depositados em seus flancos. Ao mesmo tempo, a nordeste do poço 373A, observa-se o afinamento e desaparecimento da lente de areia.

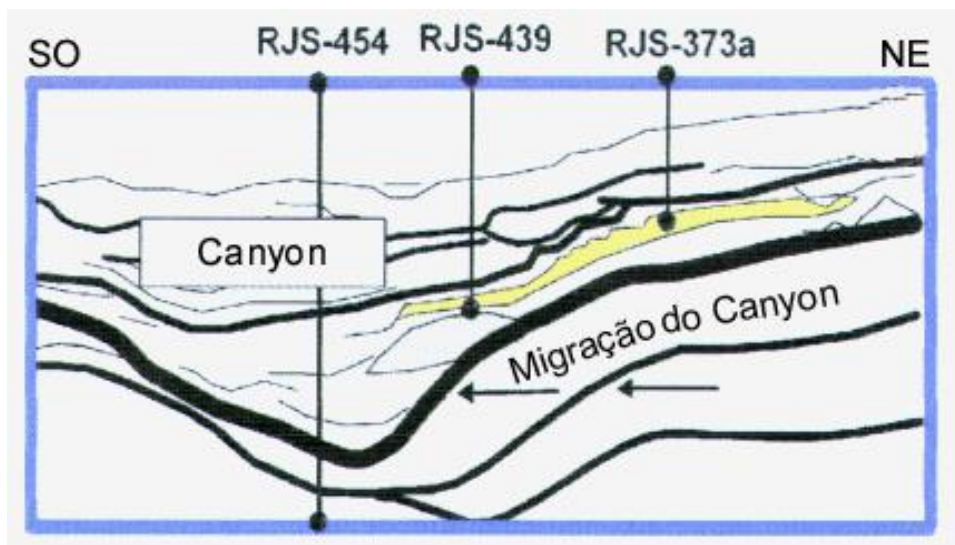


Figura 5.1.2-e. Seção geológica esquemática entre os poços RJS-454, RJS-439 e RJS-373a, no Campo de Salema. Fonte: Enterprise (2000).

Também no plano horizontal, é possível visualizar essas variações faciológicas. Na Figura 5.1.2-f encontra-se representada a geometria externa do reservatório do Campo de Bijupirá, que é caracterizada por duas feições distintas. A primeira, corresponde a uma geometria tipo lençol, principalmente no Eoceno Inferior e concentrada na área norte do campo. A Segunda é representada por uma feição linear do tipo “canyon”, perfurada pelos poços RJS-438 e BJ-4, e orientada de noroeste para sudeste.

