
II.5.1.2 GEOLOGIA

A. Arcabouço Estrutural

A Bacia de Campos é uma bacia de margem atlântica, originada com o início do processo de abertura do Oceano Atlântico, ocorrido a partir do final do Jurássico.

A sua evolução é marcada por três fases principais que constituem mega-sequências tectônicas e sedimentares relacionadas aos processos de ruptura do paleo-continente gondwânico e à abertura do Oceano Atlântico Sul (Carminatti, 1987). Estas fases, ou mega-sequências, são conhecidas como fases *rift*, proto-oceano (ou transicional) e *drift* (marinha franca). Dois diferentes estilos de esforços estruturais conferiram à Bacia de Campos sua compartimentação regional: na fase inicial de sua formação, fase *rift*, predominou uma tectônica de blocos falhados que afetou o embasamento cristalino, enquanto que na fase marinha franca predominou a tectônica associada ao movimento de camadas de sedimentos evaporíticos depositados na fase proto-oceânica.

A fase *rift*, que marca o estágio inicial da separação do continente gondwânico e se instala sobre depósitos vulcânicos ligados à ruptura continental (Formação Cabiúnas), é caracterizada por sedimentação continental associada a rios e lagos hipersalinos onde se depositaram as rochas ricas em matéria orgânica (Fm. Lagoa Feia). Esta fase, que ocupou o Neocomiano (Cretáceo inferior), foi dominada por esforços tectônicos distensivos cujas direções principais são marcadas por alinhamentos de direção NE-SW, E-W e N-S.

A segunda fase constitui um período transicional, caracterizado pela passagem para um ambiente marinho restrito, de abertura gradual e contínua que propiciou uma espessa acumulação de camadas evaporíticas (sal) durante o Aptiano.

A partir do Albiano inicia-se a sedimentação marinha propriamente dita, com o aumento progressivo da extensão e da profundidade da bacia. No início, implementa-se uma fase marinha rasa onde predomina uma sedimentação mista com abundantes depósitos de rochas carbonáticas (Formação Macaé). Uma intensa progradação sedimentar ocupou os espaços disponíveis pela expansão e aprofundamento da bacia marinha (rochas do Grupo Campos). A deposição do espesso volume de sedimentos do Grupo Campos e da

Formação Macaé sobre a camada dúctil de evaporitos acarretou a progressiva deformação do sal, dando origem ao segundo estilo estrutural presente na bacia, relacionado à tectônica salífera. Este estilo tectônico é marcado pelo movimento das camadas de sal gerando zonas de fuga e de acumulação de sal, com o desenvolvimento de falhas lítricas normais na parte interna da Bacia e de falhas de empurrão na sua parte mais externa. Esta dinâmica salífera propiciou o surgimento de diápiros, muralhas e cadeias de sal que deformaram as camadas sobrejacentes até o fundo do mar (Mohriak *et al.*, 1995) e favoreceram a retenção de corpos arenosos transportados de ambientes rasos para águas profundas através de correntes de turbidez (turbiditos).

O Terciário da Bacia de Campos foi marcado por uma intensa progradação da margem continental que prevaleceu até o Mioceno médio (Carminatti e Scarton, 1991). Neste período, atividades tectônicas e oscilações climáticas e paleoceanográficas acarretaram em modificações estruturais, no desenvolvimento de discordâncias erosivas regionais e na transferência de grande volume de material sedimentar para águas profundas da bacia (Souza Cruz, 1995). A intensa progradação cessa a partir do Mioceno superior e observa-se, a partir de então, a restrição da sedimentação para ambientes mais proximais, com a chegada ocasional de sedimentos arenosos em águas profundas associados a transporte via cânions submarinos. Durante o período Plio-Quaternário, o talude continental foi submetido a intensos processos erosivos e de fluxos de massa (Kowsmann e Viana, 1992; Kowsmann *et al.*, 1994; Gorini *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 1998), que deram origem à escavação de ravinas, cicatrizes de escorregamento, depósitos de slump, debris-flow e turbidíticos (Gorini *et al.*, 1993; Machado *et al.*, 1998; Gonthier *et al.*, 1998). A partir do Cenozóico superior são bastante evidentes os registros de atuação de correntes de fundo nos sedimentos (Souza Cruz, 1995, Viana *et al.*, 1998, Rodrigues, 2000).

B. Caracterização lito-estratigráfica

A coluna estratigráfica da Bacia de Campos, proposta Rangel *et al.* (1994), é representada pelas Formações Cabiúnas, Lagoa Feia e Macaé, e pelo Grupo Campos (Figura II.5.1.2-1).