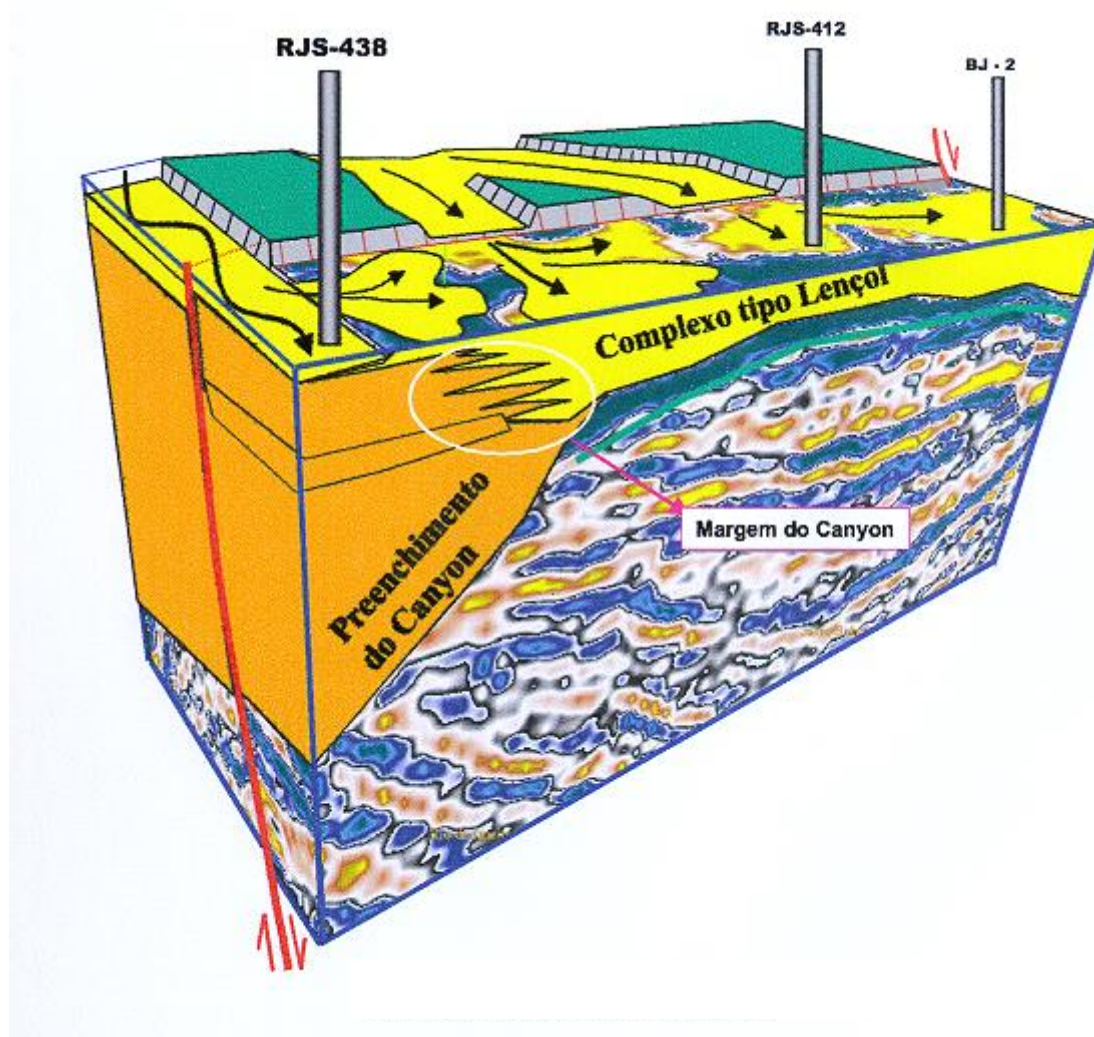


Figura 5.1.2-f. Modelo Depositional entre os poços RJS-438, RJS-412 e BJ-2, no Campo de Bijupirá. Fonte: Enterprise (2001).

Esta variação faciológica também está caracterizada nos mapas de profundidade (cota) do topo dos reservatórios de ambos os campos, onde é observada uma diminuição da espessura das areias que sofrem um acunhamento estratigráfico (*“stratigraphic pinchout”*) para nordeste, assumindo faciologias mais finas e argilosas, sem condições de permo-porosidade (Figura 5.1.2-g).

Através da análise dos sedimentos atravessados por diversos poços já perfurados na área, foi possível identificar variações lito-faciológicas dos depósitos turbidíticos constituintes do intervalo reservatório, que ora se apresentam mais arenosos, friáveis e bem selecionados, ora mais argilosos e com um maior teor de feldspatos e, ainda, como folhelhos hemipelágicos típicos de águas profundas.

Basicamente, três litofacies podem ser definidas como sendo as mais importantes na distribuição de qualidade de rocha no reservatório.

A **Facies 1**, caracterizada pelo intervalo de areia não consolidada, é interpretada como depósitos de correntes de turbidez de um sistema de energia relativamente alta. Este litotipo é caracterizado por grãos de areia arcossiana (percentagem relativamente alta de

feldspato) de granulometria variando de média a grossa, misturados com 5 a 10% de argilas detríticas. Seu arcabouço é composto predominantemente por grãos de quartzo mal classificados e com formatos angulares a subangulares, sendo comum também a ocorrência de seixos e fragmentos de rocha.

Outra característica desta *facies* é que essas areias são inconsolidadas o que não possibilitou a observação de estruturas sedimentares primárias através da análise de testemunho convencional. Ressalta-se também que essas areias são encontradas em camadas individuais, frequentemente com gradação normal, e no campo de Salema compreende pouco menos de 40% da litologia no modelo geológico, enquanto no Campo de Bijupirá esta proporção é de 20%.

A **Facies 2**, representada pelo intervalo de areia semiconsolidada, é interpretada como depósitos de fluxo de detritos com pelo menos algum componente de depósitos de corrente de turbidez. Este litotipo tem granulometria de areia fina a grossa, com uma percentagem de argila detrítica maior do que na *Facies 1*. O tipo de argila é a glauconita, uma argila biogênica, que indica alto grau de atividade biológica, tanto nos reservatórios como mergulho acima. Isto é interferido pela ocorrência de glauconita como componente detrítico, indicando transporte, e como bolas individuais (*pellets*), indicando origem no local ou nas proximidades.

Estas areias são em geral completamente bioturbadas com *burrows* e *feeding traces*. A bioturbação é suficientemente intensa para destruir a maioria das estruturas sedimentares primárias. *Doggers* ou concreções de siderita (cimento carbonático), ocorrem comumente neste litotipo. Os *doggers* são usualmente formados primeiro, tanto na interface sedimento/água como até 1 metro abaixo e crescem até 1 metro de diâmetro. Eles podem preservar as estruturas primárias sedimentares porque não são bioturbados. Laminações paralelas e onduladas têm sido observadas nos *doggers* em testemunhos convencionais.

A alta percentagem de argila apontaria para uma origem por fluxo de detrito para estes depósitos de areia, contudo, as estruturas sedimentares observadas em alguns dos *Doggers* indicam que as correntes de turbidez podem ter desempenhado algum papel. A porcentagem relativa de glauconita controla a porosidade e permeabilidade das areias da *Facies 2*, a areia com mais glauconita tende a ter mais cimento de calcita, também. Estas areias são encontradas em camadas amalgamadas com espessura individual de menos de 1 metro até mais de 3 metros. As camadas individuais frequentemente mostram gradação normal. A *Facies 2* nos Campos de Bijupirá e de Salema compreende menos de 60% da litologia no modelo geológico.

A **Facies 3** compreende os folhelhos observados nos Campos de Bijupirá e de Salema, que são interpretados como folhelhos hemipelágicos de águas profundas, típicos de origem por correntes de turbidez. As cores variam do cinza claro a marrom-acastanhado e freqüentemente apresentam gradação normal com laminações silticas ocorrendo próximo da base. Em contraste com as areias glauconíticas da *Facies 2*, o tipo de argila é illita/esmectita. Esta *facies* compõe uma percentagem relativamente baixa de rocha no reservatório. As espessuras das camadas são geralmente menores do que 1 metro. No Campo de Bijupirá, a *Facies 3* compreende menos de 20% da litologia no modelo geológico, enquanto, no Campo de Salema esta proporção é da ordem de 5%

A seção arenosa dos reservatórios é capeada por rochas ricas em fragmentos maiores do que a fração areia, isto é, compõe-se de fragmentos da categoria seixos, ou até maiores, de mineralogia predominantemente quartzosa, mas também feldspática, imersos em matriz arenosa e/ou lamosa (diamictitos). Essa faciologia é característica de posições mais proximais dos depósitos turbidíticos, provavelmente refletindo a progradação do cânion para regiões mais profundas da bacia, tendo sido depositado em uma condição de águas um pouco mais rasas que os reservatórios sotopostos.

Figura 5.1.2-g. Mapa em profundidade do topo do reservatório dos campos de Bijupirá e Salema

b. Características Estruturais dos Campos de Bijupirá e Salema

De uma maneira geral, os campos Bijupirá e Salema também são semelhantes em suas características estruturais, exibindo falhas de extensão simples, associadas a falhas lítricas e falhas normais. Uma seção esquemática dos elementos estruturais da região pode ser visualizada na Figura 5.1.2-h.