O conjunto de rochas mais antigo da Bacia de Campos, denominado de Formação Cabiúnas, é constituído por derrames basálticos do Cretáceo inferior que marcaram o início da separação continental. Caracteriza-se pela presença de basalto amigdaloidal castanho e cinza em níveis piroclásticos interestratificados com conglomerado polimítico de idades entre 122 ± 5 Ma e 134 ± 4 Ma.

A Formação Lagoa Feia assenta-se discordantemente sobre a Fm. Cabiúnas e é composta por conglomerados polimíticos, arenitos grossos conglomeráticos, arenitos muito finos castanhos, folhelhos cinza e castanho-escuros, e siltitos cinza e verde (Schaller, 1973). Dois membros são individualizados: (1) Membro Coqueiros - coquinas cinza e creme, desenvolvendo camadas entre 15m e 50m (Rangel *et al.*, 1994); (2) Membro Retiro - composto por rochas evaporíticas constituídas por halita hialina e anidrita branca (as camadas de halita apresentam maior mobilidade e são responsáveis pelas grandes figuras de deformação halocinética). As rochas da Formação Lagoa Feia têm origem em ambientes de leques aluviais, sistemas fluviais lacustres e planícies de sabkha (Rangel *et al.*, 1987). Datações indicam idades do Barremiano e Aptiano (Cretáceo médio-inferior). O contato superior da Fm. Lagoa Feia com a Formação Macaé é concordante.

A Formação Macaé é constituída por sedimentação carbonática composta por calcarenitos, calcirruditos e calcilutitos sobrepostos aos evaporitos da Lagoa Feia. Três membros são individualizados: (a) Quissamã - formado por calcarenitos e calcirruditos oolíticos e detritais, com ocorrência localizada de dolomitização; (b) Outeiro - formado por calcilutitos creme, folhelhos cinza e margas cinza-claras; (c) Goitacás - constituído por conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados, e por calcilutitos brancos e margas cinza. Os três membros se interdigitam, com o Membro Goitacás se posicionando numa posição mais interna na bacia (depósitos continentais, transicionais e de plataforma). Datações indicam idades variando do Albiano ao Cenomaniano (± 111 Ma a ± 92 Ma). As rochas da Formação Macaé representam os primeiros sedimentos marinhos na Bacia de Campos, sendo reconhecidos depósitos de leques aluviais, plataformas carbonáticas, talude

e correntes de turbidez (Rangel *et al.*, 1994). A Formação Macaé é recoberta de forma discordante pela Formação Ubatuba do Grupo Campos.

O Grupo Campos é constituído pelas Formações Ubatuba, Carapebus e Emborê que caracterizam os sedimentos depositados desde o Cretáceo superior até os dias atuais.

A Formação Ubatuba representa a seção de sedimentos finos de águas profundas que se interdigita em direção à costa com os sedimentos terrígenos grossos e carbonatos da Formação Emborê e que se sobrepõe discordantemente aos carbonatos da Formação Macaé. Compõe-se de uma espessa camada de folhelhos cinza-escuros e esverdeados, argilas e margas cinza-claras, calcilutitos cinza e creme e diamictitos acinzentados. As rochas mais litificadas de sua base constituem um membro diferenciado, o Membro Tamoios, com idades variando do Turoniano ao Maastrichtiano. A Formação Ubatuba tem origem em ambiente deposicional marinho batial a abissal. Arenitos turbidíticos da Formação Carapebus ocorrem intercaladas a estes sedimentos.

A Formação Carapebus intercala-se aos sedimentos finos da Formação Ubatuba, sendo formada por depósitos turbidíticos constituídos por arenitos finos a conglomeráticos, desenvolvidos desde o Turoniano até o Holoceno. Estes sedimentos foram transferidos para águas profundas através de cânions e calhas submarinas que se instalaram ao longo de toda a história evolutiva da fase *drift*, sendo que alguns deles foram bem identificados e estudados a partir do Oligoceno (Peres, 1992). Durante o Mioceno, as oscilações globais do nível do mar tiveram reflexo na Bacia de Campos gerando uma série de discordâncias que localmente incidiram no talude formando cânions submarinos (Viana *et al.*, 1990)

A Formação Emborê interdigita-se lateralmente com a Formação Ubatuba, sendo formada por arenitos e carbonatos (Schaller, 1973), depositados em leques costeiros, e plataformas carbonáticas, entre o Maastrichtiano e o Holoceno. Possui três Membros: (a) São Tomé - formado por sedimentos clásticos grossos vermelhos; (b) Siri - formado por arenitos bioclásticos creme-claro; (c) Grussaí - formado por calcarenitos bioclásticos e detritais de coloração creme-esbranquiçado.

A seção geológica da Figura II.5.1.2-2 ilustra distribuição regional das sequência sedimentares da Bacia de Campos. Observa-se que ao longo da área estudada, sobre a atual plataforma continental, estão presentes todas as formações acima descritas.

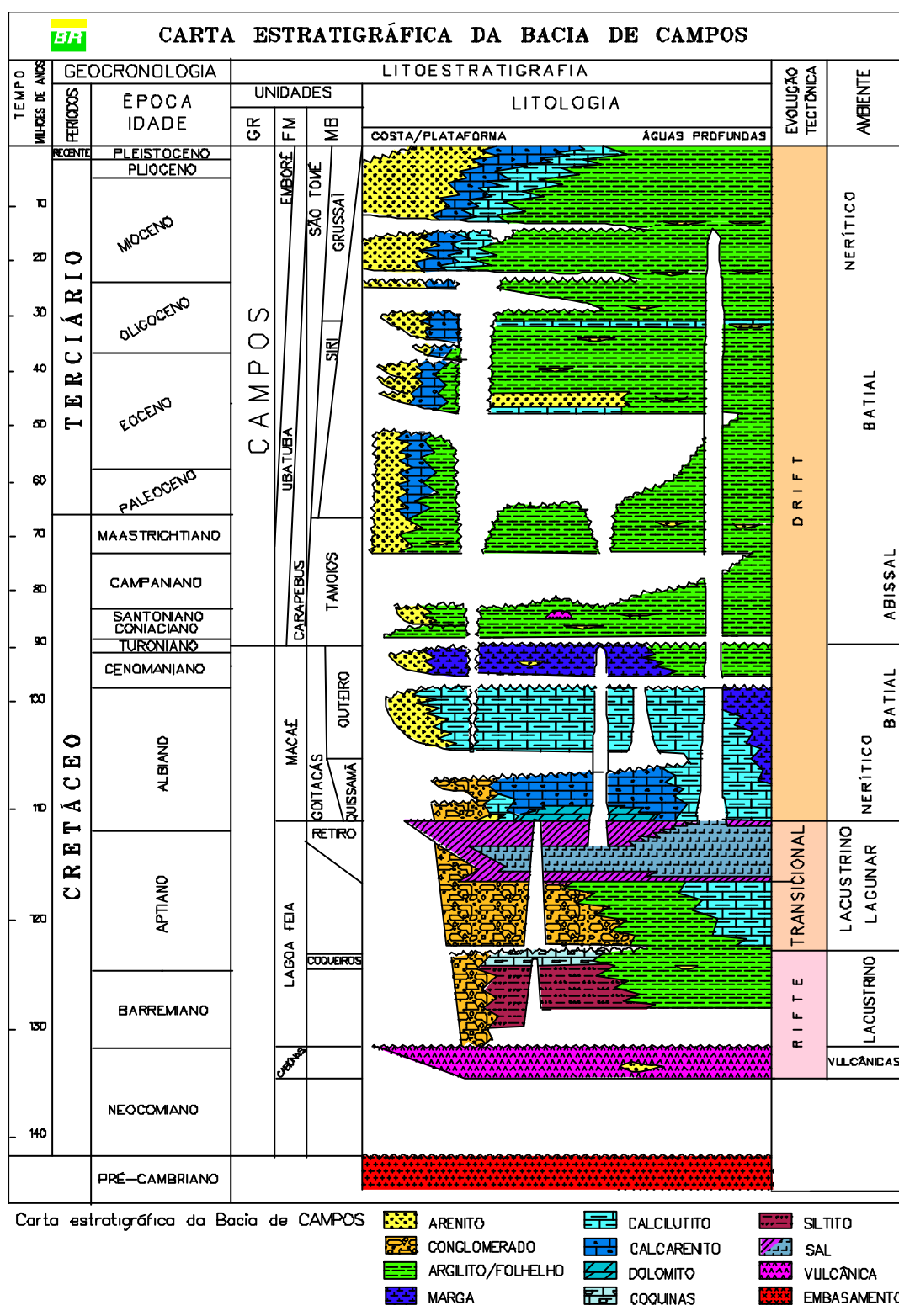


Figura II.5.1.2-1: Coluna estratigráfica da Bacia de Campos.