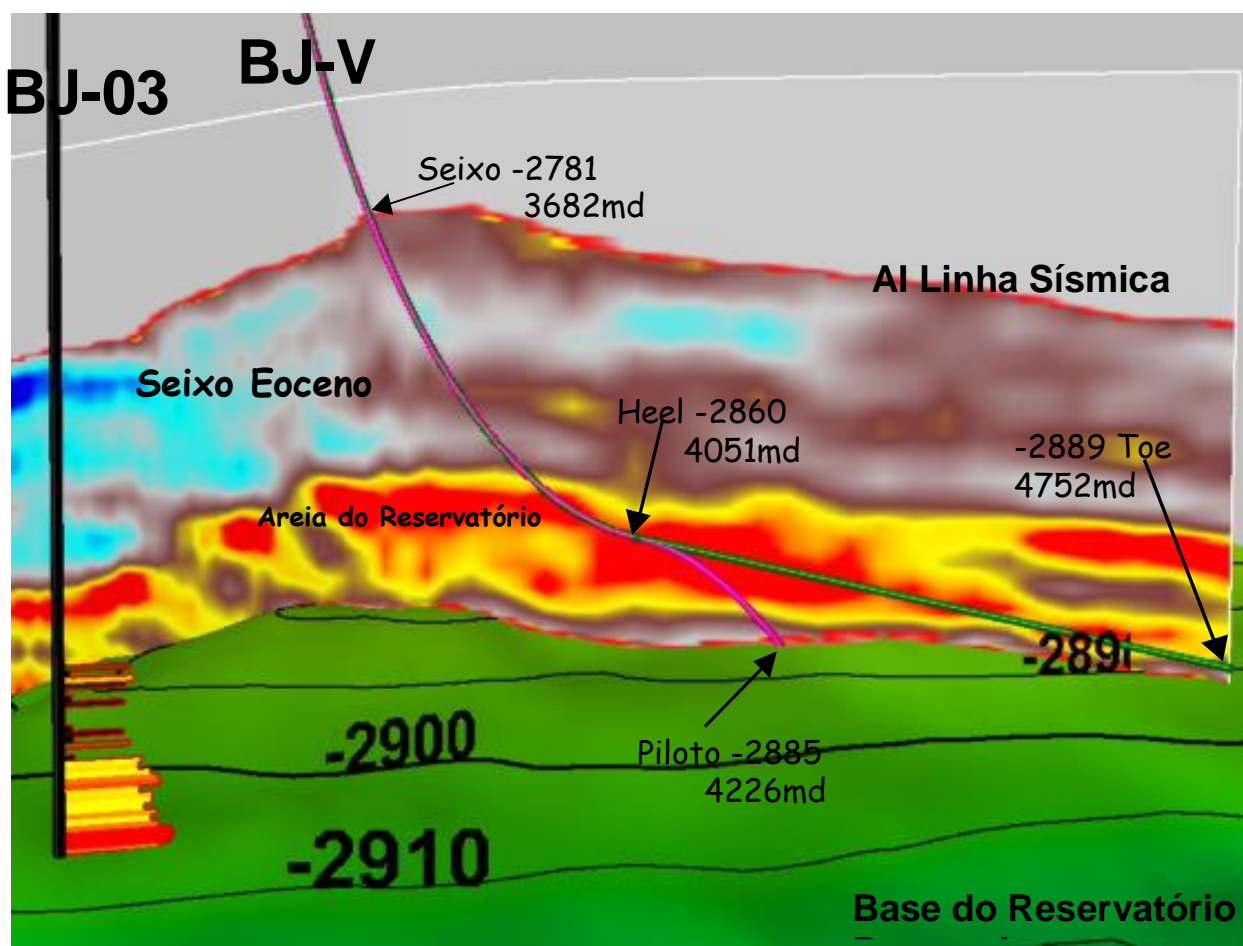


Figura 5.1.2-h. Seção geológica esquemática entre os poços.
Fonte: Enterprise (2000).

Falhas de origem halocinética proporcionaram o escorregamento de blocos de sedimentos em direção a porções mais profundas da bacia, condicionando seu basculamento e provocando a acomodação de pacotes de sedimentos mais jovens. Esses movimentos favoreceram o desenvolvimento de pequenas falhas de abrangência local, que compartimentaram os depósitos turbidíticos da área.

Localmente, esses falhamentos possuem rejeito diferenciado. O Campo de Bijupirá, por exemplo, é limitado a oeste por uma falha lítrica de mergulho SE, cujo rejeito varia de 120 m, em sua porção mais ao norte, até 20 m, em sua porção mais ao sul. Todas as evidências indicam esta falha como selante. O continuado crescimento da falha controlou o desenvolvimento das areias no bloco baixo. O limite sudeste do Campo é condicionado por uma falha de menor expressão, que o separa do bloco BJ-5 (Figura 5.1.2-g, anteriormente apresentada). Todas as evidências indicam também esta falha como selante, levando em consideração o delgado corpo de areia encontrado no BJ-5.

Do mesmo modo, o Campo de Salema é limitado a oeste por uma falha lítrica que, em sua porção norte, apresenta rejeito da ordem de 130 m, reduzindo-se para sul até menos de 20 m, isto é, abaixo da resolução sísmica (Figura 5.1.2-g, anteriormente apresentada). Evidências disponíveis indicam que as areias correlacionadas no RJS-440 podem se conectar às areias do poço RJS-373A ao sul. O limite leste do campo é controlado pela falha que separa o RJS-439 do bloco do BJ-1. Todas as evidências indicam esta falha como selante. Para o norte, o fechamento fica definido por acunhamento estratigráfico. Para o sul, onde as areias se aprofundam no *canyon*, existe uma rápida mudança de características sísmicas e ainda há dúvidas se estas areias se estendem para o aquífero ou se acunham.