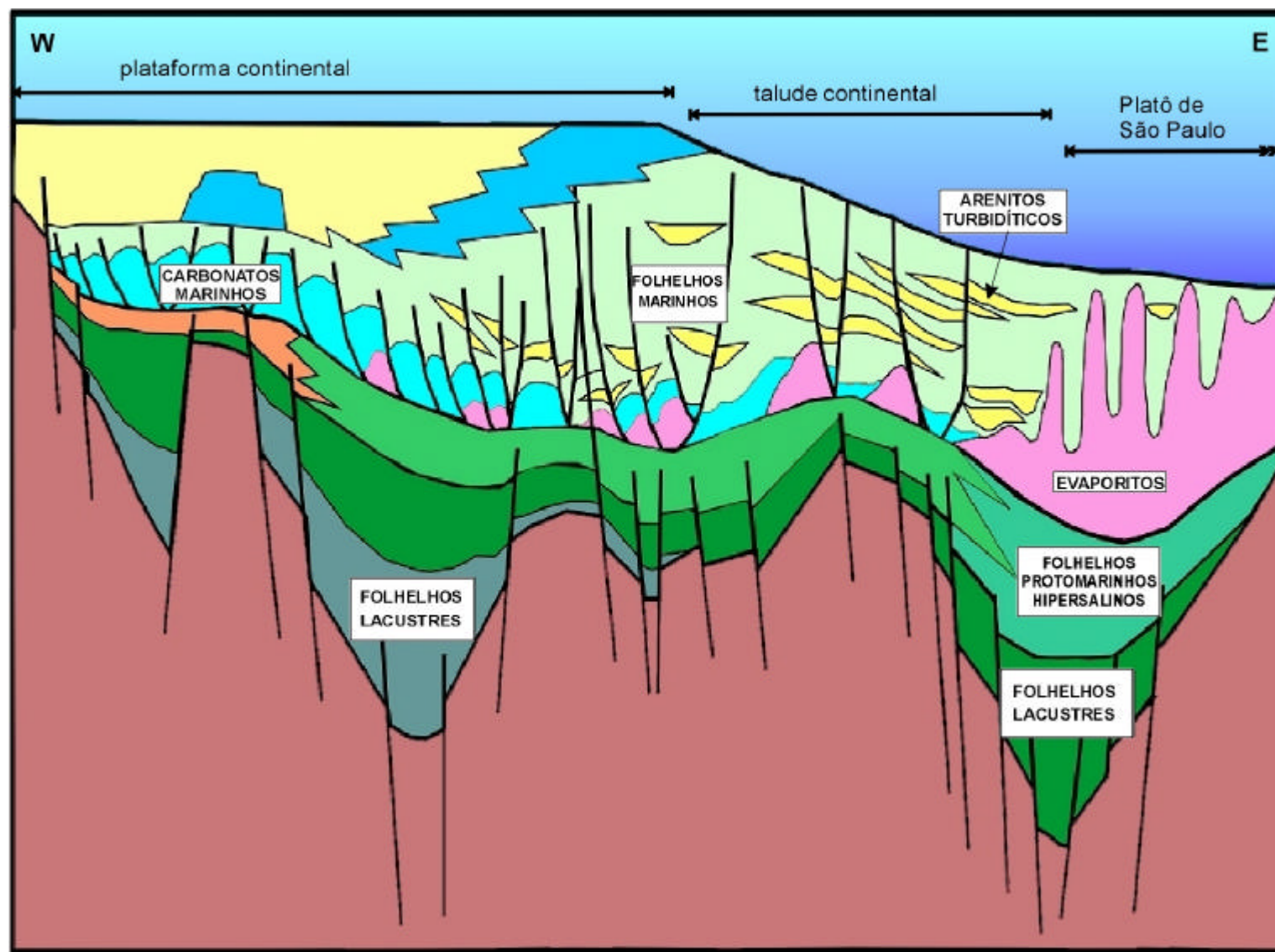


Figura II.5.1.2-2:
Seção geológica
ilustrando as
principais sequências
lito-estratigráficas da
Bacia de Campos e a
compartimentação da
margem continental
na área estudada.
Fonte: ANP.

C. Caracterização fisiográfica regional e local

C.1 Análise regional

A Bacia de Campos ocupa a porção sudeste da margem continental brasileira entre o Alto de Vitória ($\sim 20,5^{\circ}\text{S}$) e o Alto de Cabo Frio ($\sim 24^{\circ}\text{S}$) e tem menos de 10% de sua superfície de mais de 100.000 km^2 sobre áreas emersas, sendo que mais de 70% da bacia se encontra em águas mais profundas que 200m (Carminatti e Scarton, 1991). A linha de costa a partir do Cabo Frio até o Cabo de São Tomé tem uma orientação NE-SW, assumindo uma orientação N-S do norte do Cabo de São Tomé até o limite setentrional da bacia (Figura II.5.1.2-3, ao final desta Seção). A margem continental onde está localizada grande parte da Bacia de Campos é um domínio fisiográfico de transição entre a parte emersa do continente e a bacia oceânica, sendo dividida de acordo com suas características morfológicas em três províncias: Plataforma Continental, Talude Continental e Platô de São Paulo (Figuras II.5.1.2-2 e II.5.1.2-4). Uma porção menor da Bacia ocorre sobre a área continental, numa área grosseiramente delimitada entre os rios Macaé, ao sul e Itabapoana, ao norte, e cujo eixo central é marcado pelo baixo rio Paraíba do Sul.

A porção emersa da Bacia de Campos se caracteriza pela planície costeira do norte do estado fluminense (Figura II.5.1.2-5). Essa planície costeira apresenta um alinhamento geral NE-SW interrompido pela projeção deltáica da foz do rio Paraíba do Sul. O delta do Paraíba do Sul define dois setores do litoral, ao norte e ao sul do cabo de São Tomé de características fisiográficas distintas. Na porção sul, entre Cabo Frio e o Cabo de São Tomé, a linha de costa assume uma direção NE-SW, como desenvolvimento de uma planície costeira estreita, principalmente entre Cabo Frio e Macaé, alargando-se daí até o Cabo de São Tomé. Nesta última porção, entre Macaé e o Cabo de São Tomé, onde acentua-se a inflexão da linha de costa para ENE-WSW, é bem marcada a presença de cordões litorâneos de direção paralela à costa local (NE-SW) e lagunas costeiras, sendo que a Lagoa Feia constitui-se no maior corpo lagunar local, com mais de 50 km^2 de superfície. Nas margens da Lagoa Feia se desenvolvem estromatolitos, bioconstruções algálicas associadas à zonas de influência das marés. No setor litorâneo entre o Cabo de São Tomé e o norte da foz atual do Paraíba do Sul, a margem assume uma direção geral N-S. Uma sucessão de cordões litorâneos assimetricamente distribuídos ao longo das margens do rio, marcam a progradação recente do Paraíba do Sul. Estes cordões e a forma em cúspide do delta são características de um delta dominado por ondas e ventos com

um grande aporte de sedimentos, desenvolvido durante um regime de ascensão e estabilização relativa do nível do mar.

A plataforma continental avança desde a linha de costa até a isóbata de cerca de 150m, que mimetiza a orientação da linha de costa. O gradiente é suave (1:1000) marcado localmente pela presença de bancos carbonáticos e cordões de praia fósseis (Kowsmann e Costa, 1979; Viana *et al.*, 1998). A plataforma é mais larga e profunda ao sul do Cabo de São Tomé, com cerca de 100km de largura, onde as isóbatas seguem o alinhamento regional NE-SW da costa. Nesta região a borda da plataforma se situa a cerca de 150m de profundidade. Ao norte do Cabo, observa-se o estreitamento da plataforma continental. A largura média é da ordem de 70 km com uma direção coincidindo com o alinhamento N-S da linha de costa, e a profundidade da borda é de cerca de 80m (Figura II.5.1.2-4).

O talude continental se estende em média por cerca de 40 km a partir da borda da plataforma, tendo sua base a 1500m de lâmina d'água no norte da bacia e a 2000m no sul. A declividade média é de cerca de 3 graus. As variações morfológicas do talude decorrem da presença de cânions, ravinas e sulcos cujas escarpas podem atingir declividades maiores que 30 graus. O talude continental da Bacia de Campos é recortado por uma série de cânions submarinos estudados por Alves *et al.* (1980), Brehme (1984), Viana (1989), Castro (1992), Gorini *et al.* (1998) e Viana *et al.* (1999). A presença dos cânions confere ao talude da Bacia de Campos suas principais distinções: ao sul, o talude é íngreme, dissecado por vários cânions e ravinas rasas indistintas (Castro, 1992) que tendem a se organizar e individualizar para o norte, na região do Grupo de Cânions de Sudeste (Brehme, 1984). Este grupo é constituído por cinco cânions submarinos de vales profundos e largos que foram individualizados por Viana *et al.* (1999). Entre o Grupo de Cânions de Sudeste e o cânion de São Tomé, mais ao norte, o talude apresenta-se sem incisões e tem a sua maior extensão coincidindo com a área dos campos de Barracuda e Marlim (Figura II.5.1.2-4). Da área ao sul do campo de Albacora até o norte do campo de Roncador, o talude apresenta uma série de cânions (Grupo Nordeste de Cânions; Brehme, 1984), entre os quais se destacam os cânions São Tomé, Itapemirim e Almirante Câmara, de sul para norte respectivamente. Ao norte do cânion Almirante Câmara o talude volta a ficar íngreme e escavado, com a base a profundidades inferiores a 1600m. A base do talude é marcada por um escarpamento contínuo que reproduz a geometria deposicional das clinoformas progradantes do Mioceno médio e que serviram de superfície