Conforme se pode observar nos mapas exibidos, os dois campos apresentam reservatórios onde o fechamento possui um componente estrutural (falhas lítricas selantes) e um componente estratigráfico (“pinch-out” das areias), caracterizando uma trapa do tipo misto.

5.1.2.3 Aspectos Fisiográficos Regionais

O setor leste da margem continental brasileira representa uma típica margem do tipo Atlântico. Apresenta formas de relevo com influência de atividades tectono-magmáticas que se sobrepõem localmente às feições originadas por processos sedimentares. Além das feições clássicas de uma margem passiva, tais como plataforma, talude e sopé continental, apresenta também um relevo complexo, notado nas bruscas quebras de gradiente, na presença de platôs marginais, bancos e montes submarinos.

a. A costa

A costa leste do Brasil estende-se de Salvador a Cabo Frio (Silveira, 1964 *apud* Muehe, 1998). Apresenta costas altas, costões rochosos e o relevo tabuliforme do Grupo Barreiras. Ao sul do rio Doce, esta feição possui uma largura menor, com ocasionais afloramentos do embasamento cristalino. Terraços ornamentados por cordões litorâneos regressivos, pleistocênicos e holocênicos, são retrabalhados por ventos, originando campos de dunas.

Na área de estudo, a costa sofre uma abrupta mudança em sua orientação, passando de um alinhamento N-S ao norte do Cabo de São Tomé para NE-SW, até Cabo Frio, ao sul do qual assume direção E-W.

De acordo com Muehe (1998), a linha de costa na área de estudo divide-se em dois macrocompartimentos da região oriental: macrocompartimento Embaiamento de Tubarão, que se estende do rio Doce ao rio Itabapoana ($19^{\circ} 40'S$ a $21^{\circ} 19'S$) e Bacia de Campos, entre o rio Itabapoana e Cabo Frio ($21^{\circ} 18'S$ a $23^{\circ}S$).

A linha de costa do Embaiamento de Tubarão é, em grande parte, caracterizada pelo relevo associado ao Grupo Barreiras, embora esta feição seja substituída em algumas áreas por afloramentos do embasamento cristalino, como em Vitória e em Setiba-Guarapari. Sua extensão para o interior também é reduzida, não ultrapassando os 10 km.

A principal feição associada ao macrocompartimento Bacia de Campos é a planície costeira do rio Paraíba do Sul, associada a um alargamento da plataforma continental interna. Em direção ao sul desta área, o Grupo Barreiras se alarga e se interioriza, à medida em que a planície de cristas praias do Paraíba do Sul se amplia, desaparecendo totalmente a partir da extremidade meridional desta planície e sendo substituído pelo embasamento cristalino pré-cambriano.

A planície costeira do Paraíba do Sul é constituída por dois conjuntos de cristas de praia. O conjunto da margem norte do rio é formado por cristas de idade holocênica. O conjunto da margem sul é de idade pleistocênica e estende-se até as proximidades de Macaé, sendo precedido por um estreito cordão litorâneo holocênico. Um conjunto de pequenas lagoas se localiza à retaguarda do cordão arenoso atual. Uma importante planície de cristas praias também desenvolve-se a jusante da foz do rio São João.

Rochas intrusivas alcalinas de idade cretácea formam elevações que se destacam na paisagem, tais como o Morro de São João, na margem esquerda do rio homônimo, e a Ilha de Cabo Frio, limite sul deste macrocompartimento. O Cabo Frio representa também o limite entre as bacias de Campos e Santos.

b. A Plataforma Continental

A plataforma continental corresponde a uma faixa rasa com configuração de terraço, que termina em direção ao mar com um aumento acentuado do gradiente (quebra da plataforma) em torno de 130 m. Apresenta uma configuração mais ou menos plana, com gradiente muito baixo (1:1000) e relevo raramente excedendo 20 m. Na Figura 5.1.2-i, a seguir, pode-se visualizar o caráter de planura da plataforma continental.

A plataforma continental brasileira foi influenciada pelas variações eustáticas ocorridas ao longo do Pleistoceno Superior e do Holoceno. Estas flutuações do nível do mar determinaram os processos que moldaram sua topografia atual.

Sua largura é bastante variável. Ao largo de Caravelas, na Bahia, alcança 246 km e logo ao sul de Regência, no Espírito Santo, decresce para um mínimo de 48 km (REVIZEE, 1996), voltando a se alargar em direção ao Cabo de São Tomé (100 km). Ao largo do Cabo Frio, aproxima-se novamente da costa, chegando a cerca de 50 km (Muehe, 1998).