limite para a estabilidade dos sedimentos posteriormente depositados (Kowsmann e Viana, 1992).

A distinção entre as profundidades da base do talude ao sul e ao norte da bacia é devida à grande acumulação de sedimentos tendo com o eixo deposicional a desembocadura do cânion Almirante Câmara (Viana *et al.*, 1998), formando um complexo turbidítico moderno inicialmente reconhecido por Alves *et al.*, (1980), Alves e Ponzi (1984) e Brehme (1984). Este sistema foi fruto de análises detalhadas mais recentes efetuadas por Machado *et al.* (1998, 2002), Viana *et al.* (1998, 2001) e Almeida Jr. *et al.* (2001).

O Platô de São Paulo é uma província fisiográfica que separa o talude do sopé continental, ocorre a partir da base do talude até regiões que podem atingir mais de 3000m de lâmina d'água. Nesta região de gradiente relativamente suave (1:100), observam-se grandes desníveis localizados e declividades que podem variar de 0,5 grau a mais de 20 graus. O fundo do mar no Platô de São Paulo é inteiramente modelado pela presença de feições topográficas associadas ao movimento das camadas de sal. Seu limite externo coincide com uma grande escarpa que ocorre a uma profundidade aproximada de 3000 metros.



Figura II.5.1.2-4: Mapa fisiológico regional: o retângulo delimita a área de interesse deste relatório. São apresentados os principais cânions submarinos e demais elementos fisiográficos e geográficos da área. A linha em vermelho representa a o duto entre Barra do Furado e PGP-1 (Fonte: PETROBRAS).

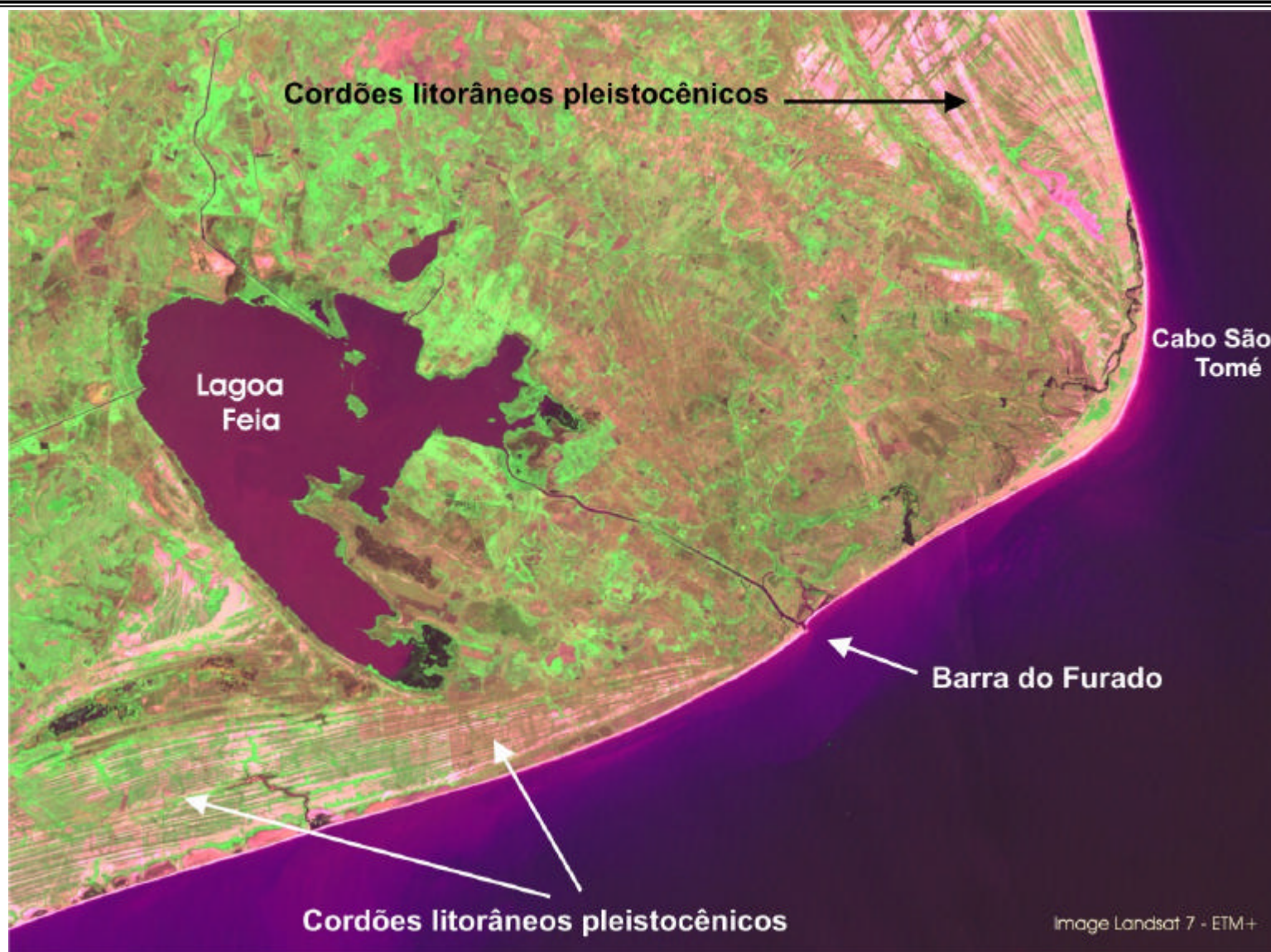


Figura II.5.1.2-5:
Imagem LANDSAT
ilustrando a porção
emersa da região,
permitindo a
observação das
feições continentais
tais como cordões
litorâneos, lagunas
costeiras, etc.

C.2 Análise local

A área estudada neste relatório está inserida na unidade fisiográfica denominada Plataforma Continental (Figuras II.5.1.2-2 e II.5.1.2-3), estendendo-se desde a linha de praia até cerca de 120 metros de lâmina d'água. A declividade predominante da área de interesse é para SE.

O relevo da área de influência do Projeto PDEG apresenta-se relativamente plano e suave, sem irregularidades de grande porte. No entanto, ressalta-se que podem ocorrer desníveis pontuais no trecho de interesse, associados à presença de ilhas de praia fossilizadas e cimentadas (*beach rocks*), e a bancos de bioconstruções carbonáticas (bancos calcáreos), cujos desníveis topográficos ficam abaixo da resolução batimétrica nos dados disponíveis (Figura II.5.1.2-6). Na área da PGP-1 observa-se uma elevação topográfica do fundo de cerca de 20 metros em relação às áreas adjacentes, relacionada possivelmente a uma dessas bioconstruções carbonáticas. O flanco externo dessas elevações é fortemente escarpado, correspondendo à escarpa de borda de plataforma, e reentrâncias laterais, possivelmente associadas a erosão nos flancos do alto fundo são observadas na Figura II.5.1.2-6, ao final desta Seção.

D. Faciologia dos sedimentos de fundo oceânico

D.1 Análise regional

A plataforma continental da Bacia de Campos é dominada por sedimentos arenosos de diâmetro variável de composição siliciclástica ou bioclástica/biodetrítica. Ocorrem também de forma esparsa bioconstruções carbonáticas. Na porção sudoeste observa-se uma grande concentração de sedimentos lamosos. Uma faixa de lama alongada no sentido N-S ocorre entre Cabo Frio e Macaé acompanhando a linha de costa entre as isóbatas de 20 e 50 m. Na porção sudoeste, a leste de Cabo Frio, essa faixa lamosa se estende em direção à borda da plataforma, atingindo até a isóbata de 150m. A presença de lama entre Cabo Frio e Cabo de São Tomé é fruto da descarga dos rios Paraíba do Sul (localizado ao norte do Cabo de São Tomé), Macaé e São João. A origem terrígena desse material é indicada pelos altos teores de caolinita (> 75%) (Alves *et al.*, 1980).