Observa-se que a plataforma continental acompanha a mudança de orientação da linha de costa. Sua porção mais interna forma um suave arco na direção norte-sul, estreitando-se até que a isóbata de 50 m chegue a 27 km ao largo de Vitória. Daí para o sul, vai se alargando em direção à bacia de Campos.

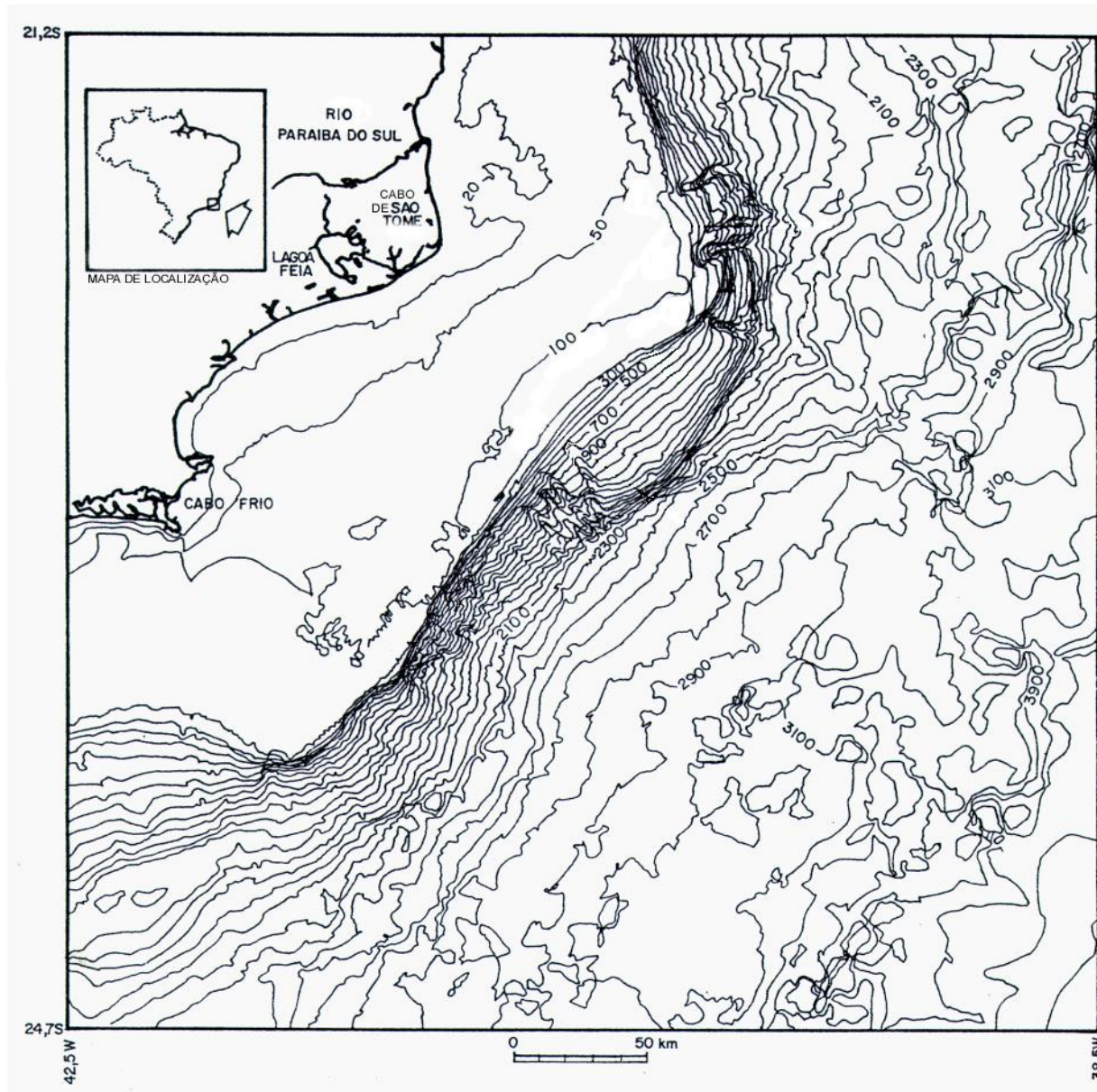


Figura 5.1.2-i. Mapa batimétrico esquemático da bacia de Campos.
Fonte: Modificado de Viana *et al.* (1998).