Na plataforma externa, a leste e a nordeste de Cabo Frio, ocorrem depósitos de cascalho biodetrítico originados a partir da decomposição mecânica de

algas calcárias (Viana *et al.*, 1998). Estes biodetritos apresentam teores de CaCO_3 superiores a 75%, acima dos 100 m, representando antigo ambiente carbonático de mar raso. Kowsmann e Costa (1979) mencionam a existência, na plataforma externa entre Macaé e Cabo Frio, de escarpamentos referentes a antigas linhas de praia afogadas, relativas a estabilizações temporárias do nível do mar durante sua subida a partir da última deglaciação. A sudeste de Cabo Frio, lamas recentes de plataforma soterram esse escarpamento.

No restante do leito marinho da bacia (Talude Continental e Platô de São Paulo) são encontradas principalmente lamas de diferentes tipos e origem (Caddah *et al.*, 1998). A presença de uma topografia complexa no Platô de São Paulo influenciou a captura de sedimentos arenosos exportados de águas rasas para águas profundas, originando uma rede de drenagem submarina identificada por Brehme (1984) e mapeada em detalhe por Castro (1992). Esta rede de drenagem foi posteriormente analisada por Kowsmann *et al.* (1996), Miller *et al.* (1995), Gorini *et al.* (1998), Viana *et al.* (1998) e Machado *et al.* (2002).

D.2 Análise local

Os sedimentos presentes no fundo do mar na área de estudo são fruto dos sucessivos episódios de subida e descida do nível do mar durante o Quaternário, que permitiu alternadamente a exposição subaérea e o afogamento da plataforma. Toda a suite mineralógica presente na área de estudo é fruto, portanto, desta presença-ausência de mar sobre a plataforma, e consequente presença-ausência de sistemas continentais/transicionais (rios, lagunas, praias, pântanos etc.), além da dinâmica marinha que permitiu o retrabalhamento submarino dos sedimentos depositados nesta região. O fundo do mar é composto essencialmente por areias e carbonatos, e rara lama subordinada em quantidade (Figura II.5.1.2-6). As areias apresentam uma composição mista siliciclástica e carbonática (relatório interno da Petrobras E&P-SSE/SC-ESUB/GM - 972.065/02) e se distribuem desde a linha de costa até a borda da plataforma, sendo predominantes na porção interna e média da plataforma (até 60m de lâmina d'água), onde os sedimentos de composição siliciclástica ocorrem em maior abundância, enquanto que os sedimentos de composição carbonática são mais freqüentes junto à borda da plataforma. A deposição desses sedimentos está relacionada aos sucessivos episódios de

rebaixamento e subida do nível do mar e o conseqüente avanço e recuo do delta do Rio Paraíba do Sul durante o período Quaternário.

Os sedimentos de composição carbonática, cuja expressão em área é inferior em relação aos siliciclásticos, podem se apresentar de forma desagregada ou como lajes endurecidas, formados a partir de bioconstruções de recifes algálicos ou coralíneos (Figura II.5.1.2-6, ao final desta Seção). A plataforma PGP-1 está assentada sobre uma área de sedimentos carbonáticos. Observa-se a continuidade da cobertura arenosa da plataforma em direção ao alto do talude, onde essas areias assumem uma disposição espacial alongada, acompanhando as isóbatas até cerca de 600m de lâmina d'água, correspondendo aos depósitos de areias de alto de talude definidos por Viana e Faugères (1998).

E. Condições de estabilidade e resistência do piso marinho (caracterização geotécnica)

A área estudada, compreendida inteiramente sobre a plataforma continental, onde as declividades são extremamente suaves, apresenta um baixo grau de risco de instabilização submarina. A presença de bancos de bioconstruções calcáreas dispersos em meio a sedimentos arenosos, pode caracterizar uma situação de risco no assentamento de fundações visto a diferença de resistência a penetração entre a areia e os bancos de carbonato enrijecidos.

A presença de fortes correntes litorâneas foi constatada por Bastos (1997) no litoral ao longo do trecho entre Cabiúnas e Atafona, junto à foz do Rio Paraíba do Sul. Este autor descreve o registro de processos erosivos ao longo deste trecho. Essa constatação implica na necessidade de um estudo de impacto das correntes sobre as instalações submarinas na porção junto à praia, visando evitar a remoção de sedimentos ou assoreamento não desejado que podem colocar em risco a estabilidade do empreendimento.

As características de risco geológico do talude continental, que se inicia em direção mar afora da porção adjacente à área mais distante do empreendimento (PGP-1), não foi alvo de estudo deste relatório.