A passagem da plataforma para o talude é caracterizada por um incremento abrupto no gradiente, em torno dos 130 m de profundidade, região denominada quebra da plataforma.

c. Talude Continental

O talude continental da margem sudeste brasileira possui gradiente médio entre $1^{\circ} 50'$ e 3° . Estende-se até a profundidade de 2900 m e, a partir daí, dá lugar ao Platô de São Paulo. De uma maneira geral, o sopé do talude acompanha paralelamente a quebra da plataforma continental, com apenas uma descontinuidade, ao longo da Cadeia Vitória-Trindade (Alves *et al.*, 1980).

Na porção setentrional da bacia, ao norte da foz do rio Itabapoana, o talude é estreito e abrupto, apresentando um relevo entrecortado por ravinas e pequenos vales erosivos. Ao sul da foz do mesmo rio, o talude apresenta-se largo e pouco inclinado, com espessa acumulação sedimentar bem estratificada.

Na região ao largo da Baixada Campista, o talude é recortado em toda a sua extensão por inúmeros cânions. Dentre esses, destaca-se um profundo vale submarino denominado Cânion Almirante Câmara. Ainda nesta região, um pouco mais para o sul, ocorre um outro cânion de dimensões semelhantes, denominado Cânion São Tomé. Este conjunto de cânions e ravinamentos é denominado Grupo Nordeste de Cânions.

Numa região mais para o sul da Bacia, aproximadamente entre as latitudes de Macaé e Búzios, o talude continental apresenta-se novamente recortado por um conjunto de cânions e ravinamentos, referido na literatura como Grupo Sudeste de Cânions. Segundo Gorini *et al.* (1999), essas ravinas são frutos de deslizamentos submarinos esporádicos, condicionados por falhamentos NW-SE. Ainda segundo os mesmos autores, o talude continental entre o Grupo Sudeste de Cânions e o Cânion São Tomé é o mais regular de toda a área estudada, e o menos erodido. Na Figura 5.1.2-h, apresentada anteriormente, pode-se observar que se trata exatamente da área onde estão localizados os poços dos campos de Bijupirá e Salema.

5.1.2.4 Caracterização Fisiográfica Local

Conforme mencionado anteriormente, os campos de Bijupirá e Salema situam-se em uma região da bacia onde o talude continental intermediário apresenta um relevo plano e contínuo, sem a presença de cânions ou ravinamentos, não sendo notadas, ainda, outras feições fisiográficas relevantes.

No mapa batimétrico da região onde serão realizadas as perfurações (Figura 5.1.2-j), observa-se um marcante paralelismo e uma notória regularidade no espaçamento das curvas isobatimétricas, o que reflete um relevo plano, com inclinação de $2^{\circ} 17'$ para SE.

Figura 5.1.2-j. Mapa batimétrico esquemático na área dos campos Bijupirá e Salema.

5.1.2.5 Faciologia dos sedimentos de fundo

Em seus estudos sobre as características da margem continental brasileira na Bacia de Campos, Viana *et al.* (1998) descreveram os sedimentos do assoalho marinho separando as diversas regiões fisiográficas. As principais províncias faciológicas podem ser vistas na Figura 5.1.2-k, a seguir.

Na região da plataforma continental foram descritas areias siliciclásticas e bioclásticas que ocupam as porções interna e média da plataforma. Acumulações de lamas derivadas de descargas do rio Paraíba do Sul são encontradas como pequenas “manchas” espalhadas pela plataforma interna, ou ainda como grandes acumulações nas regiões de Búzios e Cabo Frio, onde a energia das correntes é próxima de zero (Viana *et al.*, 1998). Na plataforma externa, foram identificados sedimentos da fração areia, siliciclástica e secundariamente carbonática (derivada de algas verdes e vermelhas) com até 20 m de espessura, com um baixo a moderado teor de minerais pesados. Essas areias recobrem ciclicamente seqüências de carbonatos, de 10 a 20 m de espessura, caracteristicamente depositados em condições muito rasas, com feições típicas de “shallowing upwards”, formando típicos bancos carbonáticos de borda de plataforma (Viana *et al.*, 1998).

Na região do talude, esses autores descreveram sedimentos constituídos por areias finas a grossas, sendo mais finas na porção sul da Bacia, e mais limpas e mais grossas ao norte do Cânion São Tomé. Ao sul deste mesmo cânion, ocorrem camadas decimétricas de areias finas, limpas, associadas a desembocaduras de ravinamentos incipientes. Camadas de areias mais lamosas espalham-se por uma área maior, formando acumulações tabulares de lentes superimpostas, que podem alcançar até 10 m de espessura.

Na porção do talude médio, entre 550 e 1200 m, foi caracterizada uma camada de areias finas, laminada, litificada e ferruginosa que, juntamente com construções de corais de águas profundas, capeiam um pacote de lama siltosa e/ou arenosa, laminada, de dezenas de metros de espessura, que localmente encontra-se desestruturada por processos de fluxos de massa (Caddah *et al.*, 1994, *apud* Viana *et al.*, 1998). Esta superfície ferruginosa litificada tem espessura em torno de 10 cm, constituindo-se de areias finas, siltosa, siliciclástica ou bioclástica. Datações radiométricas calcularam idades holocênicas para esta superfície litificada, na região do talude médio.

Na região dos campos de Bijupirá e Salema, através dos levantamentos complementares de desenvolvimento, realizados no primeiro trimestre do ano de 2001 (Site Survey Bijupirá & Salema), verificou-se que a assinatura acústica ao longo desses campos indicam a presença de sedimentos de silte (baixa reflexividade), com ocorrência ocasional de manchas carbonáticas ou “mounds” (alta reflexividade). Esta interpretação foi posteriormente atestada através de resultados geotécnicos com base em amostras de testemunhos de sedimentos de fundo coletadas.

Figura 5.1.2-k. Mapa faciológico esquemático da Bacia de Campos.

5.1.2.6 Aspectos geotécnicos e de movimentos de massa na região do Talude

Segundo Stow (1989 *apud* Esteves, 1996), movimentos de massa caracterizam processos de ressedimentação que envolvem o deslocamento de sedimentos de águas rasas para águas mais profundas, sendo originados por forças gravitacionais. Sob essa denominação estariam tanto as correntes de turbidez quanto os fluxos de detritos e até mesmo grandes desmoronamentos submarinos.

Esteves (1996) descreve os deslizamentos e fluxos de massa como processos contínuos, numa escala de tempo geológico, enfatizando ainda que a inicialização da instabilidade dos sedimentos pode estar ligada a diversos fatores sin e pós-deposicionais.

- **Processos sedimentares antigos e recentes**

Segundo Wright (1991) e Carminatti & Scarton (1991 *apud* Viana *et al.*, 1998), os grandes processos hidrodinâmicos do Atlântico Sul não sofreram modificações significativas desde o período Oligoceno/Mioceno. Com isso, os processos sedimentares observados no Quaternário podem, genericamente, ser extrapolados para períodos pretéritos, assumindo-se sua atuação para todo o Cenozóico.

Na Bacia de Campos, o transporte de sedimentos de fundo na plataforma externa é relacionado à influência de diversos fatores hidrológicos, resultando em deslocamentos tanto paralelos quanto perpendiculares às isóbatas. Os dados registrados por Viana *et al.* (1997) caracterizam a maior ocorrência destes últimos, evidenciando fluxos que predominantemente cruzam o talude, perpendicularmente. Dessa forma, o deslocamento de sedimentos para o talude superior ocorre preferencialmente através de fluxos de gravidade de baixa densidade, com os materiais sendo carreados em suspensão.

Os dados geológicos e oceanográficos sugerem uma contínua e significativa transferência de sedimentos da plataforma para o talude nos dias atuais. Sugerem também que diferentes correntes termohalinas (massas d'água) exerceram grande influência nos processos sedimentares atuantes no ambiente do talude continental durante o Quaternário Superior.

Os diversos processos hidrodinâmicos que transferem sedimentos da plataforma para o talude proporcionaram a formação de depósitos de diferente morfologia, tais como corpos de forma lobada, associados à desembocadura de ravinas que cortam a região da quebra da plataforma, e acumulações planas, na forma de lençóis espalhados ao longo das escarpas da base da quebra da plataforma.

Segundo Esteves (1996), a inicialização dos movimentos de massa pode ser deflagrada por instabilidades ligadas a diferentes fatores, tais como alta taxa de sedimentação, acúmulo de gás nos poros dos sedimentos, gradiente excessivo, bioturbação, diápiros de sal ou de lama etc. Na área dos Campos de Bijupirá e Salema, o mapa batimétrico reflete uma regularidade planar do assoalho oceânico tal que não se pode inferir a presença de qualquer dos fatores acima mencionados, na área de execução do empreendimento.